



การแปรผันของปริมาณฝนเชิงพื้นที่และเวลาในประเทศไทย และความเชื่อมโยงกับความ
แปรปรวนของภูมิอากาศระดับภูมิภาคและระดับโลก
Spatio - temporal Rainfall Changes in Thailand and Their Connection with
Regional and Global Climate Variability

ขนิษฐา กู้ศรีสกุล

Khanitta Kusreesakul

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต
สาขาวิชาการจัดการสิ่งแวดล้อม
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of
Master of Science in Environmental Management
Prince of Songkla University

2552

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

ชื่อวิทยานิพนธ์	การแปรผันของปริมาณฝนเชิงพื้นที่และเวลาในประเทศไทย และความเชื่อมโยงกับความแปรปรวนของภูมิอากาศระดับภูมิภาคและระดับโลก
ผู้เขียน	นางสาวชนิษฐา กุ์ศรีสกุล
สาขาวิชา	การจัดการสิ่งแวดล้อม
ปีการศึกษา	2552

บทคัดย่อ

งานวิจัยนี้ เป็นการวิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนในประเทศไทย ในช่วงคาบเวลาแบบฤดูกาล ปีต่อปี และทศวรรษต่อทศวรรษ เพื่อหารูปแบบความแปรปรวนที่โดดเด่นของปริมาณฝนในประเทศไทย และเชื่อมโยงกับความแปรปรวนนี้กับมรสุมฤดูร้อน อินเดีย-โอเชียเนีย-ไคโพล (IOD) และเอนโซ (ENSO) โดยใช้ข้อมูลกริดรายเดือนขนาด 2.5×2.5 องศา ระหว่างปี ค.ศ. 1979–2007 ของ Global Precipitation Climatology Project (GPCP) โดยพื้นที่ประเทศไทยครอบคลุมกริดทั้งหมด 17 กริด มาวิเคราะห์ด้วยสถิติเชิงพหุ (ได้แก่ Empirical Orthogonal Function (EOF), Moving Average, Correlation Function, Double Correlation Method, Probability Density Function, Variance Analysis, Spectrum Analysis และ Composite Analysis) ผลการวิเคราะห์พบว่า EOF โหมดที่ 1 อธิบายความแปรปรวนของฝนได้ถึง 77.4% โดยปริมาณฝนมีความสัมพันธ์เชิงบวกกับมรสุมฤดูร้อน และมีความสัมพันธ์กับลมมรสุมที่พัดมาจากฝั่งมหาสมุทรแปซิฟิกมากกว่าที่มาจากทางฝั่งมหาสมุทรอินเดีย สำหรับความสัมพันธ์กับ IOD พบว่า ปีที่เป็น Positive IOD ปริมาณฝนในประเทศไทย จะมีค่าน้อยกว่าปกติ นอกจากนี้ยังพบว่า ในปีที่เกิด El Niño ปริมาณฝนที่ตกในประเทศไทยจะมีค่าน้อยกว่าปกติ แต่ในปีที่เกิด La Niña จะมีฝนมากกว่าปกติ ซึ่งส่วนใหญ่ตรงกับกรณีที่เกิด Positive IOD จากผลการศึกษาสรุปได้ว่า ความแปรปรวนของปริมาณฝนในประเทศไทยมีความสัมพันธ์กับความผันแปรของมรสุมฤดูร้อน IOD และ ENSO แต่ผลการศึกษาครั้งนี้ยังไม่สามารถประเมินในเชิงปริมาณได้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งความแปรปรวนที่เกิดเนื่องจาก IOD และ ENSO ดังนั้น จึงควรมีการวิเคราะห์ข้อมูลที่มีความละเอียดในเชิงพื้นที่และมีระยะเวลายาวนานกว่า 60 ปี เพื่อให้เข้าใจกลไกความเชื่อมโยงระหว่างความผันแปรของระบบภูมิอากาศ และสามารถประเมินระดับของผลกระทบ ซึ่งจะเป็นประโยชน์ต่อการบริหารจัดการน้ำในประเทศไทย

Thesis Title	Spatio–temporal Rainfall Changes in Thailand and Their Connection with Regional and Global Climate Variability
Author	Miss Khanitta Kusreesakul
Major Program	Environmental Management
Academic Year	2009

Abstract

This study is an analysis of seasonal, interannual and decadal rainfall variations in Thailand for indicating dominant spatio–temporal modes and its relations to Summer Monsoon, Indian Ocean Dipole (IOD) and El Niño–Southern Oscillation (ENSO). Multivariate statistical techniques (i.e., Empirical Orthogonal Function (EOF), Moving Average, Correlation Function, Double Correlation Method, Probability Density Function, Variance Analysis, Spectrum Analysis and Composite Analysis) were used to analyze 29-year (1979–2007) monthly data set of 2.5×2.5 degree grid, 17 grids for Thailand, retrieved from Global Precipitation Climatology Project (GPCP). The results revealed that the leading EOF mode accounts for 77.4% of total variance. Its time coefficient had positively correlated with Summer Monsoon by which higher for the North Pacific Monsoon than the Indian Monsoon. For the relationship with IOD, below-than-normal rainfall was found in the year of positive IOD. In addition, below-than-normal rainfall was also found in the El Niño years, while La Niña years were found in opposite, coincidentally, mostly occurred in the same years of positive IOD. In summary, rainfall variations in Thailand are associated with Summer Monsoon, IOD and ENSO. Unfortunately, the impact levels especially IOD and ENSO could not yet be quantitatively assessed. To clarify linking mechanisms among climate variations and quantitatively assess its impacts, the analysis of high-resolution and longer than 60 year data sets is required. This knowledge is crucial important for water management in Thailand.

กิตติกรรมประกาศ

การทำวิทยานิพนธ์ฉบับนี้สำเร็จได้ด้วยความกรุณาจากคณาจารย์และบุคคลหลายฝ่าย ข้าพเจ้าจึงขอกราบขอบพระคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. เพ็ญใจ สมพงษ์ชัยกุล และ ดร. อัสมน ลีเมสกุล อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์เป็นอย่างสูง ที่ให้คำปรึกษา แนะนำแนวทางในการทำวิจัย ตรวจสอบข้อมูล ตลอดจนแก้ไขรูปเล่มวิทยานิพนธ์ จนกระทั่งเป็นวิทยานิพนธ์ฉบับสมบูรณ์

ขอขอบคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. อานนท์ สนิทวงศ์ ณ อยุธยา และรองศาสตราจารย์ ดร. สมบูรณ์ พรพิเนตพงศ์ คณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์ ที่ให้คำแนะนำ และขอควรปรับปรุง ในวิทยานิพนธ์ให้สมบูรณ์ยิ่งขึ้น และขอขอบคุณอาจารย์ ประภาพร แสงกาญจนวนิช ที่ให้คำปรึกษาในการทำวิทยานิพนธ์

ขอขอบคุณ ศูนย์ปฏิบัติการและฝึกอบรมด้านสิ่งแวดล้อม กรมส่งเสริมคุณภาพ- สิ่งแวดล้อม ที่ให้ความอนุเคราะห์สถานที่ในการวิจัย ขอขอบคุณ หน่วยวิจัยชีวธรณีเคมีและการเปลี่ยนแปลงสิ่งแวดล้อม และบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ที่ให้ทุนสนับสนุน การวิจัยในครั้งนี้

ขอขอบคุณ คุณจิณธรรม หารเทา คุณจิตรลดา มูประสิทธิ์ คุณวรนุช คีละมัน คุณสุภาพร แก้วบุบผา และคุณศรียา ฤทธิช่วยรอด ที่ให้ข้อมูลและให้ความช่วยเหลือในการ วิเคราะห์ข้อมูล ขอขอบคุณคุณปิยะนุช ทองเงิน ที่อำนวยความสะดวกสำหรับสถานที่พักอาศัย ตลอดจนการวิจัยในครั้งนี้

สุดท้ายขอขอบคุณครอบครัว กู้ศรีสกุล ที่คอยเป็นกำลังใจ ให้ความช่วยเหลือ และ สนับสนุนทุนทรัพย์ตลอดการศึกษา

ขนิษฐา กู้ศรีสกุล

สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อ	(3)
Abstract	(4)
กิตติกรรมประกาศ	(5)
สารบัญ	(6)
สารบัญตาราง	(9)
สารบัญรูป	(11)
บทที่ 1 บทนำ	1
1.1 บทนำตั้งเรื่อง	1
1.2 ตรวจสอบเอกสาร	3
1.2.1 ความแปรปรวนของการหมุนเวียนของบรรยากาศ (atmospheric circulation variability)	3
1.2.2 มรสุม (monsoon)	5
1.2.3 ปรากฏการณ์อินเดีย-โอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) ในมหาสมุทรอินเดียบริเวณเส้นศูนย์สูตร	9
1.2.4 ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO)	13
1.2.5 ความสัมพันธ์ระหว่าง ENSO, IOD และ มรสุม	17
1.3 วัตถุประสงค์ของงานวิจัย	19
บทที่ 2 วิธีดำเนินการวิจัย	20
2.1 ขั้นตอนวิธีการศึกษาวิจัย	20
2.2 แหล่งข้อมูลและวิธีการรวบรวมข้อมูล	20
2.2.1 ข้อมูลปริมาณฝน	20

สารบัญญ (ต่อ)

	หน้า
บทที่ 2 (ต่อ)	
2.2.2 ข้อมูลตัวชี้วัด (index) สำหรับใช้ติดตามและชี้วัดปรากฏการณ์ มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO	22
1) ตัวชี้วัดที่ชี้วัดความสัมพันธ์กับการเกิดมรสุมฤดูร้อน คือ Indian Summer Monsoon Index (IMI) และ Western North Pacific Monsoon Index (WNPMI)	22
2) ตัวชี้วัดที่ใช้ในการศึกษาการเกิด IOD คือ Dipole Mode Index (DMI)	23
3) ตัวชี้วัดที่ใช้ในการศึกษาการเกิด ENSO คือ Multivariate ENSO Index (MEI)	27
2.3 ลักษณะและคุณภาพของข้อมูล	29
2.3.1 ข้อมูลปริมาณฝน	29
2.3.2 ข้อมูลตัวชี้วัด	33
2.4 การตรวจสอบและควบคุมคุณภาพข้อมูล (quality control and check)	33
2.4.1 ตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลในเชิงเวลา (temporal outlier)	33
2.4.2 ตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลในเชิงพื้นที่ (spatial outlier)	34
2.5 วิธีการและสถิติที่ใช้ในการวิเคราะห์ความแปรปรวนของตัวชี้วัดและปริมาณฝน	34
2.5.1 Empirical Orthogonal Functions (EOFs) หรือ Principal Component Analysis (PCA)	34
2.5.2 Moving Average (M.A.)	40
2.5.3 Correlation Function	41
2.5.4 Double Correlation Method (DCM)	42
2.5.5 Probability Density Function (PDF)	45
2.5.6 Variance Analysis	47
2.5.7 Spectrum Analysis	48
2.5.8 Composite Analysis	51

สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
บทที่ 3 ผลการศึกษาและอภิปรายผล	55
3.1 การควบคุมคุณภาพข้อมูลและตรวจสอบ (data quality and checking)	55
3.1.1 สถิติเบื้องต้นและลักษณะการแจกแจงของข้อมูลปริมาณฝน	55
3.1.2 ค่าผิดปกติในเชิงเวลา	55
3.1.3 ค่าผิดปกติในเชิงพื้นที่	58
3.1.4 โครงสร้างข้อมูลอนุกรมเวลาของปริมาณฝนของ GPCP	58
3.2 รูปแบบและความแปรปรวนของตัวชี้วัด	60
3.3 รูปแบบการกระจายตัวและความแปรปรวนเชิงพื้นที่และเวลาของปริมาณฝนในประเทศไทย	65
3.3.1 รูปแบบการกระจายตัวของปริมาณฝนในประเทศไทย	65
3.3.2 ความแปรปรวนในเชิงพื้นที่และเวลาของปริมาณฝนในประเทศไทย	69
3.3.3 วิเคราะห์ความสัมพันธ์หรือความเชื่อมโยงของปริมาณฝนของไทยกับมรสุมฤดูร้อน (summer monsoon)	71
3.3.4 วิเคราะห์ความสัมพันธ์หรือความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของปริมาณฝนของไทยกับ IOD	79
3.3.5 วิเคราะห์ความสัมพันธ์หรือความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของปริมาณฝนของไทยกับ ENSO	83
บทที่ 4 สรุปผลการศึกษาและข้อเสนอแนะ	92
4.1 การตรวจสอบและควบคุมคุณภาพข้อมูล	92
4.2 วิธีการทางสถิติที่ใช้ในการศึกษา	92
4.3 ผลการศึกษา	94
4.4 ข้อเสนอแนะ	95
บรรณานุกรม	97
ภาคผนวก	107
ภาคผนวก ก ปริมาณฝนจาก GPCP ของประเทศไทย	108
ภาคผนวก ข ปริมาณฝนในการศึกษาความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์ต่างๆ	123
ประวัติผู้เขียน	135

สารบัญตาราง

		หน้า
ตาราง 2-1	ตัวชี้วัดที่ใช้ชี้วัดความผิดปกติของ ENSO ตัวอื่นๆ	28
ตาราง 2-2	ตำแหน่งกริดของพื้นที่ประเทศไทยจำนวน 17 กริด โดยใช้แทนด้วยตัวเลขต่างๆ	31
ตาราง 3-1	สถิติเชิงพรรณนาของข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนจาก GPCP แยกเป็นรายกริด	56
ตาราง 3-2	แสดงค่าความแปรปรวนและสัดส่วนความแปรปรวนของตัวชี้วัดแต่ละตัว ที่คาบเวลาต่างๆ	61
ตาราง 3-3	วิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนด้วย สถิติ Kruskal-Wallis จากกลุ่มปรากฏการณ์ 3 กลุ่ม คือ IMI กรณีที่เป็น Positive, Negative และปีที่เป็นปกติ	77
ตาราง 3-4	วิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนด้วย สถิติ Kruskal-Wallis จากกลุ่มปรากฏการณ์ 3 กลุ่ม คือ WNPMI กรณีที่เป็น Positive, Negative และปีที่เป็นปกติ	77
ตาราง 3-5	วิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนด้วย สถิติ Kruskal-Wallis จากกลุ่มปรากฏการณ์ 3 กลุ่ม คือ Positive IOD, Negative IOD และปีที่เป็นปกติ	83
ตาราง 3-6	วิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนด้วย สถิติ Kruskal-Wallis จากกลุ่มปรากฏการณ์ 3 กลุ่ม คือ กลุ่มที่เกิด El Niño, La Niña และปีที่เป็นปกติ	91
ตาราง ก-1	ปริมาณฝนจาก GPCP ของประเทศไทยในปี ค.ศ. 1979-2007 (พ.ศ.2522-2550) มีหน่วยเป็นมิลลิเมตร/วัน	108
ตาราง ข-1	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Positive IMI โดยการศึกษาความ สัมพันธ์จากตัวชี้วัด IMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่มากกว่า 1	123
ตาราง ข-2	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Negative IMI โดยการศึกษาความ สัมพันธ์จากตัวชี้วัด IMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่น้อยกว่า -1	124
ตาราง ข-3	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Normal จาก Indian Summer Monsoon โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด IMI ซึ่งใช้เกณฑ์ที่ S.D. อยู่ในช่วง -0.5 ถึง 0.5	125

สารบัญตาราง (ต่อ)

		หน้า
ตาราง ข-4	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Positive WNPMI โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด WNPMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่มากกว่า 1	126
ตาราง ข-5	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Negative WNPMI โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด WNPMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่น้อยกว่า -1	127
ตาราง ข-6	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Normal จาก Western North Pacific Summer Monsoon โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด WNPMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่อยู่ในช่วง -0.5 ถึง 0.5	128
ตาราง ข-7	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เกิด Positive IOD โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด DMI ซึ่งใช้เกณฑ์ค่า S.D. ที่มากกว่า 0.3	129
ตาราง ข-8	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เกิด Negative IOD โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด DMI ซึ่งใช้เกณฑ์ค่า S.D. ที่น้อยกว่า 0.3	130
ตาราง ข-9	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Normal จากปรากฏการณ์ IOD โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด DMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่อยู่ในช่วง -0.1 ถึง 0.1	131
ตาราง ข-10	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เกิด El Niño โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด MEI ซึ่งใช้เกณฑ์ค่า S.D. ที่มากกว่า 1	132
ตาราง ข-11	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เกิด La Niña โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด MEI ซึ่งใช้เกณฑ์ค่า S.D. ที่น้อยกว่า -1	133
ตาราง ข-12	ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Normal จาก ENSO โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด MEI ซึ่งใช้เกณฑ์ค่า S.D. ที่อยู่ในช่วง -0.5 ถึง 0.5	134

สารบัญรูป

	หน้า
รูปที่ 1-1	5
Pacific-North America (PNA) และ North Atlantic Oscillation (NAO) เป็นรูปแบบของ Teleconnections ที่ระดับความสูง 500 hPa เป็นจุดที่แสดงความสัมพันธ์ที่เชื่อมโยงกันของพื้นที่บริเวณซีกโลกเหนือของทั้ง 2 บริเวณ ในช่วงฤดูหนาว (ธันวาคม-กุมภาพันธ์) ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1958-2005 (พ.ศ. 2501-2548) โดย PNA อ่าอิงที่พิกัด 45°N, 165°W และ NAO อ่าอิงที่พิกัด 65°N, 30°	
รูปที่ 1-2	8
ร่องมรสุม (monsoon trough) หรือแนวปะทะลมร้อน (inter tropical convergence zone; ITCZ) บริเวณศูนย์สูตร	
รูปที่ 1-3	10
(ก) ปราภฏการณ์อินเดียน โอเชียน ไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) รูปซ่ายแสดงสภาวะปกติ และรูปขวาแสดงกรณีที่เกิด Positive IOD; (ข) รูปแบบ Positive IOD; และ (ค) รูปแบบ Negative IOD	
รูปที่ 1-4	11
อุณหภูมิผิวน้ำทะเลและกระแสลมในบริเวณมหาสมุทรอินเดียของ ตำแหน่งการเกิด ปราภฏการณ์อินเดียน โอเชียน ไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD)	
รูปที่ 1-5	12
ภาพบน – การเกิด Kelvin wave ซึ่งมีอยู่ 2 แบบ คือ ในแนวขนานกับชายฝั่ง และในแนวเส้นศูนย์สูตร; ภาพล่าง – มักจะเกิดขึ้นเมื่อมีการเปลี่ยนแปลง อย่างฉับพลันของกระแสลม ทำให้มวลน้ำด้านบนสวนทางกับมวลน้ำด้านล่าง ก่อให้เกิดเป็นคลื่นที่เรียกว่า Kelvin wave; ตัวอย่างเช่น ช่วงที่มีการเปลี่ยนแปลง ของลมสินค้า ระยะเริ่มแรกของการเกิด El Niño	
รูปที่ 1-6	14
การหมุนเวียนอากาศแบบวอล์กเกอร์ (walker circulation) ประกอบด้วย 2 เซลล์ คือการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกและเหนือมหาสมุทรอินเดีย	
รูปที่ 1-7	16
แสดง (ก) สภาวะปกติ (ข) สภาวะ El Niño และ (ค) สภาวะ La Niña	
รูปที่ 2-1	23
พื้นที่ของการหมุนเวียนที่สัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ โดยตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัว คือ IMI (Indian monsoon index) และ WNPMI (Western North Pacific Monsoon Index)	

สารบัญรูป (ต่อ)

	หน้า	
รูปที่ 2-2	ข้อมูลรายเดือนของ Indian Summer Monsoon Index (บน) และ Western North Pacific Monsoon Index (ล่าง) โดยนำค่ามาทำให้เรียบด้วย 11 เดือนอนุกรมเวลาเพื่อทำให้เห็นการเปลี่ยนแปลงมากกว่ารอบปีชัดเจนขึ้น	24
รูปที่ 2-3	ข้อมูลรายเดือนของ Indian Summer Monsoon Index (บน) และ Western North Pacific Monsoon Index (ล่าง) โดยเฉลี่ยข้อมูลของเดือนมิถุนายน-กันยายน เส้นปะ แสดงค่า $\pm 1SD$ ของตัวชี้วัด	25
รูปที่ 2-4	พื้นที่ตำแหน่งที่ใช้ในการหาค่า DMI ; Western Tropical Indian Ocean (WTIO) (50°E-70°E และ 10°S-10°N); Southeastern Tropical Indian Ocean (SETIO) (90°E-110°E และ 10°S-0°N); Southwestern Tropical Indian Ocean (SWIO)	26
รูปที่ 2-5	กราฟ Dipole Mode Index (DMI) ซึ่งเป็นข้อมูลรายเดือน: ค่า DMI ที่เป็นค่าติดลบ จะหมายถึงโอกาสที่เกิดปรากฏการณ์ IOD Negative ส่วนค่า DMI ที่เป็นค่าบวก จะหมายถึงโอกาสที่เกิดปรากฏการณ์ IOD Positive	26
รูปที่ 2-6	ตำแหน่งตัวแปรทั้งหมดของค่า MEI คือ P, U, V, S, A และ C	27
รูปที่ 2-7	กราฟ Multivariate ENSO Index (MEI) ซึ่งเป็นข้อมูลรายเดือน: ค่า MEI ที่เป็นค่าติดลบ จะหมายถึงโอกาสที่เกิดปรากฏการณ์ La Niña ส่วนค่า MEI ที่เป็นค่าบวก จะหมายถึงโอกาสที่เกิดปรากฏการณ์ El Niño	29
รูปที่ 2-8	แปลงข้อมูลของ GPCP ที่เป็นไฟล์แบบ Binary มาเป็นข้อมูล ASCII code ก่อนบันทึกไฟล์ลงในรูป Excel	30
รูปที่ 2-9	แบ่งพื้นที่เป็นกริดขนาด 2.5° X 2.5° (latitude – longitude) ทั่วโลก ได้กริดที่เป็นตำแหน่งประเทศไทย 17 กริด กริดแรกเริ่มต้นที่ 90°N, -180°W กริดที่ 2 คือ 90°N, -177.5°W	32
รูปที่ 2-10	ผลการวิเคราะห์ด้วย DCM บริเวณประเทศอินโดนีเซียที่แบ่งผลลัพธ์ออกเป็น กลุ่ม A, B และ C	43
รูปที่ 2-11	การประมาณความน่าจะเป็น โดยใช้ histogram ในแต่ละช่วง	45
รูปที่ 2-12	การแจกแจงแบบแกมมา ที่มีค่า α และ β แตกต่างกัน	46

สารบัญรูป (ต่อ)

	หน้า	
รูปที่ 2-13	ปริซึมแยกแสงสีขาวออกมาเป็นองค์ประกอบของสีหลัก 7 สี คือ สีม่วง สีคราม สีน้ำเงิน สีเขียว สีเหลือง สีแสด และ สีแดง สถานีที่อยู่ใกล้ชายฝั่งและมีปริมาณปรอทปนเปื้อนสูงในสัตว์น้ำชนิดนั้น	49
รูปที่ 2-14	ความสัมพันธ์ระหว่าง Fourier Transforms และ Inverse Fourier Transforms	50
รูปที่ 2-15	ขั้นตอนในการศึกษาทั้งหมดในงานวิจัย	54
รูปที่ 3-1	ลักษณะการกระจายตัวของปริมาณฝนรายเดือนจาก GPCP ของประเทศไทย ในรูปแบบของ pdf (gamma distribution) โดย $\hat{\alpha}$ และ $\hat{\beta}$ มีค่าเป็น 0.857 และ 4.441 ตามลำดับ	56
รูปที่ 3-2	แสดงการกระจายของข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนของประเทศไทยที่ได้ จาก GPCP ในช่วงปี ค.ศ. 1979 – 2007 (พ.ศ. 2522 – 2550) เทียบกับค่า 4 เท่าของค่าพิสัยระหว่างควอไทล์ (IR) ของชุดข้อมูล (IR = 4.87)	57
รูปที่ 3-3	Boxplot แสดงการแจกแจงปริมาณฝนรายเดือนเชิงพื้นที่ของประเทศไทย (ภาคเหนือ – กริดที่ 1, 2, 3 และ 4; ภาคตะวันตก – กริดที่ 7; ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ – กริดที่ 5, 6, 9 และ 10; ภาคกลางและภาคตะวันออก – กริดที่ 8, 11 และ 12; ภาคใต้ – กริดที่ 13, 14, 15, 16 และ 17)	59
รูปที่ 3-4	สัดส่วนความแปรปรวนของตัวชี้วัดแต่ละตัว ที่คาบเวลาต่าง	61
รูปที่ 3-5	แสดงผลการวิเคราะห์ค่าบการเกิดซ้ำของค่า IMI ที่ใช้ข้อมูลรายเดือนระหว่าง ปี ค.ศ. 1950-2007 (พ.ศ. 2493-2550) ซึ่งพบว่ามีช่วงที่เกิดซ้ำ (frequency) ที่ให้ค่าสูงสุด (peak) อยู่ 1 ช่วง โดยจากการคำนวณได้รอบของการเกิดซ้ำอยู่ใน ช่วง 12 เดือนหรือ 1 ปี	63
รูปที่ 3-6	แสดงผลการวิเคราะห์ค่าบการเกิดซ้ำของค่า WNPMI ที่ใช้ข้อมูลรายเดือนระหว่าง ปี ค.ศ. 1950-2007 (พ.ศ. 2493-2550) ซึ่งพบว่ามีช่วงที่เกิดซ้ำ (frequency) ที่ให้ค่าสูงสุด (peak) อยู่ 1 ช่วง โดยจากการคำนวณได้รอบของการเกิดซ้ำอยู่ใน ช่วง 12 เดือนหรือ 1 ปี	63

สารบัญรูป (ต่อ)

	หน้า	
รูปที่ 3-7	แสดงผลการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่า DMI ที่ใช้ข้อมูลรายเดือนระหว่างปี ค.ศ.1950-2007 (พ.ศ. 2493-2550) ซึ่งพบว่ามีช่วงที่เกิดซ้ำ (frequency) ที่ให้ค่าสูงสุด (peak) อยู่ 1 ช่วง โดยจากการคำนวณได้รอบของการเกิดซ้ำอยู่ในช่วง 3-5 ปี	64
รูปที่ 3-8	แสดงผลการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่า MEI ที่ใช้ข้อมูลรายเดือนระหว่างปีค.ศ.1950-2008 (พ.ศ. 2493-2551) ซึ่งพบว่ามีช่วงที่เกิดซ้ำ (frequency) ที่ให้ค่าสูงสุด (peak) อยู่ 1 ช่วง โดยจากการคำนวณได้รอบของการเกิดซ้ำอยู่ในช่วง 3-5 ปี	64
รูปที่ 3-9	ผลการวิเคราะห์ด้วย DCM ของพื้นที่ในประเทศไทยที่แบ่งผลลัพธ์ออกเป็น 2 กลุ่ม	65
รูปที่ 3-10	การเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนตามฤดูกาลในแต่ละเดือน (climatological monthly mean) ของข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนจาก GPCP ระหว่างปี ค.ศ. 1979 – 2007 (พ.ศ. 2522-2550) โดยกลุ่มที่ 1 คือพื้นที่โดยรวมของประเทศ ยกเว้นภาคใต้ และกลุ่มที่ 2 คือ พื้นที่ภาคใต้	67
รูปที่ 3-11	รูปแบบการกระจายตัวของปริมาณฝนจาก GPCP โดยใช้ pdf สำหรับพื้นที่ทั้งประเทศ (ก) พื้นที่โดยรวมของประเทศ ยกเว้นบริเวณภาคใต้ (ข) พื้นที่ภาคใต้ (ค) โดย $\hat{\alpha}$ และ $\hat{\beta}$ มีค่าเป็น 0.857 และ 4.441 ตามลำดับ	68
รูปที่ 3-12	เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนของปริมาณฝนทุกกริดที่ครอบคลุมประเทศไทยในแต่ละโหมดของการวิเคราะห์ EOFs	69
รูปที่ 3-13	แสดงค่า Loading ของ EOFs ในรูปของค่าความสัมพันธ์ (R) ระหว่าง EOF โหมดที่ 1 กับข้อมูลแต่ละกริด	70
รูปที่ 3-14	ความสัมพันธ์ตามฤดูกาลของปริมาณฝนของไทย กับค่า IMI (ก) และ WNPMI (ข)	72
รูปที่ 3-15	ค่าปริมาณฝนเฉลี่ยรายเดือนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เดือนกรกฎาคม และตุลาคม ข้อมูลเป็นการวิเคราะห์ขนาดกริด $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ในช่วงระยะเวลา 48 ปี	73
รูปที่ 3-16	EOF โหมดที่ 1 ของปริมาณฝนของประเทศไทยกับค่า IMI (ใช้ค่าเฉลี่ยเดือนมิถุนายน-กันยายน)	75
รูปที่ 3-17	EOF โหมดที่ 1 ของปริมาณฝนของประเทศไทยกับค่า WNPMI (ใช้ค่าเฉลี่ยเดือนมิถุนายน-กันยายน)	75

สารบัญรูป (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 3-18 Composite แบ่งกลุ่มปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ตามกลุ่มของ IMI กรณีที่เป็น Positive, Negative และปีที่เป็น Normal	76
รูปที่ 3-19 การกระจายตัวของปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ตามกลุ่มของ IMI กรณีที่เป็น Positive, Negative และปีที่เป็น Normal โดยค่าเฉลี่ยของ ปริมาณฝนรวมทั้งหมดของทั้ง 3 กลุ่มเท่ากับ 0.070	76
รูปที่ 3-20 Composite แบ่งกลุ่มปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ตามกลุ่มของ WNPMI กรณีที่เป็น Positive, Negative และปีที่เป็น Normal	78
รูปที่ 3-21 การกระจายตัวของปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ตามกลุ่มของ WNPMI กรณีที่เป็น Positive, Negative และปีที่เป็น Normal โดยค่าเฉลี่ยของ ปริมาณฝนรวมทั้งหมดของทั้ง 3 กลุ่มเท่ากับ -0.032	78
รูปที่ 3-22 ค่า Dipole Mode Index (DMI) ที่คำนวณจากค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ โดยใช้ 11 เดือนอนุกรมเวลา	79
รูปที่ 3-23 ค่าอนุกรมเวลาของ EOF โหมดที่ 1 ของปริมาณฝนประเทศไทยกับค่า DMI (ค่าเฉลี่ยระหว่างมิถุนายน – พฤศจิกายน)	81
รูปที่ 3-24 ความสัมพันธ์ของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลทั้ง 2 ฝั่งของมหาสมุทรอินเดีย ที่แสดงวิวัฒนาการร่วมกัน (coevolution) ระหว่างความรุนแรงของ Dipole Mode (DMI; สีดำ) และความผิดปกติของกระแสลมบริเวณศูนย์สูตร (U_{eq} ; สีเทา) จากปีก่อนจะเกิด IOD - ปีที่เกิด IOD - ปีหลังจากเกิด IOD	81
รูปที่ 3-25 Composite แบ่งกลุ่มปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ตามกลุ่มปรากฏการณ์การเกิด คือ Positive IOD, Negative IOD และ Normal	82
รูปที่ 3-26 การกระจายตัวของปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ตามกลุ่มปรากฏการณ์การเกิด คือ Positive IOD, Negative IOD และ Normal โดยค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนรวมทั้งหมด เท่ากับ -0.007	82
รูปที่ 3-27 Composite อุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยรายเดือน โดยเลือกปีที่เกิด El Niño รุนแรง จำนวน 10 ปี (a) มิถุนายน-สิงหาคม (JJA(0)), (b) ธันวาคม-กุมภาพันธ์ (D(0)/JF(1)) และ (c) มิถุนายน-สิงหาคม (JJA(1)) โดยที่ 0 หมายถึง ปีที่เริ่มมีการพัฒนาการเกิด El Niño และ 1 หมายถึงปีที่ El Niño เริ่มสลายตัวลง	84

รูปที่ 3-28	Residual ของ EOF โหมดที่ 1 ของปริมาณฝนประเทศไทยกับค่า Standardized MEI	85
รูปที่ 3-29	EOF โหมดที่ 1 ของปริมาณฝนประเทศไทยกับค่า Standardized MEI (เฉลี่ยแบบเคลื่อนที่โดยใช้ 60 เดือนอนุกรมเวลา)	87
รูปที่ 3-30	ค่า Standardized MEI ที่คำนวณจากค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่โดยใช้ 60 เดือนอนุกรมเวลา	88
รูปที่ 3-31	ค่าเฉลี่ยรายเดือนของตัวชี้วัด PDO ตั้งแต่ปี 1900-2008	89
รูปที่ 3-32	Composite แบ่งกลุ่มปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ตามกลุ่มปรากฏการณ์การเกิด คือ El Niño, La Niña และ Normal	90
รูปที่ 3-33	การกระจายตัวของปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ตามกลุ่มปรากฏการณ์การเกิด คือ El Niño, La Niña และ Normal	90

บทที่ 1

บทนำ

1.1 บทนำต้นเรื่อง

ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศเป็นปรากฏการณ์ธรรมชาติในระบบภูมิอากาศ ซึ่งเกิดจากการปฏิสัมพันธ์กันระหว่างธรณีภาค บรรยากาศ และมหาสมุทร หลักฐานจาก Palaeo-Records ระบุว่า สภาพภูมิอากาศของโลกมีความผันแปรอย่างต่อเนื่องทุกคาบเวลา โดยความแปรปรวนของระบบภูมิอากาศในระดับภูมิภาคมีอิทธิพลสูงต่อความแปรปรวนระดับโลก ความแปรปรวนดังกล่าว นับว่าเป็นองค์ประกอบสำคัญของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในระยะสั้น (ปีต่อปีถึงทศวรรษต่อทศวรรษ) ที่ส่งผลกระทบต่อในหลายด้าน อาทิ ระบบนิเวศ สังคม ทรัพยากรธรรมชาติ และสิ่งแวดล้อม ตลอดจนสุขภาพอนามัยและความเป็นอยู่ของมนุษย์

โดยทั่วไปสัญญาณ (signal) ของความแปรปรวน มักซ้อนทับกลายเป็นส่วนหนึ่งของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ อย่างไรก็ตาม ในช่วงไม่กี่ทศวรรษที่ผ่านมา ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศได้ส่งผลกระทบต่อในหลายภูมิภาคของโลก เช่น ภัยแล้งในทวีปแอฟริกาและประเทศอินโดนีเซีย อุทกภัยรุนแรงในแถบประเทศเอเชียใต้ พายุรุนแรงในสหรัฐอเมริกา และล่าสุดไซโคลนนาร์กิส (cyclone Nargis) สร้างความเสียหายรุนแรงให้กับประเทศพม่าเมื่อ 3 พฤษภาคม 2551 เป็นต้น คาดกันว่าในอนาคตอันใกล้ ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศมีแนวโน้มทวีความรุนแรง และมีความถี่ของการเกิดเพิ่มขึ้นตามสัดส่วนการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ ซึ่งก๊าซเรือนกระจกเหล่านี้เป็นตัวการสำคัญที่ส่งผลต่อสมดุลความร้อนของแต่ละองค์ประกอบของโลก ดังนั้นการศึกษาความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในระดับภูมิภาคและท้องถิ่น เป็นประเด็นหนึ่งที่ทำนายในการวิจัยเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศโลก (global climate change research) ที่กำลังเป็นที่สนใจจากนักวิทยาศาสตร์ทั่วโลก ทั้งนี้เพื่อสร้างองค์ความรู้ความเข้าใจอย่างถ่องแท้ถึงกลไกการเชื่อมโยง ปัจจัยที่บังคับ (forcing) การตอบสนอง (response) และผลที่ตามมา (consequence) รวมทั้งการปฏิสัมพันธ์และความสัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์

ภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เป็นพื้นที่หนึ่งที่มีความเปราะบางค่อนข้างสูงต่อความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศทั้งระดับโลกและระดับภูมิภาค เนื่องจากตั้งอยู่ใกล้จุดศูนย์กลางของความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่เกิดจากปฏิสัมพันธ์ระหว่างมหาสมุทร บรรยากาศและพื้นดิน ในบริเวณเส้นศูนย์สูตรระหว่างมหาสมุทรอินเดียและมหาสมุทรแปซิฟิก ปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่สำคัญในแถบภูมิภาคนี้ ได้แก่ มรสุมอาเซียน (Asian monsoon) ปรากฏการณ์อินเดีย-โอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) ประเทศไทยซึ่งเป็นส่วนหนึ่งของภูมิภาคเอเชียย่อมได้รับผลกระทบจากความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศอย่างหลีกเลี่ยงไม่ได้ อีกทั้งประเทศไทยเป็นประเทศเกษตรกรรมที่การดำรงชีวิตของประชาชนและการพัฒนาประเทศในภาพรวม ต้องพึ่งพาทรัพยากรธรรมชาติและผลผลิตที่มีความเปราะบางสูงต่อความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ เช่น ทรัพยากรน้ำ ผลผลิตทางการเกษตร ตลอดจนทรัพยากรชายฝั่ง ปัจจุบันเป็นที่ชัดเจนแล้วว่าประเทศไทยกำลังเผชิญกับสภาวะปริมาณฝนผิดปกติที่รุนแรงขึ้น (extreme rainfall event) ในรูปแบบของภัยแล้งและน้ำท่วม ซึ่งนับวันจะทวีความรุนแรงและถี่ขึ้น ภัยพิบัติดังกล่าวก่อความเสียหายต่อชีวิต ทรัพย์สิน เศรษฐกิจ และสังคม เป็นมูลค่ามหาศาลในแต่ละปี ในช่วง 30 ปีที่ผ่านมาได้เกิดภาวะภัยแล้งและอุทกภัยที่รุนแรงในประเทศไทยมากกว่า 50 ครั้ง คิดเป็นมูลค่าความเสียหายทางเศรษฐกิจมากถึงหลายพันล้านบาท ความสูญเสียที่เกิดขึ้นนับว่าเป็นปัจจัยเสี่ยงสำคัญต่อการแก้ไขปัญหาความยากจนและการพัฒนาประเทศอย่างต่อเนื่อง

ดังนั้น แนวทางและวิธีการที่เหมาะสมในการเตรียมความพร้อมในการรับมือ ป้องกันปรับตัว รวมทั้งลดผลกระทบจากภัยพิบัติที่เกิดจากความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ จึงมีความสำคัญในการสร้างความรู้ ความเข้าใจ โดยเฉพาะอย่างยิ่ง การศึกษาวิจัยถึงกลไกการเชื่อมโยงระหว่างความผันแปรของปริมาณฝนและความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศทั้งในระดับโลกและระดับภูมิภาค ทั้งในภาพรวมของประเทศไทยและในระดับท้องถิ่น เพื่อสร้างองค์ความรู้และให้ได้ข้อมูลพื้นฐานที่ถูกต้องและน่าเชื่อถือ ที่สามารถนำไปต่อยอดและใช้ประโยชน์ได้อย่างเป็นรูปธรรมต่อไป

ในการศึกษาครั้งนี้ ได้วิเคราะห์ข้อมูลปริมาณฝนรายเดือน ระหว่างปี ค.ศ. 1979 -2007 (พ.ศ. 2522-2550)¹ จากฐานข้อมูลภูมิอากาศดาวเทียมรายเดือนของ Global Precipitation Climatology Project (GPCP)² ซึ่งเป็นข้อมูลที่นิยมใช้ในการศึกษาความแปรปรวนของฝนในหลายภูมิภาคของโลก (Haffman, 1997) การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อหารูปแบบความแปรปรวนของปริมาณฝนและความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของปริมาณฝนกับปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ (ได้แก่ มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO) ตามฤดูกาล ระหว่างปี และคาบเวลา 10 ปี ซึ่งเป็นคาบเวลาที่โดดเด่นของปรากฏการณ์ดังกล่าว (ได้แก่ Cane *et al.*, 1997; Chen *et al.*, 1997; Simmons *et al.*, 2004) โดยใช้เทคนิคสถิติเชิงพหุ (multivariate) เช่น Empirical Orthogonal Functions (EOF) หรือ Principal Component Analysis (PCA), Probability Density Function (PDF) และ Spectrum Analysis เป็นต้น มาวิเคราะห์รูปแบบที่โดดเด่น (dominant mode) ของตัวแปรและการเปลี่ยนแปลงทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา ตลอดจนความสัมพันธ์กับปัจจัยอื่นๆ ของความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศระดับภูมิภาคและระดับโลก

1.2 ตรวจเอกสาร

1.2.1 ความแปรปรวนของการหมุนเวียนของบรรยากาศ (atmospheric circulation variability)

บรรยากาศของโลกเรากล้าภัยกับเครื่องจักรกลขนาดใหญ่ที่ทำให้เกิดการหมุนเวียนของบรรยากาศทั่วโลก (รวมทั้งการหมุนเวียนของน้ำในมหาสมุทร) โดยสาเหตุมาจากที่โลกได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ไม่เท่ากัน³ พลังงานความร้อนที่โลกได้รับถูกเปลี่ยนไปอยู่ในรูปของพลังงานจลน์ (kinetic energy) เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศทั้งในแนวตั้งและแนวระดับ โดยปกติการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้งจะน้อยกว่าเมื่อเทียบกับการเคลื่อนที่ในแนวระดับ

¹ ข้อมูลรายเดือน 29 ปี เนื่องจากการวิเคราะห์จะสามารถอธิบายความแปรปรวนของปริมาณน้ำฝนในช่วงระยะเวลาสั้น (ปีต่อปีถึงทศวรรษต่อทศวรรษ)

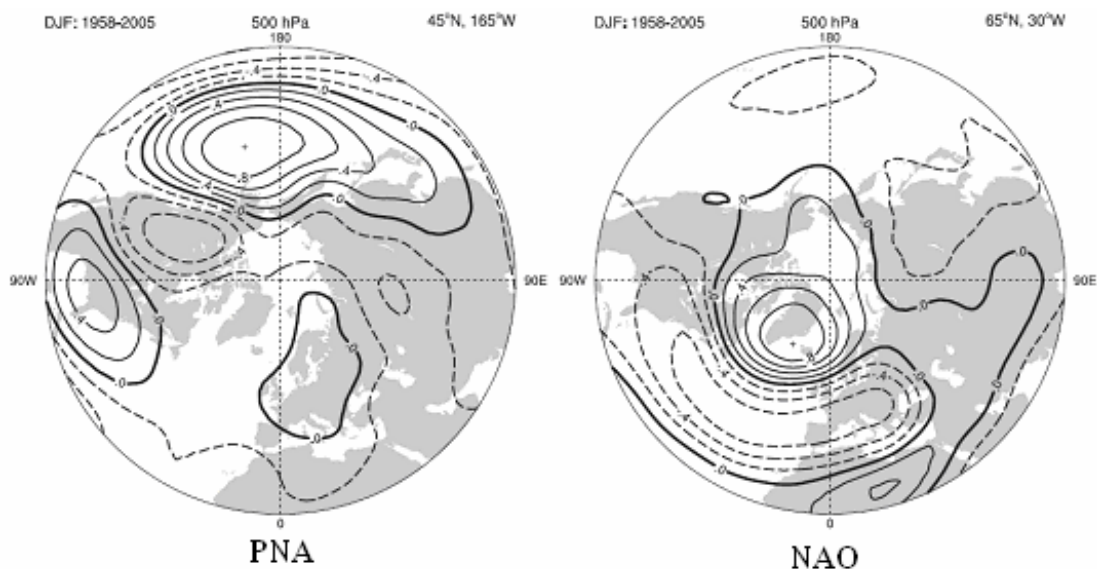
² ฐานข้อมูลปริมาณน้ำฝนของ GPCP เป็นฐานข้อมูลภูมิอากาศขนาดใหญ่ที่มีความซับซ้อนและจำนวนตัวแปรมาก ความถี่ในการเก็บตัวอย่างสูง รวมทั้งระยะเวลาในการเก็บข้อมูลที่ยาวนาน

³ พลังงานความร้อนที่โลกได้รับในแต่ละละติจูดมีปริมาณไม่เท่ากัน ในเขตร้อนจะได้รับความร้อนเกินดุล ส่วนในเขตขั้วโลกจะได้รับความร้อนขาดดุล ดังนั้นเพื่อให้เกิดความสมดุล จึงต้องมีการถ่ายเทความร้อนจากบริเวณศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก และถ่ายเทความร้อนจากขั้วโลกมายังศูนย์สูตร

ปัจจัยที่เป็นตัวควบคุมการเคลื่อนที่ของมวลอากาศในแนวระดับ ได้แก่ แรงที่เกิดจากความแตกต่างของความกดอากาศ (pressure gradient force) แรงที่เกิดจากการหมุนของโลก (Coriolis force) แรงแหนีสุนัขกลาง (centrifugal) และแรงเสียดทาน (friction force) ส่วนการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้ง แม้จะเกิดขึ้นน้อยกว่าเมื่อเทียบกับการเคลื่อนที่ในแนวระดับ แต่ก็ยังเป็นสิ่งสำคัญที่จะทำให้เกิดการก่อตัวของเมฆและฝน การเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้งเกิดขึ้นได้หลายกรณี เช่น การพาความร้อน ซึ่งเป็นการลอยขึ้น (ascent) และการจมลง (subsidence) ของมวลอากาศ

นอกจากนี้ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่เป็นการเชื่อมโยงระยะไกลระหว่างบรรยากาศกับบรรยากาศ หรือบรรยากาศกับมหาสมุทร ณ บริเวณใดบริเวณหนึ่ง หรือ ณ ที่ใดที่หนึ่ง เรียกลักษณะดังกล่าวว่า Teleconnection โดย Teleconnection มีอิทธิพลต่อการปรับเปลี่ยนตำแหน่งความรุนแรงของเส้นทางพายุ การกระจายความร้อนบริเวณขั้วโลก ความชุ่มชื้น และโมเมนตัม (momentum) รูปที่ 1-1 เป็นตัวอย่างของ Teleconnection บริเวณซีกโลกเหนือ ซึ่งเป็นจุดหนึ่งที่อธิบายรูปแบบความสัมพันธ์ที่เชื่อมโยงกันของพื้นที่บริเวณ Pacific-North America (PNA) และ North Atlantic Oscillation (NAO)

ตัวชี้วัดที่อธิบายถึงรูปแบบความสัมพันธ์ของ Teleconnection มีหลายตัว แต่ในการศึกษาครั้งนี้จะกล่าวถึงเฉพาะ มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO เท่านั้น ซึ่งการเข้าใจเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงพฤติกรรมตามธรรมชาติของ Teleconnection ถือเป็นปัจจัยสำคัญอย่างยิ่งต่อความเข้าใจถึงความแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศในพื้นที่นั้นๆ เนื่องจากผลกระทบจากความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศทั้งในเชิงฤดูกาลและความผิดปกติในคาบเวลาที่ยาวนาน ล้วนส่งผลกระทบโดยตรงต่อวิถีชีวิตและความเป็นอยู่ของมนุษย์ อาทิเช่น ภัยแล้ง อุทกภัย คลื่นความร้อน ไฟป่า ผลกระทบต่อการเกษตรในหลายๆ ด้าน (ความต้องการในการใช้น้ำเพื่อการเกษตรและการประมง) เป็นต้น



ที่มา : Intergovernmental Panel on Climate Change

รูปที่ 1-1 Pacific-North America (PNA) และ North Atlantic Oscillation (NAO) เป็นรูปแบบของ Teleconnections ที่ระดับความสูง 500 hPa เป็นจุดที่แสดงความสัมพันธ์ที่เชื่อมโยงกันของพื้นที่บริเวณซีกโลกเหนือของทั้ง 2 บริเวณ ในช่วงฤดูหนาว (ธันวาคม-กุมภาพันธ์) ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1958-2005 (พ.ศ. 2501-2548) โดย PNA อ้างอิงที่พิกัด 45°N, 165°W และ NAO อ้างอิงที่พิกัด 65°N, 30°W

1.2.2 มรสุม

มรสุม หรือ monsoon หมายถึง ลมที่พัดเปลี่ยนทิศทางตามฤดูกาล คือ ในฤดูหนาวจะพัดในทิศทางหนึ่ง และพัดเปลี่ยนทิศทางในทางตรงกันข้ามในฤดูร้อน ซึ่งเป็นการเปลี่ยนฤดูกาลอย่างกะทันหันจากฤดูหนาวไปเป็นฤดูร้อน (Yeh *et al.*, 1959; Matsumoto, 1992) ดังนั้น มรสุมจึงเกิดจากการพลิกกลับของลมผิวพื้น (surface winds) (Ramage, 1972) ลมมรสุมที่เห็นชัดเจนที่สุดคือ ลมมรสุมที่เกิดขึ้นในแถบบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงและเอเชียใต้

ลักษณะของการเกิดมรสุม คือ เกิดจากการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศในช่วงของการเปลี่ยนฤดูกาล กล่าวคือ ในช่วงฤดูหนาวอุณหภูมิพื้นดินจะมีอุณหภูมิต่ำกว่ามหาสมุทรที่อยู่บริเวณใกล้เคียง ทำให้พื้นดินบริเวณไซบีเรีย ซึ่งเป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าเป็นเขตความกดอากาศสูง ส่วนในแถบบริเวณมหาสมุทรอินเดียที่มีอุณหภูมิสูงกว่าเป็นเขตที่มีความกดอากาศต่ำ อากาศจะไหลจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปสู่บริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ ดังนั้นอากาศ

เหนือมหาสมุทรอินเดียซึ่งมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศบริเวณไซบีเรียจะลอยตัวสูงขึ้น และอากาศบริเวณไซบีเรียจะไหลเข้าไปแทนที่ อากาศที่ไหลออกจากบริเวณความกดอากาศสูงไซบีเรียเป็นอากาศที่ไหลลง และทิศทางลมจะเบนไปทางขวา กลายเป็นลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ผ่านเข้าไปยังเอเชียตะวันออกและเอเชียใต้

ส่วนในช่วงฤดูร้อนลมจะพัดเปลี่ยนทิศทางตรงกันข้ามกับในช่วงฤดูหนาว เนื่องจากในช่วงฤดูร้อนบริเวณพื้นดินจะมีอุณหภูมิสูงกว่ามหาสมุทร นั่นคือบริเวณพื้นดินจะมีความกดอากาศต่ำส่วนในมหาสมุทรจะมีความกดอากาศสูงกว่า ลมจึงพัดจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปสู่บริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ เกิดเป็นลมพัดจากพื้นน้ำที่เป็นเขตความกดอากาศสูงเข้าสู่พื้นดินที่เป็นเขตความกดอากาศต่ำกว่า กลายเป็นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ลมที่พัดมาจากมหาสมุทรจะนำพาเอาความชุ่มชื้นจากมหาสมุทรมาด้วย

ลมมรสุมที่เกิดในบริเวณเอเชียตะวันออกจะแตกต่างจากมรสุมที่เกิดบริเวณเอเชียใต้ คือ ในเอเชียตะวันออกลมมรสุมฤดูหนาวมีกำลังแรงกว่าและมีทิศทางที่คงที่กว่ามรสุมฤดูร้อน ส่วนลมมรสุมในเอเชียใต้ และประเทศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้รวมทั้งประเทศไทย ลมมรสุมฤดูหนาวไม่สามารถแผ่ขยายเข้าไปถึงได้ เนื่องจากมีเทือกเขาหิมาลัยขวางอยู่ ดังนั้นเอเชียใต้และประเทศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ จึงได้รับอิทธิพลจากมรสุมโดยตรงเฉพาะในช่วงฤดูร้อนเท่านั้น

โดยมรสุมฤดูร้อนอาเซียน (Asian Summer Monsoon หรือ ASM) เป็นมรสุมที่พัดปกคลุมอยู่แถบบริเวณอ่าวเบงกอล (Bay of Bengal) คาบสมุทรอินโดจีน (Indonesia Peninsula) และทะเลจีนใต้ (South China Sea) มรสุมจะเริ่มประมาณต้นเดือนหรือกลางเดือนพฤษภาคม (He *et al.*, 1987; Matsumoto, 1992; Murakami and Matsumoto, 1994; Lau and Yang, 1997; Wu and Zhang, 1998; Hsu *et al.*, 1999) อิทธิพลที่มีผลต่อช่วงระยะเวลาของการเริ่มต้น ASM คือ ทิศทางในการเคลื่อนที่ที่แตกต่างกันระหว่างมรสุมเอเชียตะวันออก (East Asian Monsoon; EAM) และมรสุมเอเชียใต้ (South Asian Monsoon; SAM) ซึ่งถือว่ามรสุมดังกล่าวเป็นส่วนสำคัญของการเกิด ASM

โดย EAM มีการเคลื่อนตัวจากทางตอนเหนือบริเวณทะเลจีนใต้แล้วขยายอิทธิพลจากทะเลจีนใต้ไปทางชายฝั่งทางด้านใต้ของประเทศจีนในช่วงประมาณปลายเดือนพฤษภาคม จากนั้นจะขยายอิทธิพลไปยังแถบที่ราบเชิงเขา Yangtze และทางตอนใต้ของประเทศญี่ปุ่นในช่วงประมาณกลางเดือนมิถุนายน และสุดท้ายก็จะสิ้นสุดที่ทางตอนเหนือสุดของประเทศจีนในช่วงปลายเดือนกรกฎาคม (Tao and Chen, 1987)

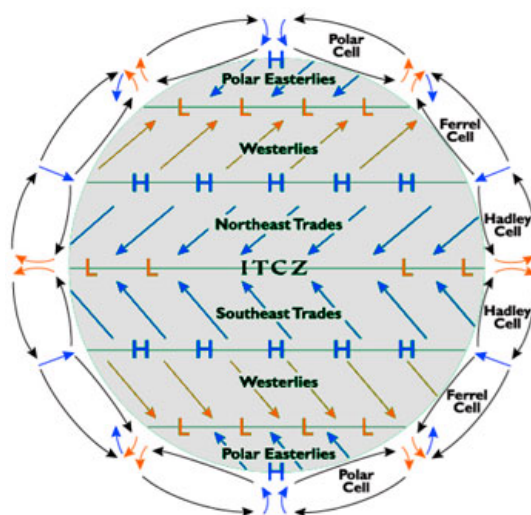
ส่วนในการก่อตัวของ SAM ได้มีการกำหนดแนวเส้นทางเดินของมรสุมไว้ 2 รูปแบบ (Wang and Lin, 2002) โดยเส้นทางแรกจะเป็นการนำพาความร้อนไปทางตอนเหนือ โดยเริ่มต้นจากทางตอนใต้ของทะเลอาราเบีย (Arabian sea) ไปทางชายฝั่งทางตะวันตกของประเทศอินเดีย และอีกเส้นทางจะเป็นการนำพาความร้อนไปทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ โดยเริ่มต้นจากทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของอ่าวเบงกอล ขึ้นไปทางประเทศอินเดีย ในสมัยก่อนเส้นทางของมรสุมดังกล่าวจะไปถึงทางตอนใต้ของประเทศอินเดียโดยจะสิ้นสุดในเดือนพฤษภาคม และไปถึง 20°N ประมาณวันที่ 10 มิถุนายน โดยฤดูฝนจะเริ่มที่ Kerala ทางตอนใต้ของประเทศอินเดียประมาณวันที่ 1 มิถุนายน (Joseph *et al.*, 1994) แต่ในระยะหลังเส้นทางการนำพาความร้อนจะขยายไปถึงทางตอนเหนือของอ่าวเบงกอล และทางตะวันออกเฉียงเหนือตามแนวชายฝั่งของประเทศอินเดีย ประมาณช่วงวันที่ 6-10 มิถุนายน (Rao, 1976) การนำพาความร้อนที่ปกคลุมอยู่ในบริเวณคาบสมุทรอินโดจีนจึงเป็นตัวการสำคัญที่ชี้ให้เห็นถึงการเริ่มต้นของมรสุมฤดูร้อนที่ปกคลุมบริเวณภูมิภาคเอเชีย (เช่น Lua and Yang, 1997; Webster *et al.*, 1998; Wang and Lin, 2002)

สำหรับการศึกษาถึงการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล พิจารณาจากข้อมูลปริมาณฝน ซึ่งถือเป็นปัจจัยสำคัญปัจจัยหนึ่งที่มีความแตกต่างในแต่ละฤดูกาล พื้นที่ในบริเวณแถบเอเชียใต้ และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ จะมีช่วงของมรสุมฤดูร้อนประมาณเดือนมิถุนายน-กันยายน ซึ่งจะได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ โดยการเคลื่อนตัวผาดผ่านตามร่องมรสุมที่ปกคลุมบริเวณแถบที่ราบลุ่ม Indo-Gangetic ของประเทศอินเดีย ก่อนจะขยายอิทธิพลมาสู่ประเทศในแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ รวมทั้งประเทศไทยด้วย

มรสุมตะวันตกเฉียงใต้ พัดปกคลุมประเทศไทยในช่วงฤดูร้อน ระหว่างกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม โดยมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกใต้ บริเวณมหาสมุทรอินเดีย ซึ่งพัดออกจากศูนย์กลางเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้ และเปลี่ยนเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้เมื่อพัดข้ามเส้นศูนย์สูตร มรสุมนี้จะนำมวลอากาศชื้นจากมหาสมุทรอินเดีย มาสู่ประเทศไทย ทำให้มีเมฆมากและฝนตกชุกทั่วไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งตามบริเวณชายฝั่งทะเล และเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่น

นอกจากนี้ประเทศไทยยังได้รับอิทธิพลจากร่องมรสุม หรือแนวปะทะลมร้อน (inter tropical convergence zone; ITCZ) ซึ่งเป็นโซนหรือแนวแคบๆ ที่ลมสินค้า (trade wind) ในเขตร้อนของทั้ง 2 ซีกโลกมาบรรจบกัน คือ ลมสินค้าตะวันออกเฉียงเหนือของซีกโลกเหนือ กับลมสินค้าตะวันออกเฉียงใต้ของซีกโลกใต้ โดยมีลักษณะเป็นแนวพาดขวางในทิศตะวันออก-ตะวันตก (รูปที่ 1-2) ใน ITCZ เป็นบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ มีกระแสอากาศไหลขึ้น-ลงสลับกัน ITCZ จะ

อยู่ในเขตร้อนใกล้เส้นศูนย์สูตร มีความกว้างเปลี่ยนแปลงไปตามความรุนแรงของลมสินค้าทั้งสอง ถ้าลมสินค้าทั้งสองด้านมีกำลังแรงขึ้นมาพร้อมๆ กัน ก็จะบีบให้แนวปะทะนี้แคบ มีความรุนแรงในการปะทะ ทำให้เกิดเมฆและฝนตกมาก ถ้าลมสินค้าทั้งสองด้านมีกำลังอ่อน การปะทะของลมก็ไม่รุนแรงแนวปะทะมีบริเวณกว้างลักษณะอากาศก็ไม่รุนแรง แนวนี้อ่อนขึ้นเหนือหรือลงใต้ได้ตามฤดูกาล ขึ้นอยู่กับการเคลื่อนขึ้นลงของแสงอาทิตย์ที่ส่องลงมาบนพื้นโลก และอาจจะมีพายุโซนร้อนเกิดขึ้นได้ ซึ่งแนวปะทะลมร้อนนี้เป็นปัจจัยสำคัญในการเกิดฝนของประเทศไทย โดยในช่วงเปลี่ยนฤดูมรสุมกระแสน้ำจะแปรปรวนโดยจะมีลมพัดทิศทางไม่แน่นอน ช่วงระหว่างเดือนกุมภาพันธ์ไปถึงกลางเดือนพฤษภาคม เป็นช่วงที่ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนืออ่อนกำลังลงไป และจะมีลมฝ่ายใต้พัดปกคลุมประเทศไทยประกอบกับพื้นดินได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์ทำให้เกิดหย่อมความกดอากาศต่ำ อากาศในประเทศไทยในระยะนี้ร้อนอบอ้าว แต่มวลอากาศเย็นจากประเทศจีนยังสามารถแผ่ลงมาถึงประเทศไทยตอนบนได้บ้างเป็นบางเวลา ทำให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองอย่างแรง เดือนตุลาคมเป็นช่วงที่ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือกำลังพัดเข้าแทนที่ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ โดยทั่วไปฝนจะลดลง ยกเว้นภาคใต้ฝั่งตะวันออกยังคงมีฝนตกชุกอยู่ เดือนตุลาคมเป็นช่วงระยะเวลาที่พายุดีเปรสชัน (depression) เคลื่อนตัวผ่านภาคใต้ของประเทศไทยทำให้เกิดฝนตกและน้ำท่วมได้ฉับพลัน



ที่มา : <http://oceanmotion.org/html/background/climate.htm> (21 มิถุนายน 2552)

รูปที่ 1-2 ร่องมรสุม (monsoon trough) หรือแนวปะทะลมร้อน (inter tropical convergence zone; ITCZ) บริเวณศูนย์สูตร

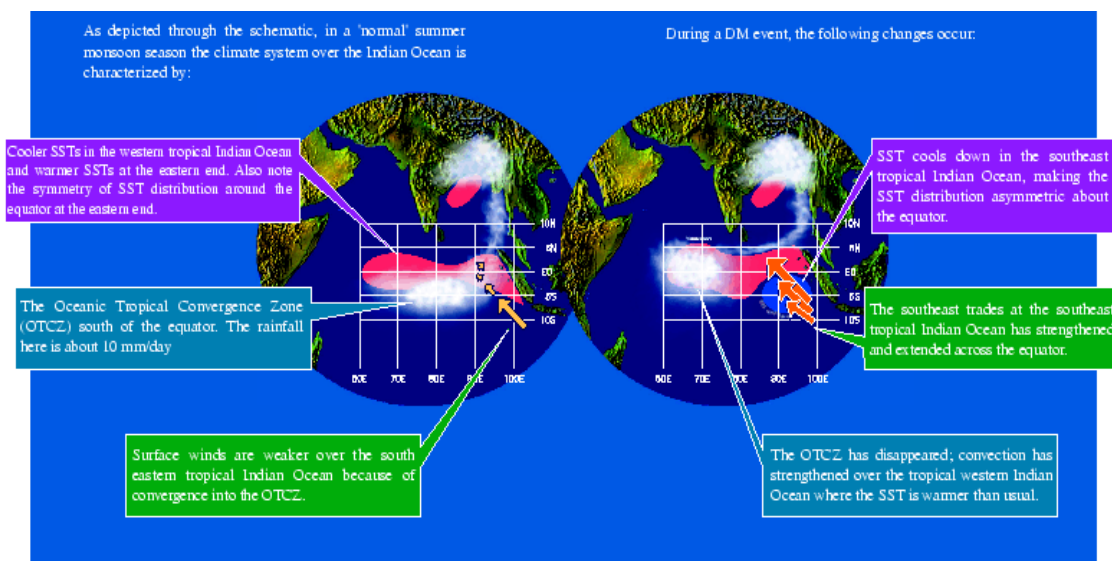
1.2.3 ปรากฏการณ์อินเดียเนียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) ในมหาสมุทรอินเดียบริเวณเส้นศูนย์สูตร

อินเดียเนียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) เป็นปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่เกิดในมหาสมุทรอินเดียบริเวณเส้นศูนย์สูตร ซึ่งเกิดจากการปฏิสัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ ถือเป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้เกิดความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ

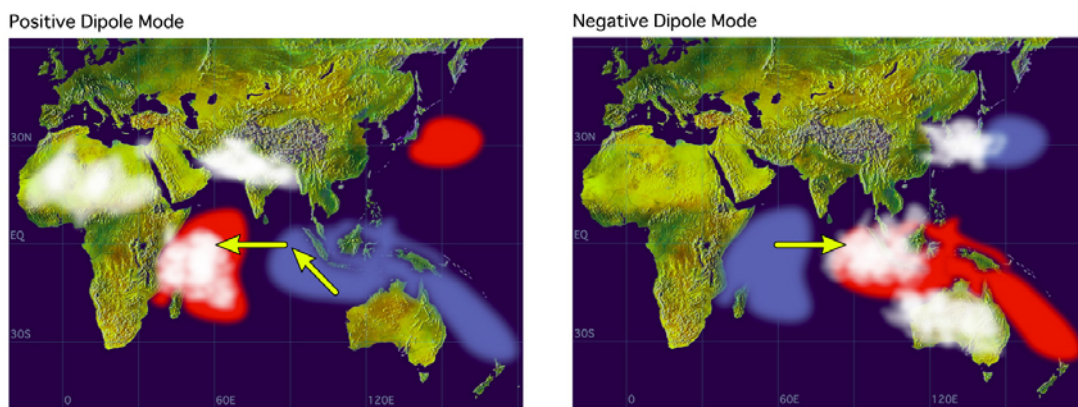
จากผลการวิเคราะห์ข้อมูลย้อนหลัง 40 ปี ของ Saji *et al.* (1999) พบว่าลักษณะที่เกิดปรากฏการณ์ IOD ขึ้นในมหาสมุทรอินเดีย คือ อุณหภูมิผิวน้ำทะเลมีการเปลี่ยนแปลงที่ผิดปกติ นอกจากนี้ยังมีความผิดปกติของกระแสลมและปริมาณฝนในช่วงเวลาต่างๆ ในพื้นที่ที่เกิดความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล คือ บริเวณ Low-Mid Latitude ของมหาสมุทรอินเดีย โดยความเชื่อมโยงกันระหว่างอุณหภูมิผิวน้ำทะเลและกระแสลมบ่งชี้ว่าน่าจะมีการสัมพันธ์กันอย่างแน่นแฟ้น ระหว่างอุณหภูมิผิวน้ำทะเลและกระแสลม ในพื้นที่ที่ฝนตกและพลวัตของมหาสมุทร

โดยในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ IOD พบว่าเกิดความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลคือ ทางฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรอินเดีย น้ำทะเลมีอุณหภูมิสูงกว่าปกติ ขณะที่น้ำทะเลทางฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรอินเดีย (บริเวณเกาะสุมาตรา) มีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติ ทำให้ลมบริเวณแนวเส้นศูนย์สูตร ซึ่งปกติในฤดูร้อนจะพัดจากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออก อ่อนกำลังลงและเปลี่ยนทิศทาง คือ พัดจากทิศตะวันออกไปสู่ทิศตะวันตกแทน ทำให้ระดับน้ำทะเลในมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันตกสูงกว่าปกติ ในขณะที่ระดับน้ำทะเลทางฝั่งทิศตะวันออกต่ำกว่าปกติ ส่งผลให้มวลน้ำเย็นจากก้นทะเลลึกในชั้นน้ำเทอร์โมไคลน์ (thermocline) ขยับตัวขึ้นมา น้ำทะเลบริเวณฝั่งตะวันออกจึงมีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติ ส่วนบริเวณแอฟริกาตะวันออกและมหาสมุทรอินเดียตะวันตกจะมีฝนตกมากขึ้น ขณะที่หมู่เกาะแถบอินโดนีเซียฝนจะตกน้อยลง ซึ่งเป็นสาเหตุทำให้เกิดภัยแล้งอย่างรุนแรง โดย IOD จะมีลักษณะการเกิดอยู่ 2 รูปแบบ คือ กรณีที่เป็น positive IOD และ negative IOD ดังรูปที่ 1-3

ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ IOD ลมที่พัดปกคลุมเหนือมหาสมุทรอินเดียจะเกิดการเปลี่ยนแปลงอย่างมาก โดยเฉพาะลมที่พัดจากทิศตะวันออกไปยังทิศตะวันตกในแนวเส้นศูนย์สูตร โดยจะเกิดการเปลี่ยนแปลงมากทางฝั่งตะวันออกไปถึงตอนกลางของมหาสมุทรอินเดีย (รูปที่ 1-3) ก่อให้เกิดวัฏจักรของการเกิดปรากฏการณ์ IOD (Saji *et al.*, 1999)



(ก)



(ข)

(ค)

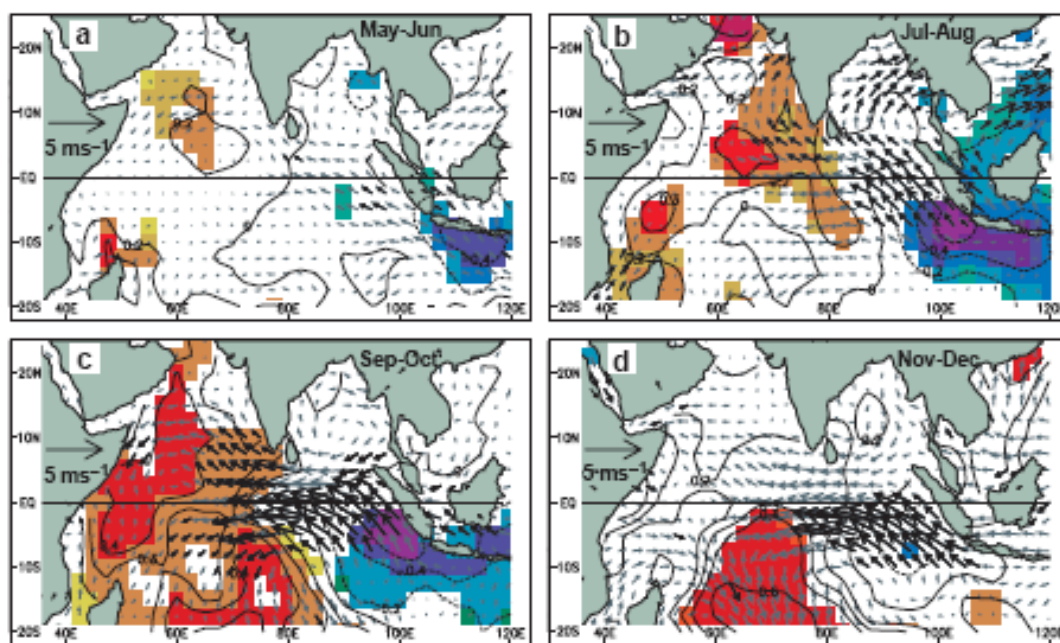
ที่มา: <http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod/> (27 พฤษภาคม 2551)

รูปที่ 1-3 (ก) ปรากฏการณ์อินเดียเนชันไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) รูปซ้ายแสดงสภาวะปกติ และรูปขวาแสดงกรณีที่เกิด Positive IOD; (ข) รูปแบบ Positive IOD; และ (ค) รูปแบบ Negative IOD

จากรูปที่ 1-4 เห็นได้ว่าในช่วงเดือนพฤษภาคม – มิถุนายน อุณหภูมิผิวน้ำทะเลทางทิศตะวันออกใต้เส้นศูนย์สูตรของมหาสมุทรอินเดียจะเริ่มเย็นผิดปกติและลมที่พัดปกคลุมบริเวณดังกล่าวเริ่มมีการผิดปกติ ในเดือนกรกฎาคม–สิงหาคม ลมบริเวณดังกล่าว จะเริ่มพัดแรงขึ้น ซึ่งเป็นเวลาเดียวกับที่อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณนั้นมีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติมากขึ้น โดยความผิดปกติจะปรากฏให้เห็นตามแนวชายฝั่งของอินโดนีเซีย ในขณะที่มหาสมุทรอินเดียทางตะวันตกอุณหภูมิผิวน้ำทะเลจะเพิ่มสูงขึ้น ซึ่งจะเหนี่ยวนำให้ลมบริเวณแนวเส้นศูนย์สูตรมีกำลังแรงกว่าปกติ โดยจะ

เกิดรุนแรงที่สุดในช่วงเดือนกันยายน-ตุลาคม และจะเริ่มลดความรุนแรง ในช่วงเดือนพฤศจิกายน-ธันวาคม โดยในปีปกติที่ไม่มีปรากฏการณ์ IOD ลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้จะค่อยๆ พัดขยายจากทางใต้ไปตามแนวเส้นศูนย์สูตร ทำให้เกิดฝนตกในบริเวณดังกล่าว แต่ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ IOD อุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านตะวันออกของสุมาตราจะเย็นกว่าปกติ ความกดอากาศเหนือบริเวณดังกล่าวเพิ่มมากขึ้นกว่าปกติ ทำให้ลมสินค้าทางด้านตะวันออกเฉียงใต้มีกำลังแรงขึ้นและพัดขยายไปได้ไกลกว่าเดิม ส่งผลให้บริเวณที่ลมพัดผ่านมีบริเวณที่กว้างขึ้นและทำให้ฝนตกขยายไปทางตะวันตกเฉียงเหนือมากขึ้น การแผ่ขยายของลมมรสุมที่กว้างขึ้นนี้ทำให้ความร้อนลดลงเนื่องจากปริมาณฝนที่ตกในบริเวณกว้าง

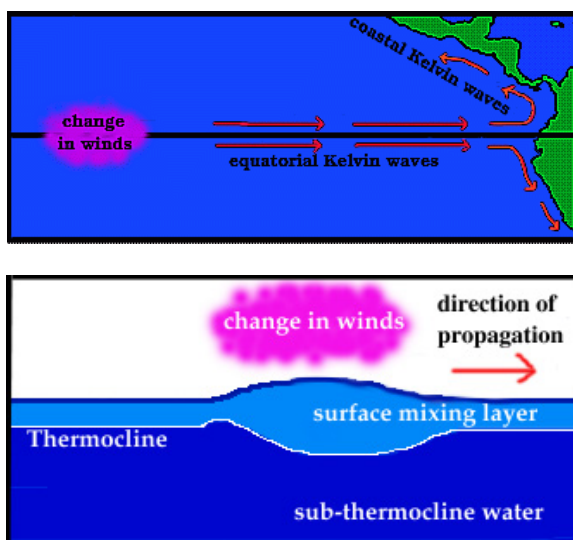
นอกจากนี้ในฤดูร้อนปกติที่ไม่มีปรากฏการณ์ IOD ลมตะวันตก (westerly wind) ที่พัดตามแนวเส้นศูนย์สูตรจะให้น้ำทะเลที่มีอุณหภูมิสูงมาสะสมกันอยู่ทางฝั่งตะวันออก และดันให้มวลน้ำจมตัวลงตามแนวชายฝั่ง (downwelling) และทำให้ Kelvin wave เข้าประชิดฝั่ง (รูปที่ 1-5) ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ IOD จะเกิดกระบวนการที่รู้จักในชื่อ “Yoshida-Wyrtki Jet” 2 ครั้งในรอบปี



ที่มา: Saji *et al.*, 1999

รูปที่ 1-4 อุณหภูมิผิวน้ำทะเลและกระแสลมในบริเวณมหาสมุทรอินเดียของตำแหน่งการเกิดปรากฏการณ์อินเดีย โอเซียน ไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD)

ปัจจัยหลักที่มีอิทธิพลต่อการสิ้นสุดปรากฏการณ์ IOD คือ อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณ เกาะสุมาตราที่เย็นผิดปกติ เนื่องจากกลไกของมหาสมุทรตามแนวเส้นศูนย์สูตรของโลกที่ทำให้ ความสมดุลของความร้อนในบริเวณดังกล่าวผิดปกติ เหตุนี้เองที่ทำให้เกิดความผันผวนของ อุณหภูมิของผิวน้ำที่เกิดจากชั้นน้ำในระดับความลึกของชั้นเทอร์โมไคลน์ที่ทำให้อุณหภูมิผิวน้ำ ทะเลบริเวณฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรอินเดียเย็นกว่าปกติ อย่างไรก็ตาม ด้วยกลไกในมหาสมุทร เกี่ยวกับกฎเกณฑ์ของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล หลังจากฤดูใบไม้ผลิจนกระทั่งฤดูใบไม้ร่วง ลมจะอ่อน กำลังลง ทั้งบริเวณแนวเส้นศูนย์สูตรและตามแนวชายฝั่ง นอกจากนี้การได้รับความร้อนเพิ่มขึ้นจาก การแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ และการลดลงของการระเหยของน้ำเนื่องจากลดลงของความเร็วลม ก็มี อิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในบริเวณที่เกิดเหตุการณ์ดังกล่าว จึงเป็นไปได้ ว่าในช่วงเวลาดังกล่าวปริมาณแสงแดดที่ส่องลงสู่พื้นโลกในแต่ละวันจะมากกว่าปกติ เนื่องจากการ ลดลงของกลุ่มเมฆในเขตร้อนชื้นของมหาสมุทรอินเดียตะวันออกเฉียงใต้ โดยที่ระบบจะกลับมาสู่ สภาวะปกติโดยการนำเอาความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำที่เย็นออกไปจึงถือเป็นการสิ้นสุดการเกิด ปรากฏการณ์ IOD



ที่มา: <http://www.oc.nps.edu/webmodules/ENSO/kelvin.html> (5 เมษายน 2551)

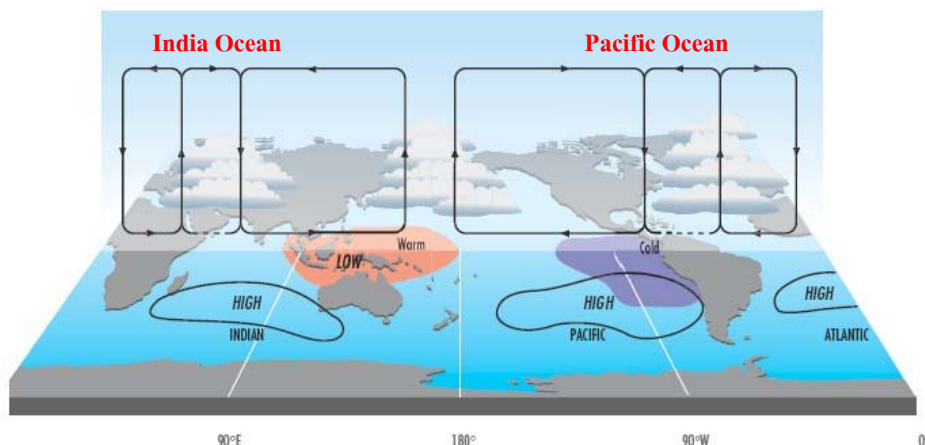
รูปที่ 1-5 ภาพบน – การเกิด Kelvin wave ซึ่งมีอยู่ 2 แบบ คือ ในแนวนานกับชายฝั่งและใน แนวเส้นศูนย์สูตร; ภาพล่าง – มักจะเกิดขึ้นเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงอย่างฉับพลันของ กระแสลม ทำให้มวลน้ำด้านบนสวนทางกับมวลน้ำด้านล่าง ก่อให้เกิดเป็นคลื่นที่ เรียกว่า Kelvin wave ตัวอย่างเช่น ช่วงที่มีการเปลี่ยนแปลงของลมสินค้า ระยะเริ่มแรก ของการเกิด El Niño

1.2.4 ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO)

ในสภาวะปกติบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันออก หรือแถบชายฝั่งของประเทศเปรู ซึ่งอยู่ทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือของทวีปอเมริกาใต้ จะมีการพัดขึ้นของมวลน้ำเย็นขึ้นมาซึ่งผิวน้ำ โดยกระบวนการดังกล่าวเป็นผลมาจากลมสินค้าตะวันออกเฉียงใต้ ที่มีกำลังแรงพัดขนานฝั่งบวกกับการหมุนรอบตัวเองของโลก จึงผลักดันให้ผิวน้ำทะเลที่อุ่นเบื้องบนพัดห่างชายฝั่งออกไป มวลน้ำเย็นข้างล่างที่อุดมด้วยแร่ธาตุอาหาร ซึ่งเหมาะสมต่อสิ่งมีชีวิตในน้ำพัดขึ้นมา บริเวณชายฝั่งประเทศเปรูจึงอุดมไปด้วยสัตว์น้ำต่างๆ มากมาย ส่วนน้ำทะเลที่อุ่นบริเวณศูนย์สูตรก็จะถูกลมพัดพาไปสะสมอยู่ทางตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก แถบบริเวณออสเตรเลีย อินโดนีเซีย ทำให้บรรยากาศเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตก มีความชุ่มชื้นเนื่องจากการระเหยและการก่อตัวของเมฆและฝน ซึ่งกระบวนการดังกล่าวอาศัยการหมุนเวียนอากาศแบบวอล์กเกอร์ (Walker circulation)

การหมุนเวียนอากาศแบบวอล์กเกอร์เป็นการหมุนเวียนของบรรยากาศบริเวณศูนย์สูตรในแนวตั้งประกอบด้วย 2 เซลล์ คือ การหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกและการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรอินเดีย ดังรูปที่ 1-6 โดยรูปแบบของการหมุนเวียนอากาศแบบวอล์กเกอร์บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกจะเป็นการยกตัวขึ้นของอากาศบริเวณอินโดนีเซีย เมื่อยกตัวขึ้นถึงระดับบน จะมีการหมุนเวียนไปทางทิศตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกแล้วจมตัวลงบริเวณชายฝั่งตะวันตกของอเมริกาใต้ และระดับล่างใกล้ผิวน้ำ และจะหมุนเวียนกลับมาทางตะวันตกอีกครั้ง ในทางตรงข้ามการหมุนเวียนอากาศแบบวอล์กเกอร์เหนือมหาสมุทรอินเดียก็มีลักษณะที่คล้ายคลึงกันกับมหาสมุทรแปซิฟิกเช่นกัน

แต่ในปีที่เกิด ENSO จะเกิดความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลและกระแสลม โดยปรากฏการณ์ ENSO เป็นรูปแบบความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่ได้รับอิทธิพลระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศในบริเวณแถบแนวเส้นศูนย์สูตร ซึ่งเป็นตำแหน่งที่มีความสัมพันธ์ของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่ต่ำผิดปกติ ไปตามแนวเส้นศูนย์สูตรบริเวณแปซิฟิกของชายฝั่งอเมริกาใต้ โดยเกิดปรากฏการณ์น้ำผุดของมวลน้ำเย็นจากชั้นเทอร์โมไคลน์ ซึ่งเกิดจากกระแสลม (McPhaden, 2004) ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์น้ำผุดมากขึ้นกว่าปกติ พบว่าชั้นเทอร์โมไคลน์จะตื้นกว่าระดับปกติ ซึ่งจะส่งผลให้น้ำมีความเย็นที่สุด เรียกปรากฏการณ์ในช่วงนี้ว่าลานินญา (La Niña) และหากปรากฏการณ์น้ำผุดลดลง (ชั้นเทอร์โมไคลน์จะอยู่ลึกกว่าระดับปกติ) จะส่งผลให้เกิดอุณหภูมิผิวน้ำที่อุ่นขึ้น ปรากฏการณ์ในช่วงนี้เรียกว่าเอลนีโญ (El Niño) (Kessler, 2004; McPhaden, 2004)



ที่มา : Singhrattna *et al.*, 2005

รูปที่ 1-6 การหมุนเวียนอากาศแบบวอล์กเกอร์ (walker circulation) ประกอบด้วย 2 เซลล์ คือการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกและการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรอินเดีย

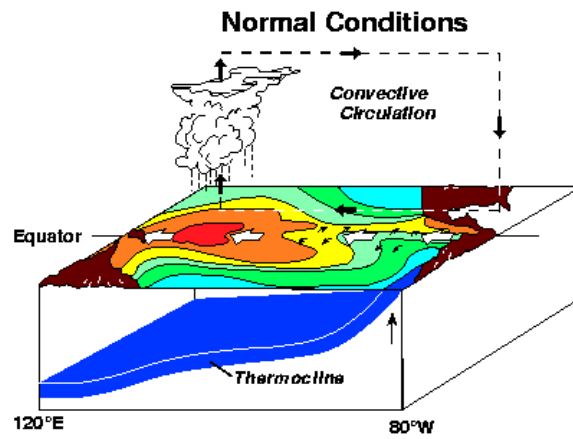
จากรูปที่ 1-7 จะเห็นได้ว่า El Niño เกิดจากความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณเส้นศูนย์สูตรของมหาสมุทรแปซิฟิก ความผิดปกติดังกล่าวเกิดขึ้นเนื่องมาจากการเพิ่มขึ้นอย่างผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันออก อุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านตะวันออกจึงสูงกว่าอุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านตะวันตก ทำให้ความกดอากาศทางทิศตะวันออกต่ำกว่าความกดอากาศทางทิศตะวันตก ลมจึงพัดจากบริเวณที่เย็นกว่าซึ่งมีความกดอากาศสูงไปสู่บริเวณที่อุ่นกว่าซึ่งมีความกดอากาศต่ำ เกิดเป็นลมพัดจากทางทิศตะวันตกไปสู่ทางทิศตะวันออกซึ่งจะพัดสวนทางกับลมสินค้า โดยปกติลมสินค้าจะพัดจากทางทิศตะวันออกไปทางทิศตะวันตก โดยลมด้านนี้มีอิทธิพลมากพอที่จะพัดพาให้กระแสน้ำอุ่นไหลย้อนกลับ จากทิศตะวันตกไปยังทิศตะวันออก ปรากฏการณ์เช่นนี้ ทำให้มหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันออกแถบประเทศเปรู มีความชุ่มชื้นมากกว่าปกติ ส่งผลทำให้เกิดอุทกภัย ส่วนมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตกแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ และออสเตรเลีย จะมีความแห้งแล้งกว่าปกติ เป็นผลทำให้เกิดภัยแล้ง

ในทางตรงข้าม La Niña เกิดจากการเพิ่มขึ้นอย่างผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตก ทำให้อุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านตะวันตกสูงกว่าด้านตะวันออก ลมจึงพัดจากบริเวณที่เย็นกว่าซึ่งมีความกดอากาศสูงไปสู่บริเวณที่ร้อนกว่าซึ่งมีความกดอากาศต่ำ เกิดเป็นลมพัดจากทิศตะวันออกไปทางทิศตะวันตก ซึ่งเป็นการพัดเสริมกับลมสินค้าที่พัดอยู่เดิม ส่งผลให้ในแถบบริเวณด้านทิศตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกแถบ ออสเตรเลีย อินโดนีเซีย มีความชุ่มชื้นมากกว่าปกติ

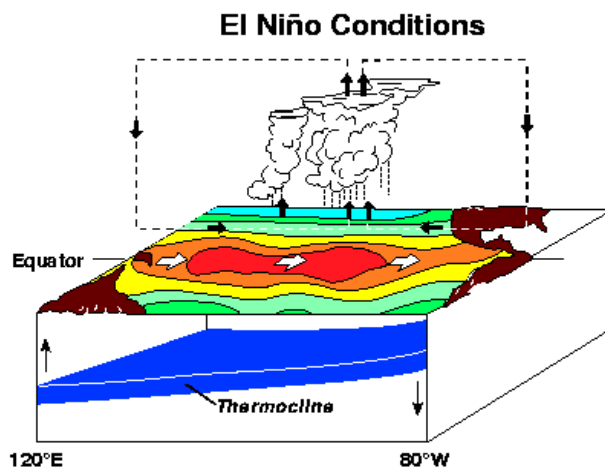
ปรากฏการณ์ El Niño และ La Niña จึงมีความเชื่อมโยงกันระหว่างมหาสมุทรและบรรยากาศ ขณะที่เกิดการเปลี่ยนจาก El Niño ไปเป็น La Niña จะถูกควบคุมโดยการหน่วงของการเคลื่อนตัวลงต่ำของความลึกระดับชั้นเทอร์โมไคลน์ (Kessler, 2002; McPhaden, 2004) กระบวนการนำผู้คเป็นกระบวนการในมหาสมุทรที่เชื่อมโยงกลไกทางสภาวะของพลวัตการเกิดเทอร์โมไคลน์ (thermocline dynamic) (Rossby and Kelvin waves) ที่สัมพันธ์กับอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ความแรงของปรากฏการณ์นำผู้คที่เกิดขึ้นบริเวณตอนกลางและทางฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิก เป็นกระบวนการสำคัญที่เกิดวัฏจักรของปรากฏการณ์ ENSO ซึ่งเรียกกันทั่วไปว่า Niño-3 index (ความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยในบริเวณ 5°N – 5°S, 90 – 150°W) นอกจากนี้ยังมีตัวชี้วัดอีกหลายตัวที่ใช้ชี้วัดการเกิด ENSO เช่น MEI, SOI เป็นต้น

ปรากฏการณ์ ENSO จะเกี่ยวข้องกับความผิดปกติของปริมาณฝนที่ตกในแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งทำให้ปริมาณฝนในบริเวณดังกล่าวตกน้อยกว่าปกติจนถึงขั้นเกิดภัยแล้ง โดยความผิดปกติดังกล่าวก็จะค่อยๆ ขยายไปในทางด้านตะวันออกเฉียงเหนือ แต่ความสัมพันธ์ดังกล่าวจะมีมากขึ้นในฤดูร้อนสำหรับพื้นที่ที่อยู่ใต้เส้นศูนย์สูตร และในฤดูหนาวสำหรับพื้นที่ที่อยู่เหนือเส้นศูนย์สูตร การเกิดปรากฏการณ์ ENSO ในบริเวณตะวันออกเฉียงเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิก ซึ่งก่อให้เกิดความผิดปกติของปริมาณฝนในบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ มีความเชื่อมโยงกับ ปริมาณ Outgoing Longwave Radiation (OLR) ของน้ำทะเล ช่วงที่มี OLR มาก จะเป็นช่วงเวลาเดียวกับช่วงที่เกิดสภาวะแห้งแล้งในบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

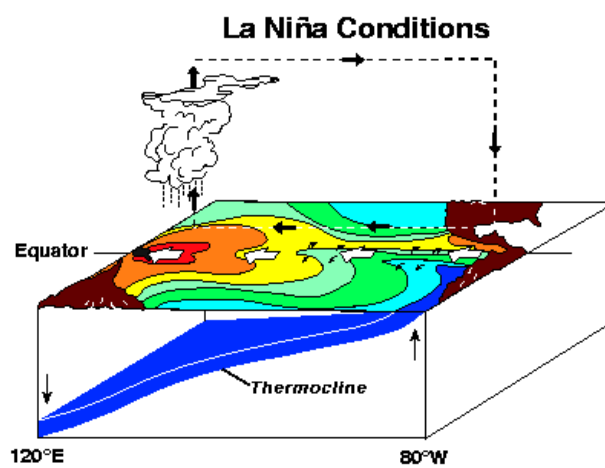
ความสัมพันธ์อย่างมีนัยสำคัญมากระหว่างความผิดปกติของปริมาณน้ำฝนที่ตกในทวีปเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ กับอุณหภูมิผิวน้ำทะเล บ่งชี้ว่าความแปรปรวนตามพื้นที่และฤดูกาล ความผิดปกติของปริมาณฝน (เกี่ยวข้องกับ OLR) ในภูมิภาคนี้ เชื่อมโยงอยู่กับปฏิกริยาระหว่างกันและกันของมหาสมุทรและบรรยากาศ (ocean-atmosphere interaction) ในบริเวณอินโด-แปซิฟิก (Indo-pacific sector) (Wang *et al.*, 2003)



(ก)



(ข)



(ค)

ที่มา: http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino_normal.html (5 เมษายน 2551)

รูปที่ 1-7 แสดง (ก) สภาวะปกติ (ข) สภาวะ El Niño และ (ค) สภาวะ La Niña

1.2.5 ความสัมพันธ์ระหว่าง ENSO, IOD และ มรสุม

1) ความสัมพันธ์ระหว่าง ENSO กับ มรสุม

ENSO เป็นปรากฏการณ์ความแปรปรวนของภูมิอากาศโลก ซึ่งมีผลทำให้มรสุมฤดูร้อนแถบเอเชียเปลี่ยนแปลงไปในรอบปีถึงรอบทศวรรษ (เช่น Trenberth *et al.*, 1998; Wigley 2000; Trenberth *et al.*, 2002; Smith *et al.*, 2006) ตัวอย่างที่มีการศึกษาปรากฏการณ์ ENSO ในแถบภูมิภาคเอเชีย ได้แก่ ความสัมพันธ์ระหว่าง ENSO กับมรสุมในประเทศอินเดีย (Kumar *et al.*, 1999; Krishnamurthy and Goswami, 2000) ความสัมพันธ์ระหว่าง ENSO กับมรสุมทางตอนใต้ของประเทศจีน (Xu and Chan, 2001; Lau and Wu, 2001; Wang *et al.*, 2001) กลไกความสัมพันธ์ในเรื่องการพยากรณ์ฤดูกาลของมรสุมฤดูร้อนอินเดีย (Shukla and Paolino, 1983; Kumar *et al.*, 1995) ผลกระทบของ ENSO ในการเริ่มต้นของมรสุมในอินโดนีเซีย (เช่น Hamada *et al.*, 2002) โดยทั่วไปจากการศึกษานั้นจะกล่าวถึงการลดลงของมรสุมในช่วงที่เกิด El Niño (Rasmusson and Carpenter, 1983; Rupakumar and Pant, 1997) ซึ่งเป็นสาเหตุหลักของความผันแปรของระบบอากาศโลก โดยเฉพาะอย่างยิ่งการหมุนเวียนของอากาศแบบวอล์กเกอร์ (Walker circulation) ที่เกิดจากการเสียสมดุลของการแลกเปลี่ยนความร้อนระหว่างบรรยากาศและมหาสมุทร

นอกจากนี้จากการศึกษาในอดีตที่ผ่านมาแสดงให้เห็นถึงความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณประเทศอินโดนีเซียและทางตอนเหนือของออสเตรเลีย ที่มีความสัมพันธ์เชื่อมโยงกันกับ El Niño (Newell *et al.*, 1982; Rasmusson and Carpenter, 1982; Nicholls, 1983, 1984, 1995; Gutman *et al.*, 2000)

โดยในปีที่เกิดความผันผวนของมรสุมอาเซียน (Asian Monsoon) ถือว่าเป็นหนึ่งของสัญญาณที่แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศโลก ซึ่งมักจะมีความสัมพันธ์กับ ENSO ถือว่าเป็นเรื่องน่าสนใจอย่างยิ่งสำหรับงานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับสภาพภูมิอากาศ (Wang and Fan, 1999)

2) ความสัมพันธ์ระหว่าง ENSO กับ IOD

จากการศึกษาเกี่ยวกับปรากฏการณ์ IOD พบว่า IOD จะคล้ายกับ ENSO คือ เกิดจากความเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลทำให้ระดับความลึกของชั้นน้ำเทอร์โมไคลน์เปลี่ยนแปลงนั้น แม้ว่าข้อมูลภาคสนามในเรื่องระดับความลึกของชั้นเทอร์โมไคลน์จะมีน้อย แต่ก็ยังพอจะเห็นได้ว่าการเปลี่ยนแปลงระดับความลึกของชั้นเทอร์โมไคลน์ในสองฝั่งของมหาสมุทร

อินเดียในบริเวณกว้าง มีความเชื่อมโยงกับความผิดปกติไปของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลผิวหน้า (Meyers, 1996; Rao *et al.*, 2002; Xie *et al.*, 2002 และ Feng and Meyers, 2003)

จากการศึกษาที่ผ่านมายังพบว่า มีความคล้ายคลึงกับ ENSO คือ ระดับความลึกของชั้นเทอร์โมไคลน์ทั้งในมหาสมุทรอินเดียและมหาสมุทรแปซิฟิก เป็นผลมาจากอิทธิพลของลมที่พัดมาจากระยะไกล (remote wind) (Wijffels and Meyers, 2004) ลมระยะไกลและลมประจำถิ่นเป็นปัจจัยสำคัญที่ควบคุมอุณหภูมิผิวน้ำทะเลทางด้านตะวันออกของมหาสมุทรอินเดีย (Feng and Meyers, 2003) อุณหภูมิผิวน้ำทะเลจะเย็นผิดปกติ (เช่น positive IOD) ในช่วงที่มีลมตะวันออก (easterly wind) พัด ซึ่งช่วงเวลานี้จะเกิดปรากฏการณ์น้ำผุด (upwelling) ตามแนวชายฝั่งของชาว และจะส่งผลให้ระดับความลึกของชั้นเทอร์โมไคลน์ยกตัวสูงขึ้น เนื่องจากกระแสลมที่ส่งมาจากระยะไกล ดังนั้นปรากฏการณ์น้ำผุดในบริเวณ ชาว-สุมาตรา จึงเป็นกระบวนการสำคัญในการก่อให้เกิดความผิดปกติไปของปรากฏการณ์ IOD ในมหาสมุทรอินเดียคล้ายคลึงกับ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิก

Yamagata *et al.* (2004) ยังพบว่า IOD จะมีลักษณะคล้ายกับ ENSO คือ เกิดจากเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ทำให้ระดับความลึกของชั้นน้ำเทอร์โมไคลน์เปลี่ยนแปลง ซึ่งเป็นตัวการสำคัญที่ทำให้เกิดรูปแบบทั้งในทิศทางเดียวกัน (positive) และในทิศทางตรงข้ามกัน (negative) กับปรากฏการณ์ ENSO ทิศทางเดียวกัน คือ El Niño ตรงกับกรณีที่เกิด Positive IOD ส่วนทิศทางตรงข้าม คือ La Niña ตรงกับกรณีที่เกิด Negative IOD ในเบื้องต้นมีหลักฐานจากแบบจำลองเชิงตัวเลข (numerical model) ว่า IOD น่าจะเกิดจากปฏิสัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรกับชั้นบรรยากาศ (ocean-atmosphere interaction) และเกี่ยวข้องรวมไปถึงการเปลี่ยนแปลงของระดับความลึกของชั้นเทอร์โมไคลน์

3) ความสัมพันธ์ระหว่าง IOD กับ มรสุม

ในช่วงเปลี่ยนมรสุมบริเวณมหาสมุทรอินเดีย จะเกิดความผิดปกติของลมมรสุมที่แผ่กระจายจากทิศตะวันออกไปทางทิศตะวันตกตามแนวเส้นศูนย์สูตร ลมดังกล่าวจะพัดรุนแรงขึ้นเนื่องจากความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่เปลี่ยนแปลงไปทำให้ความกดอากาศเปลี่ยนแปลงไปด้วย โดยความกดอากาศทางทิศตะวันออกสูงกว่าทิศตะวันตก ลมมรสุมที่พัดไปทางทิศตะวันตกจึงทวีความรุนแรงขึ้นกว่าปกติ ซึ่งเป็นลักษณะของความผิดปกติที่เกิดปรากฏการณ์ IOD โดยลมมรสุมที่ทวีความรุนแรงขึ้นนั้นจะดันการไหลของกระแสน้ำตามเส้นศูนย์สูตรทำให้กระแสน้ำไหลไปทางทิศตะวันตกมากขึ้น ส่งผลให้มวลกระแสน้ำเย็นในระดับความลึกของชั้นเทอร์โมไคลน์ดันตัวขึ้นมาสูงกว่าปกติ จึงทำให้ระดับความลึกของชั้นเทอร์โมไคลน์ทางฝั่งของสุมาตราตื้นขึ้น

สังเกตเห็นได้ชัดเจนจากความถี่ของระดับทะเลในช่วงเวลาที่เกิดเหตุการณ์ IOD ซึ่งความผิดปกติดังกล่าวยังส่งผลให้การนำพาความร้อนบริเวณ Oceanic Tropical Convergence Zone (OTCZ) ผิดปกติไป คือ การนำพาความร้อนบริเวณดังกล่าวจะขยายบริเวณไปทางฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรอินเดียมากกว่าปกติ จึงทำให้มรสุมเปลี่ยนแปลงไปด้วย

อย่างไรก็ตามจากการศึกษาความสัมพันธ์ทางสถิติของค่า Dipole Mode Index (DMI) กับปริมาณฝนจากมรสุมอาเซียน ไม่ได้แสดงความสัมพันธ์กันอย่างมีนัยสำคัญ นั่นคือ ความสัมพันธ์ของค่า DMI กับความแปรปรวนของมรสุมอินเดียยังไม่สามารถอธิบายได้ แต่ที่สามารถอธิบายได้ คือ Dipole Mode ที่มีความสัมพันธ์กับความแปรปรวนของภูมิอากาศในบริเวณรอบๆ มหาสมุทรอินเดีย คือทำให้ลมตะวันออกเฉียงเพิ่มความรุนแรงขึ้นและพัดขยายไปได้ไกลกว่าปกติ ซึ่งเป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดน้ำท่วมในแอฟริกาตะวันออกและความแห้งแล้งในอินโดนีเซีย (Saji *et al.*, 1999)

1.3 วัตถุประสงค์ของงานวิจัย

โครงการวิจัยนี้เป็นการวิเคราะห์ฐานข้อมูลภูมิอากาศขนาดใหญ่โดยใช้สถิติขั้นสูง และการสังเคราะห์ความเชื่อมโยงระหว่างความผันแปรของปริมาณฝนของประเทศไทยทั้งเชิงพื้นที่และเวลา และความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในระดับภูมิภาคและโลก โดยมีวัตถุประสงค์

- 1) เพื่อศึกษารูปแบบความแปรปรวนในเชิงพื้นที่และเวลาของปริมาณฝนในภาพรวมของประเทศไทย
- 2) เพื่อศึกษาความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของปริมาณฝนตามฤดูกาล (seasonal) ระหว่างปี (interannual) และคาบเวลา 10 ปี (decadal) ในภาพรวมของประเทศไทย กับมรสุมฤดูร้อน (Summer Monsoon) ปรากฏการณ์อินเดีย-โอเชียเนียไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และ ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO)

บทที่ 2

วิธีดำเนินการวิจัย

2.1 ขั้นตอนวิธีการศึกษาวิจัย

ขั้นตอนและวิธีการศึกษาวิจัยของความแปรผันของปริมาณฝนของประเทศไทยในเชิงพื้นที่และเวลา และความเชื่อมโยงกับความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศระดับภูมิภาคและระดับโลก ประกอบด้วย 5 ขั้นตอน โดยมีขั้นตอนหลักประกอบด้วย

1. แหล่งข้อมูลและวิธีการรวบรวมข้อมูล
2. ลักษณะและคุณภาพของข้อมูล
3. การตรวจสอบคุณภาพของข้อมูลทางสถิติ
4. วิธีการและสถิติที่ใช้ในการวิเคราะห์ความแปรปรวนของตัวชี้วัดและปริมาณฝน
5. สังเคราะห์และสรุปผล

2.2 แหล่งข้อมูลและวิธีการรวบรวมข้อมูล

2.2.1 ข้อมูลปริมาณฝน

ข้อมูลที่ใช้ในงานวิจัยนี้เป็นข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนจากฐานข้อมูลภูมิอากาศของ Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Version 2 ในช่วง 29 ปี ระหว่างปี ค.ศ. 1979 – 2007 (พ.ศ. 2522-2550) โดยดึงข้อมูล (download) จาก GPCP Merge Development Centre (GMDC) ของ NASA Goddard Space Flight Center in the Laboratory for Atmospheres ที่ URL: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/gpcp/v2/sat_gauge_precip/

ข้อมูล GPCP เป็นข้อมูลปริมาณฝนจากระบบ Re-analysis เช่น จาก National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) และ European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF)

ข้อมูลปริมาณฝนของ GPCP มีการควบคุมคุณภาพ มีความน่าเชื่อถือในการประมาณค่า (quality and confidence estimates) และมีการตรวจสอบความถูกต้อง (accuracy) ของข้อมูล โดยการแยกเอาข้อมูลที่มีลักษณะผิดปกติ (bias) และข้อมูลที่เกิดความผิดปกติในระหว่างการสุ่มตัวอย่าง (sampling) ออกจากระบบแล้วในระดับหนึ่ง ซึ่งรายละเอียดของกระบวนการควบคุมคุณภาพข้อมูล ได้อธิบายใน Huffman (1997a) รวมทั้งการประมาณค่าข้อมูลได้มีการ Validate

ทั้งขนาดและรูปแบบในเชิงพื้นที่ รวมทั้งการประมาณค่าความคลาดเคลื่อน (estimated error) ไว้ด้วยเช่นกัน

นอกจากนี้ข้อมูลปริมาณฝนของ GPCP เป็นข้อมูลแบบกริดรายเดือน โดยลักษณะของข้อมูลจะครอบคลุมพื้นที่ทุกจุดที่ต้องการศึกษา และมีการจัดเก็บข้อมูลที่เป็นระบบ ทำให้ข้อมูลที่ได้มีความสม่ำเสมอ ซึ่งง่ายในการนำมาประยุกต์ใช้กับเทคนิคทางสถิติมากกว่าข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากสถานีผิวพื้น (เช่น ข้อมูลปริมาณฝนของกรมอุตุนิยมวิทยา กรมชลประทาน เป็นต้น) ซึ่งการนำข้อมูลเบื้องต้นของสถานีผิวพื้นมาประยุกต์ใช้ในการศึกษาด้านการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศนั้น มักจะประสบปัญหาเกี่ยวกับความไม่เที่ยงตรงและความไม่น่าเชื่อถือของผลการศึกษา (Eischeid *et al.*, 1995; Peterson and Vose, 1997; Peterson *et al.*, 1998 และ Vincent and Gullett, 1999) ทั้งนี้เนื่องจาก ข้อมูลของสถานีผิวพื้นที่มักขาดความต่อเนื่องและความสมบูรณ์ของข้อมูลโดยทั่วไป ความคลาดเคลื่อนเกิดจากความผิดพลาดในการตรวจวัดและบันทึกผลซึ่งอาจอยู่ในรูปแบบต่างๆ เช่น ค่าผิดปกติ (outlier) ข้อมูลสงสัย (suspicious data) และข้อมูลที่หายไป (missing data) ซึ่งปรากฏได้บ่อยครั้งในอนุกรมเวลาของข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดของสถานีผิวพื้น โดยความคลาดเคลื่อนดังกล่าวมีผลกระทบโดยตรงต่อความถูกต้องของผลการวิเคราะห์ นอกจากนี้ข้อมูลที่บันทึกจากเครื่องมือที่สถานีผิวพื้นในระยะยาว มักจะเกิดความไม่เป็นเนื้อเดียวกันของข้อมูลดังกล่าว อาจเกิดมาจากหลายสาเหตุที่ไม่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศโดยตรง เช่น การย้ายสถานี การเปลี่ยนแปลงที่ตั้งสถานี การเปลี่ยนแปลงของสภาพแวดล้อมโดยรอบของสถานี การเปลี่ยนแปลงเครื่องมือตรวจวัดหรือเวลาในการตรวจวัด ซึ่งความไม่เป็นเนื้อเดียวกันของข้อมูล จะส่งผลให้เกิดความแปรปรวนเพิ่มเติมในอนุกรมเวลาของข้อมูล

สำหรับข้อมูลของ GPCP ได้ถูกรวบรวมจากหลายแหล่งทั้งจากดาวเทียม (satellite) และสถานีวัดปริมาณฝนภาคพื้นดิน (rain gauge) ซึ่งประกอบด้วย

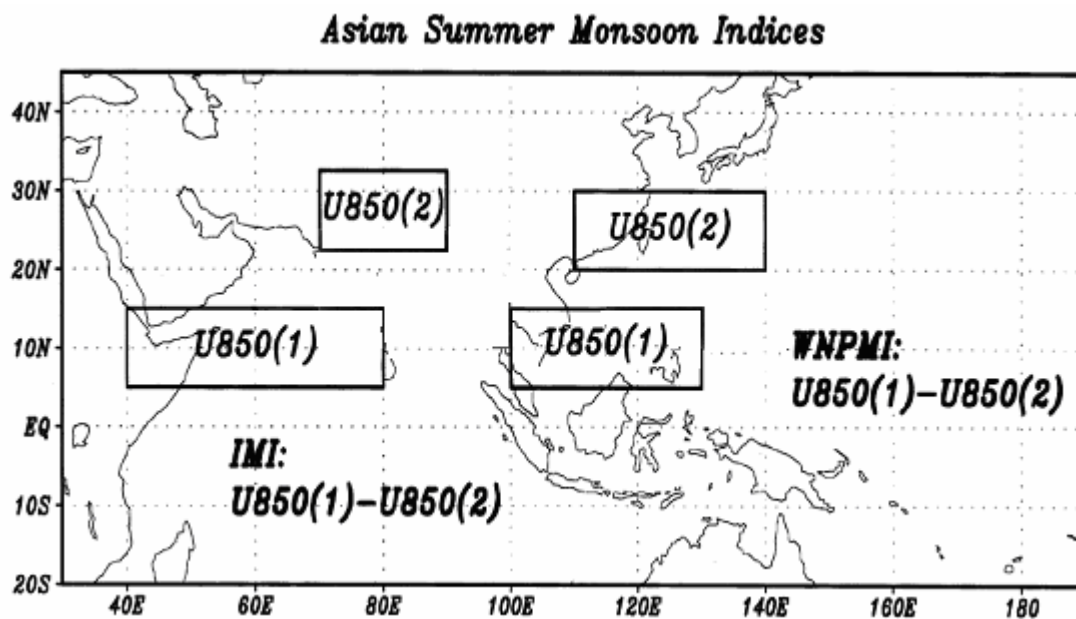
- GPCP Polar Satellite Precipitation Data Centre-Emission (SSM/I emission estimates)
- GPCP Polar Satellite Precipitation Data Centre-Scattering (SSM/I scattering estimates)
- GPCP Geostationary Satellite Precipitation Data Centre (GPI and OPI estimates and rain gauge analyses)
- NASA/GSFC Satellite Research Team (TOVS and AIRS estimates)
- GPCP Global Precipitation Climatology Centre (rain gauge analyses)

2.2.2 ข้อมูลตัวชี้วัด (index) สำหรับใช้ติดตามและชี้วัด มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO

1) ตัวชี้วัดที่ใช้วัดความสัมพันธ์กับการเกิดมรสุมฤดูร้อน

ในงานวิจัยนี้ตัวชี้วัดที่ใช้วัดความสัมพันธ์กับการเกิดมรสุมฤดูร้อน คือ Indian Summer Monsoon Index (IMI) และ Western North Pacific Monsoon Index (WNPMI) Wang and Fan (1999) พบว่าบริเวณอ่าวเบงกอลและทะเลบริเวณประเทศฟิลิปปินส์ เป็นพื้นที่ที่มีการนำพาความร้อนสูงที่สุด โดยการนำพาความร้อนทั้ง 2 บริเวณมีความสัมพันธ์กับปริมาณของฝนที่ตกหนักและรุนแรงในพื้นที่ดังกล่าวด้วย การเพิ่มขึ้นของการนำพาความร้อนที่ปกคลุมอยู่บริเวณอ่าวเบงกอลและบางส่วนของประเทศอินเดียมีความสัมพันธ์กับการหมุนเวียนของการเกิดมรสุมฤดูร้อนในทางตะวันตกของ 80°E คือบริเวณประเทศอินเดีย มหาสมุทรอินเดียฝั่งตะวันตกและแอฟริกาตอนเหนือ ส่วนการเพิ่มขึ้นของการนำพาความร้อนบริเวณประเทศฟิลิปปินส์มีผลต่อการเกิดมรสุมฤดูร้อนที่มีความรุนแรงบริเวณทางตะวันออกของ 80°E ที่ปกคลุมทางเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งหมายรวมถึงคาบสมุทรอินโดจีน ทะเลจีนใต้ และทะเลแถบประเทศฟิลิปปินส์ โดยการเปลี่ยนแปลงของการนำพาความร้อนในบริเวณอ่าวเบงกอล และทะเลบริเวณประเทศฟิลิปปินส์มีลักษณะที่ค่อนข้างอิสระ (Wang and Fan, 1999) เพื่อติดตามลักษณะการเกิดมรสุมฤดูร้อนในแต่ละภูมิภาคของทวีปเอเชียได้อย่างถูกต้องและแม่นยำ ได้มีการพัฒนาตัวชี้วัดที่อธิบายความสัมพันธ์ของการเกิดมรสุมฤดูร้อนในแง่การเปลี่ยนแปลงการนำพาความร้อน ซึ่งประกอบด้วย 2 ตัวชี้วัด คือ IMI และ WNPMI โดย IMI เป็นตัวชี้วัดที่ใช้วัดความแปรปรวนของมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในแถบเอเชียใต้ และ WNPMI เป็นตัวชี้วัดที่ใช้วัดความแปรปรวนของมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในแถบมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกเฉียงเหนือ หรือแถบเอเชียตะวันออก โดยตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัวใช้ความแตกต่างของกระแสลมที่ชั้นบรรยากาศระดับล่างที่ความสูง 850 hPa สำหรับค่า IMI ใช้พื้นที่ทางใต้บริเวณ 5-15 °N และ 40-80 °E และทางเหนือบริเวณ 20-30 °N และ 70-90 °E ส่วนค่า WNPMI ใช้พื้นที่ทางใต้บริเวณ 5-15 °N และ 100-130 °E และ ทางเหนือบริเวณ 20-30 °N และ 110-140 °E (รูปที่ 2-1)

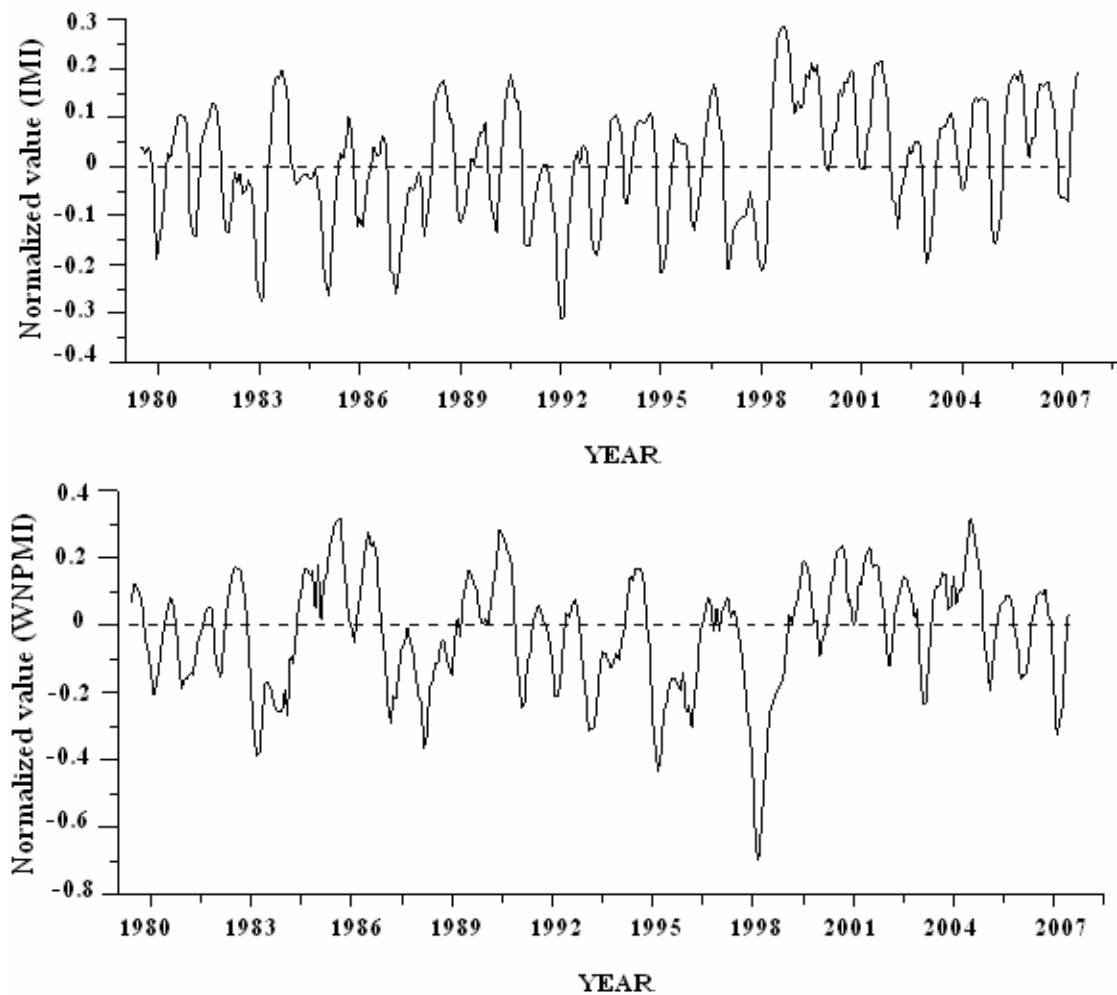
สำหรับรูปที่ 2-2 เป็นการนำข้อมูลของตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัว คือ IMI และ WNPMI มาทำให้เรียบด้วย 11 เดือนอนุกรมเวลา (11-term running mean) เพื่อทำให้เห็นการเปลี่ยนแปลงที่มากกว่ารอบปีชัดเจนขึ้น ส่วนรูปที่ 2-3 แสดงค่าของตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัว ที่นำข้อมูลในเดือนมิถุนายน-กันยายน มาเฉลี่ย เนื่องจากในช่วงเดือนดังกล่าว เป็นช่วง Peak ของมรสุมฤดูร้อนที่มีอิทธิพลต่อภูมิภาคเอเชีย (เช่น Lua and Yang, 1997; Webster *et al.*, 1998; Wang and Lin, 2002)



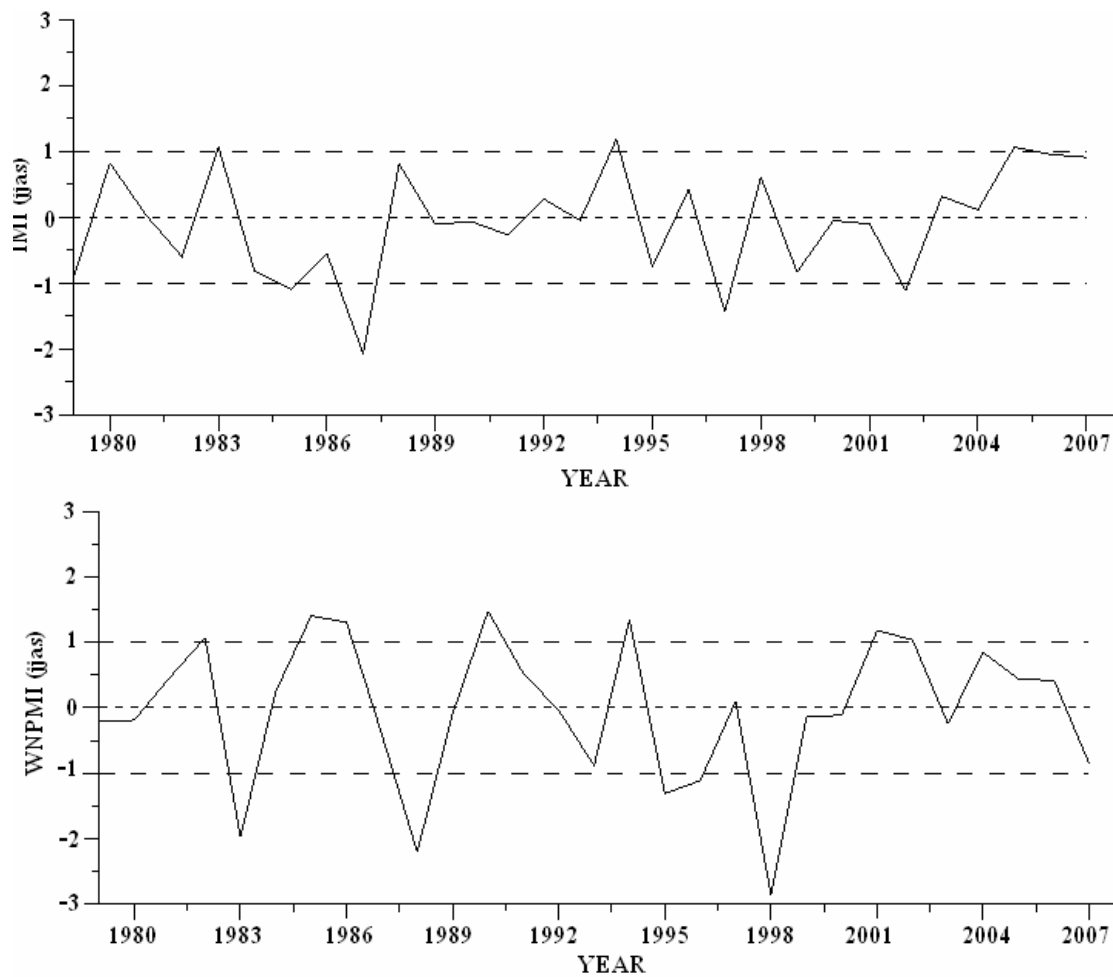
รูปที่ 2-1 พื้นที่ของการหมุนเวียนที่สัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ โดยตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัว คือ IMI (Indian monsoon index) และ WNPMI (Western North Pacific Monsoon Index)

2) ตัวชี้วัดที่ใช้ในการศึกษาการเกิด IOD

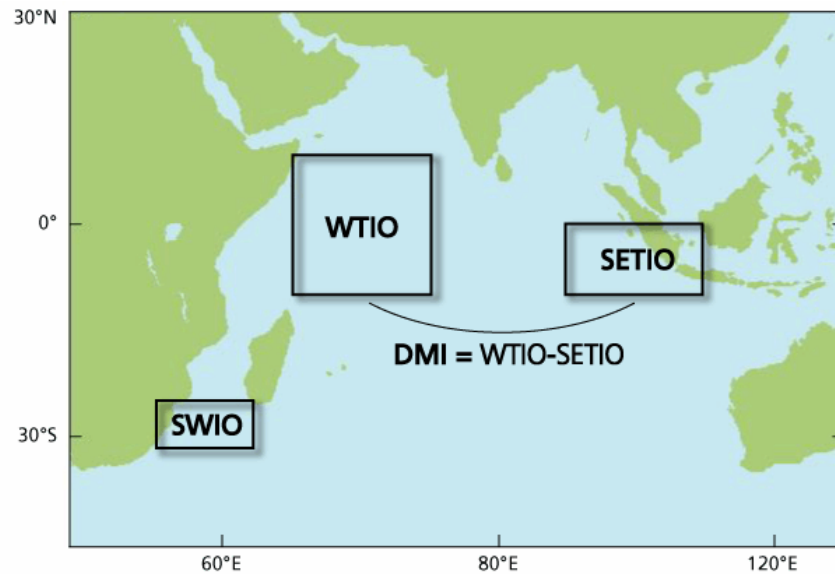
ความผิดปกติของการเกิด IOD เกิดจากการปฏิสัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ (Saji *et al.*, 1999) ตัวชี้วัดที่นำมาใช้ในงานวิจัยนี้ คือ IOD คือ Dipole Mode Index (DMI) ซึ่งเป็นตัวชี้วัดที่พิจารณาจากค่าความแตกต่างของความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณเส้นศูนย์สูตรระหว่างมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันตก (50-70 °E และ 10 °S-10 °N) กับมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันออกเฉียงใต้ (90-110 °E และ 10 °S-0 °N) (รูปที่ 2-4) ซึ่ง Time Series ของตัวชี้วัด DMI ในระหว่าง ปี ค.ศ. 1950-2007 (พ.ศ. 2493-2550) ดังแสดงในรูปที่ 2-5



รูปที่ 2-2 ข้อมูลรายเดือนของ Indian Summer Monsoon Index (บน) และ Western North Pacific Monsoon Index (ล่าง) โดยนำค่ามาทำให้เรียบด้วย 11 เดือนอนุกรมเวลาเพื่อให้เห็นการเปลี่ยนแปลงมากกว่ารอบปีชัดเจนขึ้น

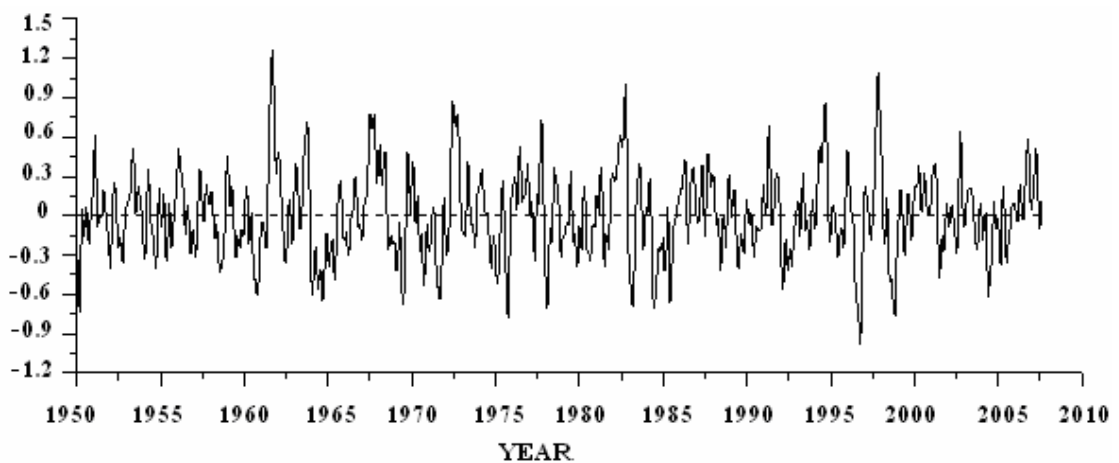


รูปที่ 2-3 ข้อมูลรายเดือนของ Indian Summer Monsoon Index (บน) และ Western North Pacific Monsoon Index (ล่าง) โดยเฉลี่ยข้อมูลของเดือนมิถุนายน-กันยายน เส้นปะ แสดงค่า $\pm 1SD$ ของตัวชี้วัด



ที่มา : http://ioc3.unesco.org/oopc/state_of_the_ocean/sur/ind/ (11/09/2008)

รูปที่ 2-4 พื้นที่ตำแหน่งที่ใช้ในการหาค่า DMI ; Western Tropical Indian Ocean (WTIO) (50-70 °E และ 10 °S-10 °N); Southeastern Tropical Indian Ocean (SETIO)(90-110 °E และ 10 °S-0 °N); Southwestern Tropical Indian Ocean (SWIO)



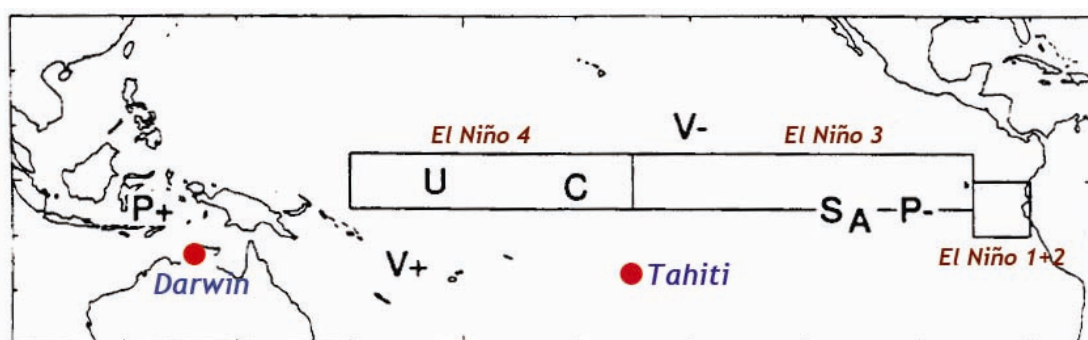
รูปที่ 2-5 กราฟ Dipole Mode Index (DMI) ซึ่งเป็นข้อมูลรายเดือน: ค่า DMI ที่เป็นค่าติดลบ หมายถึงโอกาสที่เกิด Negative IOD ส่วนค่า DMI ที่เป็นค่าบวก หมายถึงโอกาสที่เกิด Positive IOD

3) ตัวชี้วัดที่ใช้ในการศึกษาการเกิด ENSO คือ Multivariate ENSO Index (MEI)

El Niño/Southern Oscillation (ENSO) เป็นรูปแบบความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่เกิดจากการปฏิสัมพันธ์ระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ (coupled ocean-atmosphere interaction) ในบริเวณแถบแนวเส้นศูนย์สูตร ซึ่งเป็นตำแหน่งที่มีความสัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่ผิดปกติ โดยมวลน้ำอุ่นเคลื่อนตัวตามแนวเส้นศูนย์สูตรบริเวณแปซิฟิกสู่สองชายฝั่งอเมริกาใต้ ด้วยเหตุนี้จึงได้พยายามหาตัวบ่งชี้หรือตัวบอกเหตุเพื่อเฝ้าดูความผิดปกติของ ENSO ซึ่งตัวชี้วัดที่ใช้วัดความผิดปกติของ ENSO มีหลายตัว อย่างเช่น Multivariate ENSO Index (MEI), Japan Meteorological Agency Sea Surface Temperature Index (JMA SST Index), The Southern Oscillation Index (SOI), Sea Surface Temperature (SST) และ Outgoing Long Wave Radiation (OLR) เป็นต้น ซึ่งรายละเอียดดังแสดงในตารางที่ 2-1

ในการศึกษาครั้งนี้ใช้ตัวชี้วัดที่นิยมใช้กันอย่างหลากหลาย คือ Multivariate ENSO Index (MEI) ซึ่งเป็นตัวชี้วัดที่ได้จากตัวแปร 6 ตัวหลักที่ครอบคลุมมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อน (รูปที่ 2-6) โดยตัวแปรทั้ง 6 ตัว คือ

- Sea-level pressure (P)
- Zonal wind component (U)
- Meridional wind component (V)
- Sea surface temperature (S)
- Near-surface air temperatures (A)
- Cloudiness fraction of the sky (C)

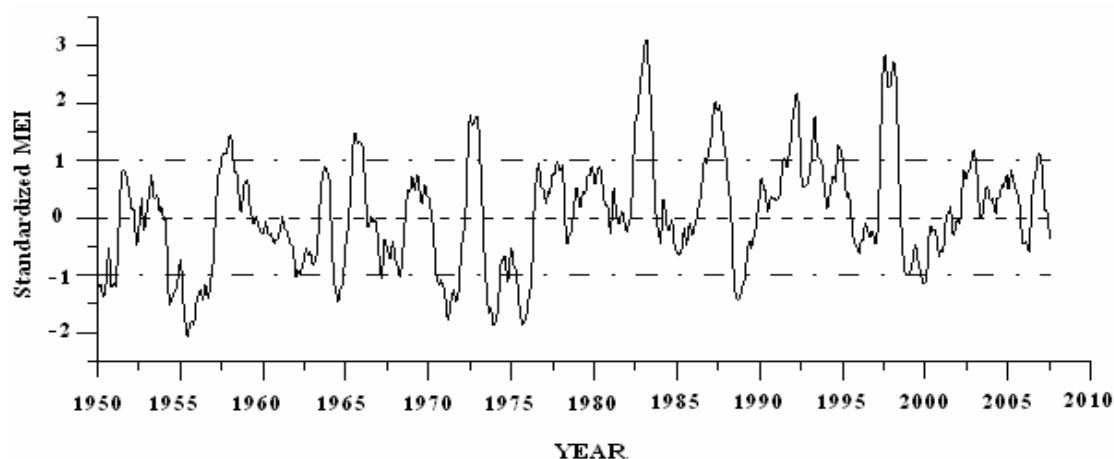


รูปที่ 2-6 ตำแหน่งตัวแปรทั้งหมดของค่า MEI คือ Sea-level pressure (P), Zonal wind component (U), Meridional wind component (V), Sea surface temperature (S), Near-surface air temperatures (A) และ Cloudiness fraction of the sky (C)

ตารางที่ 2-1 ตัวชี้วัดที่ใช้วัดความผิดปกติของ ENSO ตัวอื่นๆ

ตัวชี้วัด	รายละเอียด
Multivariate ENSO Index (MEI)	<ul style="list-style-type: none"> คำนวณจากความผิดปกติของตัวแปรหลายตัว ได้แก่ Sea-level pressure (P), Zonal wind component (U), Meridional wind component (V), Sea surface temperature (S), Near-surface air temperatures (A) และ Cloudiness fraction of the sky (C) ข้อมูลรายเดือน เป็นข้อมูลตั้งแต่ปี 1950- ปัจจุบัน <p>http://www.esrl.noaa.gov/psd/people/klaus.wolter/MEI/table.html</p>
Japan Meteorological Agency Sea Surface Temperature Index (JMA SST Index)	<ul style="list-style-type: none"> คำนวณจากความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล (SST) ซึ่งเป็นข้อมูลรายเดือนระหว่าง 4 °N-4 °S และ 150 -90 °W คำนวณโดยใช้ค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ 5 เดือน (5-month running mean) 1949-ปัจจุบัน <p>ftp://www.coaps.fsu.edu/pub/JMA_SST_Index/</p>
The Southern Oscillation Index (SOI)	<ul style="list-style-type: none"> คำนวณจากความผิดปกติของค่าความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลระหว่าง Tahiti (T) และ Darwin (D) ข้อมูลรายเดือน เป็นข้อมูลตั้งแต่ปี 1866-ปัจจุบัน <p>http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/</p>
Sea Surface Temperature (SST)	<ul style="list-style-type: none"> ข้อมูลอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ข้อมูลรายเดือน เป็นข้อมูลตั้งแต่ปี 1950- ปัจจุบัน Niño 1+2 (0-10 °S)(90°-80 °W) Niño 3 (5 °N-5 °S)(150-90 °W) Niño 4 (5 °N-5 °S) (160 °E-150 °W) <p>http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/</p>
Outgoing Long Wave Radiation (OLR)	<ul style="list-style-type: none"> ค่าการแผ่รังสีของรังสีคลื่นยาว ข้อมูลรายเดือนระหว่าง 160 °E-160 °W เป็นข้อมูลตั้งแต่ปี 1974- ปัจจุบัน <p>http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/</p>

ค่า MEI เป็นค่า Leading Mode ของทั้ง 6 ตัวแปรที่ถูกวิเคราะห์ด้วยเทคนิค Principal Component Analysis (PCA) โดยการวิเคราะห์ความแปรปรวนร่วมของตัวแปรทั้ง 6 ตัว เพื่อดึงเอาองค์ประกอบแรกออกมา ซึ่งเป็นองค์ประกอบหลักที่สามารถอธิบายความแปรปรวนของตัวแปรทั้ง 6 ตัวได้มากที่สุด (Wolter and Timlin, 1993) ค่า MEI จึงเป็นตัวชี้วัดที่ใช้ในการชี้วัดความผิดปกติของ ENSO บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกที่ต่ำกว่าตัวชี้วัดตัวอื่นๆ เนื่องจากเป็นค่าที่ครอบคลุมตัวแปรทั้งหมดที่ส่งผลต่อสภาพภูมิอากาศบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก ซึ่งก็คือค่าความดันอากาศที่ระดับน้ำทะเล ทิศทางและความแรงของลมสินค้า (trade wind) ทั้งสองด้านของเส้นศูนย์สูตร อุณหภูมิผิวน้ำทะเล อุณหภูมิพื้นผิวของอากาศ และการก่อตัวของเมฆหมอก โดยอนุกรมเวลาของตัวชี้วัด MEI เป็นค่าในช่วงระหว่าง ปี ค.ศ. 1950-2007 (พ.ศ. 2493-2550) ดังแสดงในรูปที่ 2-7



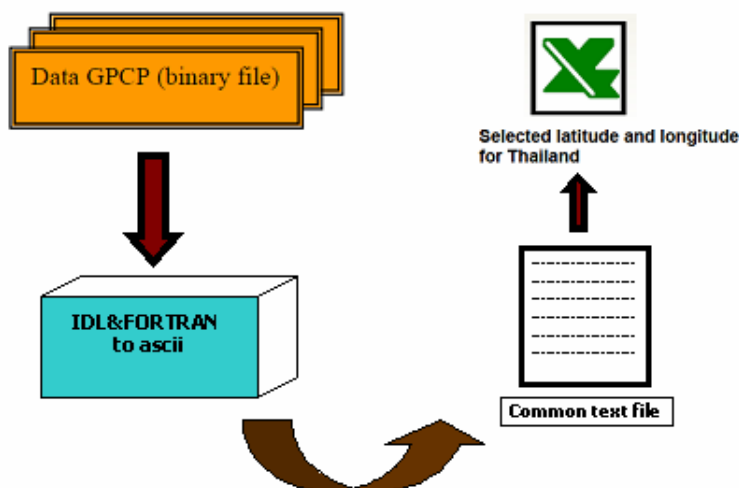
รูปที่ 2-7 กราฟ Multivariate ENSO Index (MEI) ซึ่งเป็นข้อมูลรายเดือน: ค่า MEI ที่เป็นค่าติดลบ จะหมายถึงโอกาสที่เกิดปรากฏการณ์ La Niña ส่วนค่า MEI ที่เป็นค่าบวก จะหมายถึงโอกาสที่เกิดปรากฏการณ์ El Niño

2.3 ลักษณะและคุณภาพของข้อมูล

2.3.1 ข้อมูลปริมาณฝน

ข้อมูลปริมาณฝนจาก GPCP เป็นข้อมูลในฐานข้อมูลขนาดใหญ่จากทั่วโลก จึงจำเป็นต้องใช้พื้นที่ในการจัดเก็บมาก ข้อมูลจึงถูกจัดเก็บอยู่ในรูปของระบบเลขฐานสอง (binary number system) เพื่อทำให้ประหยัดพื้นที่ในการจัดเก็บข้อมูล แต่เนื่องจากข้อมูลที่นำมาใช้ในการวิเคราะห์ เป็นข้อมูลที่ดึงเฉพาะส่วนของพื้นที่ประเทศไทยเท่านั้น ดังนั้น จำนวนข้อมูลจึงน้อยลง

และเพื่อให้่ายในการวิเคราะห์และการตรวจสอบ ข้อมูลถูกแปลงจากระบบเลขฐานสองเป็น ASCII Code (American standard code for information interchange) ก่อนบันทึกไฟล์ลงในรูป Excel ซึ่งเป็นข้อมูลชุดสุดท้ายก่อนนำไปวิเคราะห์ (รูปที่ 2-8)



รูปที่ 2-8 แปลงข้อมูลของ GPCP ที่เป็นไฟล์แบบ Binary มาเป็นข้อมูล ASCII Code ก่อนบันทึกไฟล์ลงในรูป Excel

สำหรับการอ่านข้อมูล (reading the data) ของ GPCP สามารถใช้ได้ด้วยโปรแกรมมาตรฐาน Third-Generation Computer Languages โดยการศึกษาครั้งนี้ใช้โปรแกรม Interactive Data Language (IDL) และ FORTRAN ซึ่งเป็นโปรแกรมที่อ่านและแปลงข้อมูลที่อยู่ในรูปแบบ Binary เป็น ASCII code

โดยเวอร์ชันที่ใช้สำหรับโปรแกรมทั้ง 2 ตัวนั้น สำหรับ IDL ใช้ IDL 6.1 และ FORTRAN ใช้ reformat_gpcp.exe โดย Software ของ IDL และ FORTRAN ที่ใช้อ่านข้อมูลมี ดังนี้

Interactive Data Language (IDL)

- IDL> .run read_v2_file.pro
- IDL> read_V2, 'filename', data
- IDL> read_V2_header, 'filename', header
- IDL> openw, inunit, 'result', /get_lun
- IDL> printf, inunit, format='(1x, 144(3x, f8.2))', data
- IDL> free_lun, inunit

FORTRAN

- FORTRAN software to read the header is read_v2_header.f.
- FORTRAN software to read a month of data is read_v2_month.f.
- FORTRAN software to read a month of byte-swapped data is read_v2_month_swap.f.
- FORTRAN software to read a monthly climatology is read_v2_climo.f.

ข้อมูลปริมาณฝนของ GPCP จะมีลักษณะเป็น $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (latitude – longitude) จัดเรียงตามตำแหน่งของโลก โดยแกน X (เส้นรุ้ง – longitude) เพิ่มขึ้นจากทิศตะวันตกไปทางทิศตะวันออกจากจุดเริ่มของแกน Y (เส้นแวง – latitude) เพิ่มขึ้นจากทิศเหนือไปทางทิศใต้ ตำแหน่งสำคัญต่างๆ คือ

- First point center = (88.75° N, 1.25° E)
- Second point center = (88.75° N, 3.75° E)
- Last point center = (88.75° S, 1.25° W)

สำหรับประเทศไทย ซึ่งตั้งอยู่ในเขตร้อนทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปเอเชีย ระหว่างละติจูด $5^\circ 37' N$ กับ $20^\circ 27' N$ และระหว่างลองจิจูด $97^\circ 22' E$ กับ $105^\circ 37' E$ มีพื้นที่ทั้งหมดประมาณ 513,115 ตารางกิโลเมตร เมื่อทำการแบ่งเป็นกริด $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Latitude – Longitude ได้จำนวน 17 กริด คือ กริดที่ 4144, 4145, 4288, 4289, 4290, 4291, 4432, 4433, 4434, 4435, 4577, 4578, 4720, 4721, 4864, 4865 และ 5009 (ตารางที่ 2-2) จากจำนวนกริดทั่วโลก 10,368 กริด (จำนวนแถว 72 แถว และจำนวนคอลัมน์ 144 คอลัมน์) (รูปที่ 2-9)

ตารางที่ 2-2 ตำแหน่งกริดของพื้นที่ประเทศไทยจำนวน 17 กริด โดยใช้แทนด้วยตัวเลขต่างๆ

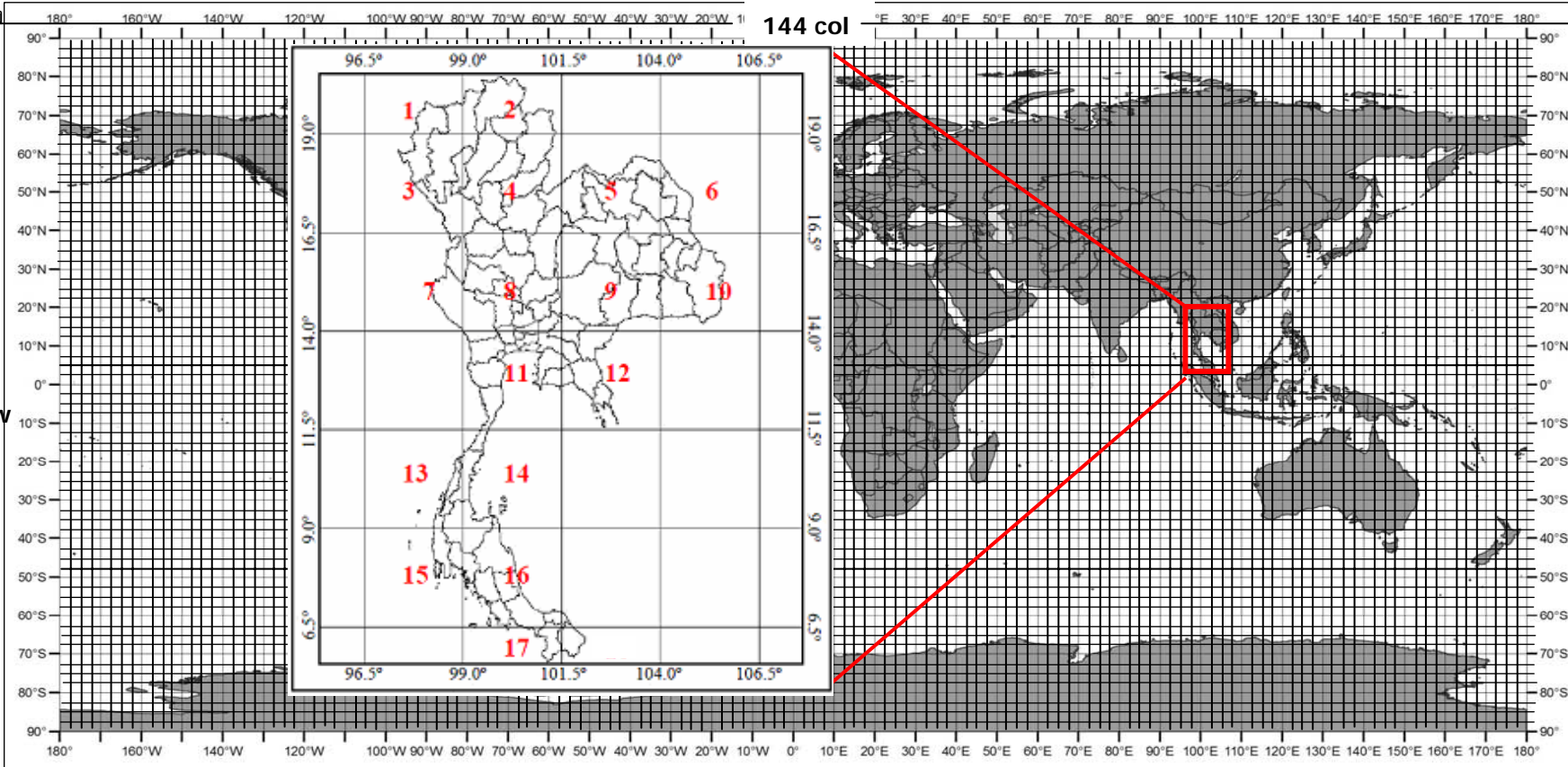
ตำแหน่งกริด	หมายเลขที่ใช้แทน	ตำแหน่งกริด	หมายเลขที่ใช้แทน
4144	1	4435	10
4145	2	4577	11
4288	3	4578	12
4289	4	4720	13
4290	5	4721	14
4291	6	4864	15
4432	7	4865	16
4433	8	5009	17
4434	9		

ซ้าย-ไป-ขวา

บนลงล่าง

72:row

144 col



รูปที่ 2-9 แบ่งพื้นที่เป็นกริดขนาด 2.5° X 2.5° (latitude – longitude) ทั่วโลก ได้กริดที่เป็นตำแหน่งประเทศไทย 17 กริด กริดแรกเริ่มต้นที่ 90°N และ -180°W กริดที่ 2 คือ 90°N และ -177.5°W

2.3.2 ข้อมูลตัวชี้วัด

ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศมีคาบเวลาของความโดดเด่นที่แตกต่างกัน ฉะนั้นในการศึกษาความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ ต้องพิจารณาความแปรปรวนของแต่ละปรากฏการณ์ ได้แก่ มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO ว่ามีคาบเวลาของความแปรปรวนที่โดดเด่นในคาบเวลาใด ซึ่งการศึกษาครั้งนี้ ได้พิจารณาจำแนกออกเป็น 3 คาบเวลา คือ คาบความแปรปรวนในระยะยาว (long-term change) คาบความแปรปรวนในระยะสั้นหรือคาบเวลาปีต่อปี (interannual change) และคาบความแปรปรวนตามฤดูกาล (seasonal change) โดยใช้วิธีการวิเคราะห์ความแปรปรวน (variance analysis) และการวิเคราะห์ในความถี่โดเมน (frequency domain) ด้วยวิธีการวิเคราะห์สเปกตรัม (spectrum analysis)

2.4 การตรวจสอบและควบคุมคุณภาพข้อมูล (quality control and check)

สำหรับข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนจาก GPCP ที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ เราได้จัดความผิดปกติ (anomaly) ของข้อมูลบางส่วนออกไปแล้ว จากนั้นจึงนำข้อมูลมาทดสอบคุณภาพด้วยวิธีทางสถิติ เพื่อให้เกิดความมั่นใจในข้อมูลยิ่งขึ้น ซึ่งประกอบด้วย การตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลในเชิงเวลา และการตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลในเชิงพื้นที่

2.4.1 ตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลในเชิงเวลา (temporal outlier)

ตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลในเชิงเวลา ด้วยการหาค่าพิสัยระหว่างควอไทล์ (interquartile range; IQR) (Eischeid *et al.*, 1995) โดยข้อมูลปริมาณฝนจัดเป็นข้อมูลที่มีค่าผิดปกติในเชิงเวลาตามสมการ 2-1

$$X_i - q50 > f IR \quad (2-1)$$

โดยที่	X_i	คือ	ข้อมูลฝนรายเดือนของปีที่ i
	$q50$	คือ	เปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 50
	IR	คือ	Interquartile Range (IQR) (ค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 75 ลบด้วยเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25)
	f	คือ	ช่วงของความแปรปรวนที่กำหนดขอบเขตค่าผิดปกติ ปกติจะมีค่าระหว่าง 3-5 ทั้งนี้ f อาจมีค่ามากกว่า 5 ซึ่งขึ้นอยู่กับลักษณะการกระจายตัวของข้อมูล

2.4.2 ตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลในเชิงพื้นที่ (spatial outlier)

ตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลในเชิงพื้นที่ ด้วยการเปรียบเทียบข้อมูลของทุกกริด (Eischeid, 1995; Peterson, 1998; Feng, 2004) โดยข้อมูลปริมาณฝนจัดเป็นข้อมูลที่มีค่าผิดปกติในเชิงพื้นที่ ในกรณีที่ข้อมูลปริมาณฝนมีค่าที่สูงมากหรือต่ำมาก (outlier) จากค่ากลาง (กัลยา วานิชย์บัญชา, 2008) โดยใช้สถิติ Boxplot ในการตรวจสอบความผิดปกติ

เหตุผลที่ต้องทำการตรวจสอบเพิ่มเติม เพื่อให้เกิดความมั่นใจถึงคุณภาพของข้อมูลในแง่ของค่าผิดปกติ (outlier) ทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา ว่าข้อมูลที่จะนำไปวิเคราะห์นั้น ไม่มีความผิดปกติดังกล่าว ซึ่งอาจส่งผลกระทบต่อความถูกต้องของผลการวิเคราะห์ได้

2.5 วิธีการและสถิติที่ใช้ในการวิเคราะห์ความแปรปรวนของตัวชี้วัดและปริมาณฝน

สถิติที่ใช้ในการวิเคราะห์ความแปรปรวนของตัวชี้วัดและปริมาณฝนในประเทศไทย ประกอบด้วยหลายเทคนิค ซึ่งเป็นสถิติเชิงพหุ ได้แก่ Empirical Orthogonal Functions (EOFs), Moving Average (MA), Correlation Function, Double Correlation Method (DCM), Probability Density Function (PDF), Variance Analysis, Spectrum Analysis และ Composite Analysis

2.5.1 Empirical Orthogonal Functions (EOFs) หรือ Principal Component Analysis (PCA)

สำหรับการวิเคราะห์หาความแปรปรวนของปริมาณฝนทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา (spatio-temporal variation) ที่นิยมใช้อย่างแพร่หลาย คือ การวิเคราะห์หาองค์ประกอบหลักของเมตริกซ์ความแปรปรวนร่วมของฐานข้อมูลขนาดใหญ่ของตัวแปรใดตัวแปรหนึ่ง ด้วยเทคนิค Empirical Orthogonal Functions (EOFs) หรือ Principal Component Analysis (PCA)

วิธี EOFs หรือ PCA เป็นเทคนิคที่จับกลุ่มหรือรวมตัวแปรที่มีความสัมพันธ์กันไว้ในกลุ่มหรือปัจจัย (factor) เดียวกัน ตัวแปรที่อยู่ในปัจจัยเดียวกันจะมีความสัมพันธ์กันมาก โดยความสัมพันธ์นั้นอาจจะเป็นไปในทิศทางบวก (ไปในทิศทางเดียวกัน) หรือทิศทางลบ (ไปในทางตรงข้ามกัน) ก็ได้ ส่วนตัวแปรที่อยู่คนละปัจจัย จะไม่มีความสัมพันธ์กันหรือมีความสัมพันธ์กันน้อยมาก (กัลยา วานิชย์บัญชา, 2008) EOFs เป็นวิธีที่นิยมใช้ในการศึกษาเกี่ยวกับสภาพภูมิอากาศ เช่น Preisendorfer (1988), Jassby and Powell (1990), Emery and Thomson (1997), Von Storch and Zwiers (1999), Jolliffe (2002) และ Wall *et al.* (2003) ต่อมา Gu *et al.* (2006) ใช้วิธี EOFs ศึกษาความแปรปรวนของปริมาณฝนในเขตร้อน ในคาบเวลาปีต่อปีถึงทศวรรษต่อทศวรรษ โดยใช้

ข้อมูลรายเดือนที่ได้จาก GPCP เพื่อหารูปแบบแนวโน้มความน่าจะเป็นของการเปลี่ยนแปลงในเชิงพื้นที่

การวิเคราะห์ EOFs เป็นเทคนิคทางสถิติที่อาศัยหลักการของการแปลงเชิงเส้นตรงของชุดข้อมูลเดิมที่มีขนาดใหญ่และมีตัวแปรจำนวนมาก ไปสู่ชุดขนาดเล็กของตัวแปรแต่เป็นตัวแทนความแปรปรวนทั้งเชิงพื้นที่และเชิงเวลาส่วนใหญ่ของชุดข้อมูลเดิม โดยทั่วไป วิธีการวิเคราะห์ EOFs จะคำนวณจากเมตริกซ์ความแปรปรวนร่วม (covariance matrix) หรือเมตริกซ์ความสัมพันธ์ร่วม (correlation matrix) ของข้อมูล เพื่อจำแนกข้อมูลเดิมออกเป็นค่า Eigenvalue, Eigenvector และอนุกรม Time Coefficient (TC) โดย Eigenvector คือ ชุดขนาดเล็กของตัวแปรที่ถูกแปลงมาจากชุดข้อมูลเดิม และแต่ละชุดของ Eigenvector เรียกว่า EOF โหมด (EOF mode) และจำนวน EOF โหมดทั้งหมดจะเท่ากับจำนวนตัวแปรในชุดข้อมูลเดิม สำหรับค่า Eigenvalue หรือค่า Loading โดยปกติจะเรียงลำดับจากมากไปหาน้อยและแต่ละค่าของ Eigenvalue จะเป็นสัดส่วนกับเปอร์เซ็นต์ของความแปรปรวนในข้อมูลเดิมที่อธิบายได้จากแต่ละ EOF โหมด และอนุกรม TC หรือการเปลี่ยนแปลงเชิงเวลา จะแสดงการเปลี่ยนแปลงเชิงเวลาของแต่ละ EOF โหมด

สำหรับการประยุกต์ใช้เทคนิค EOFs ในการศึกษาความแปรปรวนของปริมาณฝนนั้น จะลดจำนวนข้อมูลให้เหลือเพียงโหมดที่โดดเด่น และสามารถอธิบายการเปลี่ยนแปลงของฝนในภาพรวมได้ชัดเจนมากขึ้น โดยสมการสำหรับการวิเคราะห์ EOFs สรุปได้ ดังสมการ 2-2

Location →

$$Z = \begin{matrix} \begin{matrix} z_1(1,1) & \cdots & z_1(1,p) \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ z_n(n,1) & \cdots & z_n(n,p) \end{matrix} \\ \downarrow \\ \text{Time} \end{matrix} \quad (2-2)$$

ขั้นตอนแรกของการวิเคราะห์ EOFs คือ การหาค่ากลาง $z(t, x)$ ของเมตริกซ์ Z ตามสมการ 2-3

$$\bar{z}(x) = \frac{1}{n} \sum_1^n z(t, x) \quad (2-3)$$

และหาค่าผิดปกติ (anomaly) จากค่าเฉลี่ยในระยะยาว (long-term mean) ดังสมการ 2-4

$$z'(t, x) = z(t, x) - \bar{z}(x) \quad (2-4)$$

โดยขั้นตอนนี้เพื่อให้แน่ใจว่า ผลการวิเคราะห์จะไม่ได้รับอิทธิพลจากค่าที่สูงหรือต่ำกว่าปกติ (extreme value) และจะได้ $z(t, x)$ ใหม่เป็น $z'(t, x)$ ซึ่งสามารถเขียนอยู่ในรูปของเมตริกซ์ Z' ดังสมการ 2-5 โดยมีมิติขนาด $n \times p$ ซึ่งเป็นการแปลงจากเมตริกซ์ Z ของสมการ 2-2 นั้นเอง

Location \rightarrow

$$Z' = \begin{matrix} \left| \begin{array}{ccc} z'_1(1,1) & \cdots & z'_1(1, p) \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ z'_n(n,1) & \cdots & z'_n(n, p) \end{array} \right| & \begin{matrix} \downarrow \\ \text{Time} \\ \cdot \end{matrix} & (2-5) \end{matrix}$$

เมตริกซ์ความแปรปรวนร่วมเชิงพื้นที่ $R_{ZZ'}$ ของฟังก์ชัน $z'(t, x)$ สามารถคำนวณได้จากการนำเอาเมตริกซ์ Z' มา transpose เพื่อเปลี่ยนตำแหน่งข้อมูลและคูณกลับด้วยเมตริกซ์ Z' (สมการ 2-6)

$$R_{ZZ'} = Z'^T * Z' \quad (2-6)$$

ซึ่งเมตริกซ์ $R_{ZZ'}$ ดังปรากฏในสมการ 2-7

$$R_{ZZ'} = \begin{matrix} \left| \begin{array}{cccc} z'_1 z'_1 & z'_1 z'_2 & \cdots & z'_1 z'_n \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ z'_n z'_1 & z'_n z'_2 & \cdots & z'_n z'_n \end{array} \right| & (2-7) \end{matrix}$$

$\langle z'_i z'_j \rangle$ คือ ความแปรปรวนร่วมระหว่างอนุกรมเวลา z'_i และ z'_j ดังสมการ 2-8

$$\text{โดยที่ } \langle z'_i z'_j \rangle = \langle z'_j z'_i \rangle = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n z'_i(t) z'_j(t) \quad \text{ซึ่ง } i, j = 1, 2, \dots, p \quad (2-8)$$

เมตริกซ์ $R_{ZZ'}$ ที่ได้เป็นเมตริกซ์จัตุรัสและสมมาตร (แม้ว่าเมตริกซ์ Z' ไม่เป็นเมตริกซ์จัตุรัสก็ตาม) $R_{ZZ'}$ มีมิติขนาด $p \times p$ และผลของการหาเมตริกซ์ความแปรปรวนร่วม สามารถเขียนได้เป็นดังสมการ 2-9

$$R_{ZZ'} = Z' * Z'^T \quad (2-9)$$

จากการคำนวณเมตริกซ์ความแปรปรวนร่วม โดยการวิเคราะห์ EOFs สามารถแก้ปัญหาค่า Eigenvalue และ Eigenvector โดยการแยกเป็นเมตริกซ์ L และ E ดังสมการ 2-10

$$R_{ZZ'} * E = E * L \text{ or } (R_{ZZ'} - L) * E = 0 \quad (2-10)$$

L เป็นเมตริกซ์ที่มีมิติขนาด $p \times p$ ซึ่งประกอบด้วยค่า Eigenvalue λ_k ($k=1, \dots, p$) ของ $R_{ZZ'}$ ตามเส้นทแยงมุมจากบนลงล่าง โดยองค์ประกอบตัวอื่นๆ ในเมตริกซ์ L มีค่าเป็นศูนย์ ดังแสดงในสมการ 2-11

$$L = \begin{vmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ \dots & \lambda_2 & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_p \end{vmatrix} \quad (2-11)$$

E เป็นเมตริกซ์ที่มีมิติขนาด $p \times p$ โดยมี Column e_k ($k = 1, \dots, p$) ซึ่งเป็นค่า Eigenvector ของ $R_{ZZ'}$ ที่สอดคล้องกับค่า Eigenvalue λ_k ตามสมการ 2-12

$$E = \begin{vmatrix} e_1(1) & e_2(1) & \dots & e_p(1) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ e_1(p) & e_2(p) & \dots & e_p(p) \end{vmatrix} \quad (2-12)$$

$\begin{matrix} \downarrow & \downarrow & \downarrow \\ e_1 & e_2 & e_p \end{matrix} \longrightarrow \text{Eigenvector } e_k$

จากสมการที่ 2-10 เขียนได้ใหม่เป็น สมการ 2-13

$$R_{ZZ'} * e_k = \lambda_k * e_k, k = 1 \dots p. \quad (2-13)$$

ปัญหา Eigenvalue และ Eigenvector ในสมการ 2-10 สอดคล้องกับอนุกรมเชิงเส้นของระบบสมการใน 2-14

$$\begin{aligned}
\left[\langle z'_1 z'_1 \rangle - \lambda_1 \right] e_1 + \langle z'_1 z'_2 \rangle e_2 + \dots + \langle z'_1 z'_p \rangle e_p &= 0 \\
\langle z'_2 z'_1 \rangle e_1 + \left[\langle z'_2 z'_2 \rangle - \lambda_2 \right] e_2 + \dots + \langle z'_2 z'_p \rangle e_p &= 0 \\
\langle z'_n z'_1 \rangle e_1 + \langle z'_n z'_2 \rangle e_2 + \dots + \left[\langle z'_n z'_n \rangle - \lambda_n \right] e_n &= 0
\end{aligned} \tag{2-14}$$

เนื่องจากเมตริกซ์ Z' เป็นเมตริกซ์แท้จริง ฉะนั้นเมตริกซ์ความแปรปรวนร่วม R_{ZZ} จึงเป็นค่าบวกแน่นอน ซึ่งค่าเฉลี่ยทั้งหมดของ Eigenvalue มีค่ามากกว่าหรือเท่ากับศูนย์ โดยแต่ละ Eigenvalue λ_k ของเมตริกซ์ L จะมีความเชื่อมโยงกับ Eigenvector e_k ในแต่ละ Column ของเมตริกซ์ E สามารถเขียนได้ดังสมการ 2-15

$$E * E^T = E^T * E = I_p \tag{2-15}$$

โดยที่ I_p คือ เมตริกซ์ที่มีมิติขนาด $p \times p$ และมีค่าที่ตำแหน่ง diagonal มีค่าเป็นหนึ่ง ในขณะที่ตำแหน่ง off-diagonal มีค่าเป็นศูนย์

สำหรับ $a_k(t)$ (time-dependent amplitudes) เป็นผลรวมของ $z'(t, x)$ คูณกับ Eigenvector e_k ดังสมการ 2-16

$$a_k(t) = \sum_{x=1}^p z'(t, x) e_k(x) \tag{2-16}$$

$a_k(t)$ ของแต่ละโหมด มีคุณสมบัติสำคัญ คือ ความไม่สัมพันธ์กันในเชิงเวลา ซึ่งเป็นอิสระต่อกัน หรือมีคุณสมบัติ orthogonality และเป็นข้อมูลที่เกี่ยวข้องกับค่าความแปรปรวนของชุดข้อมูลตามทิศทางของ e_k โดยใช้สัญลักษณ์ของเมตริกซ์ คือ A และมีมิติขนาด $n \times p$ ซึ่งเป็นการคูณเมตริกซ์ระหว่าง Z' และ E ดังสมการ 2-17

$$A = Z' * E \tag{2-17}$$

รูปแบบความแปรปรวนในเชิงพื้นที่ E_k คือ ระยะห่างที่ตั้งฉากกัน โดย $a_k(t)$ เป็นการตั้งฉากในเชิงเวลา ซึ่งจะมีค่าเท่ากับ Eigenvalue λ ตามเส้นทแยงมุมจากบนลงล่าง ดังแสดงในสมการ 2-11 ในกรณี i และ j ในสมการ 2-18 มีค่าเท่ากัน

$$\overline{a_i(t)a_j(t)} = \lambda_i \delta_{ij} \quad i, j = 1, \dots, p \quad (2-18)$$

โดยที่ δ_{ij} คือ Kronecker delta ดังสมการ 2-19

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & j=i \\ 0 & j \neq i \end{cases}, \quad (2-19)$$

Overbar ใน สมการ 2-18 หมายถึง ค่าเฉลี่ยในเชิงเวลา และสมการ 2-20 เป็นความแปรปรวนในแต่ละ EOF โหมด ซึ่งเขียนให้อยู่ในรูปของเมตริกซ์ได้ดังสมการ 2-21

$$\lambda_i = \overline{a_i(t)^2} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n [a_i(t_j)]^2 \quad (2-20)$$

$$A^T * A = L \quad (2-21)$$

โดยปกติ ค่า Eigenvalues เรียงลำดับจากมากไปน้อย ซึ่งแต่ละโหมดสอดคล้องกับค่า Eigenvector นั่นคือ $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_p$ โดยแต่ละ Eigenvalue λ_k มีสัดส่วนเปอร์เซ็นต์ของค่าความแปรปรวนจากข้อมูลชุดเดิม ที่คำนวณในแต่ละ Mode k ตามสมการ 2-22

$$\% \text{ variance mode } k = \frac{\lambda_k}{\sum_{i=1}^p \lambda_i} * 100 \quad (2-22)$$

โหมดแรกจะเป็น โหมดที่มีค่าเปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนจากข้อมูลทั้งหมดสูงที่สุด ซึ่งก็คือ λ_1 สำหรับความแปรปรวนที่มีค่าสูงสุดรองลงมา คือ λ_2 และจะลดค่าไปตามลำดับ โดยผลรวมทั้งหมดของ λ_k เขียนได้ตามสมการ 2-23

$$\sum_{x=1}^p \left\langle \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n [z_x(t)]^2 \right\rangle = \sum_{k=1}^p \lambda_k \quad (2-23)$$

ผลรวมของความแปรปรวนของชุดข้อมูลเดิม = ผลรวมของความแปรปรวนใน Eigenvalue สรุปก็คือ ชุดข้อมูลเดิมสามารถเขียนได้ในรูปของสมการ 2-24

$$z'(t, x) = \sum_{j=1}^p a_j(t) e_j(x) \quad t = 1, \dots, n \quad ; \quad x = 1, \dots, p \quad (2-24)$$

หรือเขียนอยู่ในรูปเมตริกซ์ได้ ตามสมการที่ 2-25

$$Z' = A * E^T \quad (2-25)$$

2.5.2 Moving Average (M.A.)

Moving Average เป็นเทคนิคหนึ่งของ Time Series Analysis ที่ทำข้อมูลให้เรียบ (smoothed) เพื่อสามารถตรวจสอบรูปแบบการเปลี่ยนแปลงและความแปรปรวนของข้อมูลในคาบเวลาที่สนใจได้ง่ายและชัดเจนขึ้น โดยคำนวณค่าเฉลี่ยเคลื่อนที่ของชุดข้อมูลที่มีขนาด Window ที่กำหนด ทั้งนี้ค่าเฉลี่ยเคลื่อนที่มีลักษณะเป็น Centered Moving Average กล่าวคือ ใช้จำนวนข้อมูลก่อนและหลังจำนวนเท่ากันในการค่าเฉลี่ยค่ากลาง โดยขนาดของ Window เป็นตัวกำหนดถึงคาบเวลาที่ใช้ในการวิเคราะห์แนวโน้ม สำหรับการศึกษาค่าเฉลี่ยเคลื่อนที่ของปริมาณฝนในคาบเวลาระยะสั้นนั้น ขนาดของ Window ที่ใช้คือ 11 เดือนอนุกรมเวลา ซึ่งจะได้สมการของค่าเฉลี่ยเคลื่อนที่ (สมการ 2-26) คือ

$$x'_t = \frac{1}{11} \sum_{i=1}^{11} x_{t-i} \quad i = 1, 2, \dots, n-10; \quad t = i+5 \quad (2-26)$$

โดยที่ x'_t แทนตัวแปรของข้อมูลตัวที่ t
n แทนจำนวนข้อมูลทั้งหมด

ส่วนการวิเคราะห์ความแปรปรวนในระยะยาวที่มากกว่า 5 ปี ที่อาจจะมีความสัมพันธ์หรือเชื่อมโยงกับความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศของโลกนั้น ค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อน (moving average) ด้วย Window ขนาด 60 เดือน-อนุกรมเวลา (60-term smoothed) ถูกนำมาประยุกต์ใช้ในการแยกคาบเวลาของความแปรปรวนดังกล่าว ซึ่งสูตรของค่าเฉลี่ยเคลื่อนที่ ได้ดังสมการ 2-27 ดังนี้

$$x'_t = \frac{1}{60} \sum_{i=1}^{i=60} x_{t-i} \quad i = 1, 2, \dots, n - 60; t = i + 30 \quad (2-27)$$

โดยที่ x'_t แทนตัวแปรของข้อมูลตัวที่ t
 n แทนจำนวนข้อมูลทั้งหมด

2.5.3 Correlation Function

สหสัมพันธ์ (correlation) เป็นการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรตั้งแต่ 2 ตัวขึ้นไป (หรือข้อมูล 2 ชุดขึ้นไป) ในการพิจารณาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรว่ามีมากน้อยเพียงใด ซึ่งสหสัมพันธ์มีหลายชนิด โดยการศึกษาครั้งนี้เป็นการใช้สหสัมพันธ์แบบสเปียร์แมน (spearman rank correlation) เนื่องจากข้อมูลปริมาณฝนเป็นข้อมูลที่มีการแจกแจงแบบแกมมา ซึ่งเหมาะกับการวิเคราะห์แบบสเปียร์แมน ที่มีข้อตกลงเบื้องต้นข้อหนึ่งว่าข้อมูลที่ใช้ไม่จำเป็นต้องมีการแจกแจงแบบปกติ โดยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบสเปียร์แมน คำนวณจากสูตรตามสมการ 2-28

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum D^2}{N(N^2 - 1)} \quad (2-28)$$

เมื่อ r_s เป็นค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบสเปียร์แมน
 $\sum D^2$ เป็นผลรวมของกำลังสองของผลต่างของอันดับคะแนนแต่ละคู่
 N เป็นขนาดของกลุ่มตัวอย่าง

การทดสอบนัยสำคัญ

สมมติฐานของการทดสอบ

$H_0 : \rho = 0$ (ตัวแปรทั้ง 2 ตัวไม่มีความสัมพันธ์กัน)

$H_1 : \rho \neq 0$ (ตัวแปรทั้ง 2 ตัวมีความสัมพันธ์กัน)

สถิติทดสอบ

$$t = \frac{r_s \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_s^2}}, df = n-2$$

อาณาเขตวิกฤตและการสรุปผล จะปฏิเสธ H_0 เมื่อค่า t ที่คำนวณได้มีค่ามากกว่าหรือเท่ากับค่า $\pm t_{\alpha, n-2}$ ที่เปิดจากตาราง

2.5.4 Double Correlation Method (DCM)

DCM เป็นวิธีการที่เหมาะสมสำหรับใช้กับผลลัพธ์ที่มีลักษณะแบบแบ่งพวก คือ ภายในพวกเดียวกันจะมีลักษณะที่คล้ายคลึงกันและต่างจากพวกอื่น วิธี DCM จะใช้กับข้อมูลแบบแบ่งพวก ให้ผลดีกว่าวิธี EOF โดยเฉพาะอย่างยิ่งในพื้นที่ที่มีความซับซ้อนของข้อมูลมากและมีปัจจัยที่ส่งผลกระทบต่อความแปรปรวนของปริมาณฝนมาก อย่างเช่น บริเวณพื้นที่เชิงเขาและบริเวณพื้นที่ผิวน้ำทะเล ซึ่งมีความซับซ้อนของข้อมูลมากและมีลักษณะ Inhomogeneous มาก วิธี DCM จะลดค่าความคลาดเคลื่อนจากความลำเอียง (bias error) ได้ (Wyrki, 1956)

ตัวอย่างการศึกษาที่ใช้วิธี DCM ได้แก่ การศึกษาลักษณะความแปรปรวนของปริมาณฝนในประเทศอินโดนีเซียที่สัมพันธ์กับอุณหภูมิผิวน้ำทะเล (Aldrian and Susanto, 2003) ประเทศอินโดนีเซียเป็นประเทศอาณานิคมกว้าง ประกอบด้วยหมู่เกาะต่างๆ มากมาย มีเกาะใหญ่น้อยเกือบ 18,000 เกาะ มีภูเขาสูงอยู่ตามเกาะต่างๆ โดยเฉพาะบริเวณภูเขาสูง เป็นตัวการสำคัญที่ทำให้พื้นที่ต่างๆ ได้รับความฝนไม่เท่ากัน ทำให้ยากต่อการศึกษาถึงรูปแบบความแปรปรวนของปริมาณฝนในพื้นที่ที่ศึกษา

DCM เป็นวิธีที่วิเคราะห์ให้เห็นถึงความโดดเด่นของข้อมูล โดยแสดงลักษณะของข้อมูลที่มีลักษณะใกล้เคียงกันให้อยู่กลุ่มเดียวกัน พิจารณาจากรูปที่ 2-10 ซึ่งเป็นตัวอย่างของการวิเคราะห์ด้วย DCM ณ ประเทศอินโดนีเซีย จากผลการวิเคราะห์เห็นได้ว่าการแบ่งพื้นที่ต่างๆ ที่มีลักษณะใกล้เคียงกันออกเป็นกลุ่มต่างๆ จำนวน 3 กลุ่ม คือ A, B และ C ทำให้มองภาพได้ชัดเจนขึ้นซึ่งง่ายต่อการวิเคราะห์ผล

หลักการของ DCM คือการทำ Correlation ซ้ำ 2 รอบ

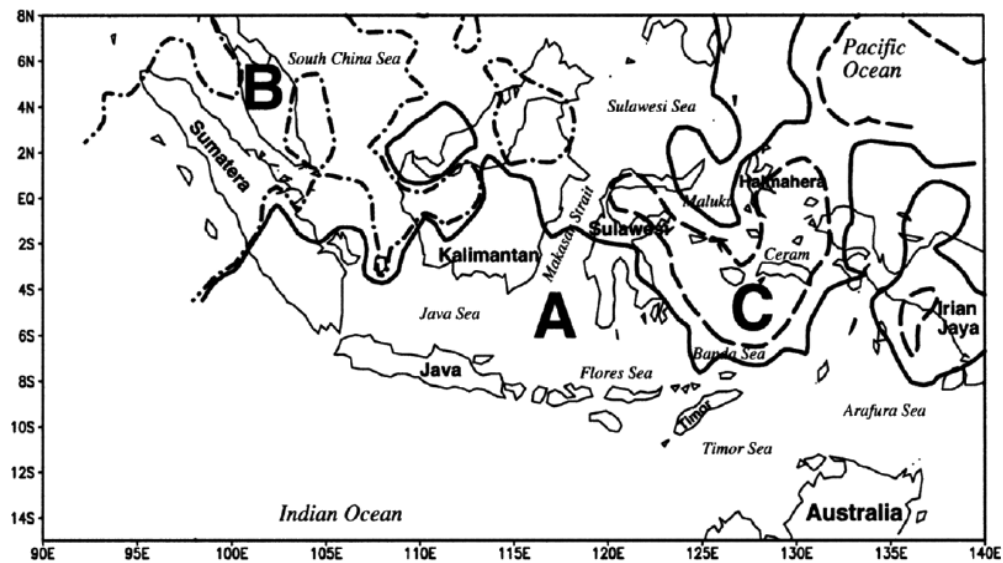
สำหรับการศึกษารั้งนี้ตัวแปรสุ่มอิสระ คือปริมาณฝนในแต่ละกริด ซึ่งเขียนในรูปของเมตริกซ์ ได้ตามสมการ 2-29

$$X = \begin{pmatrix} x_1(1,1) & \cdots & x_1(1,p) \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ x_n(n,1) & \cdots & x_n(n,p) \end{pmatrix} \quad (2-29)$$

โดยที่ x แทนข้อมูลฝน

P แทนจำนวนกริด

n แทนจำนวนข้อมูลฝนทั้งหมด



ที่มา: Aldrian and Susanto (2003)

รูปที่ 2-10 ผลการวิเคราะห์ด้วย DCM บริเวณประเทศอินโดนีเซียที่แบ่งผลลัพธ์ออกเป็นกลุ่ม A, B และ C

Correlation รอยแรก

เป็นการสร้างเมตริกซ์ความแปรปรวนร่วมเชิงพื้นที่ R โดยการนำเอาเมตริกซ์ X ที่มีมิติขนาด $n \times p$ (สมการ 2-30) มา transpose เพื่อเปลี่ยนตำแหน่งข้อมูลจะได้เป็น X^T ที่มีมิติขนาด $p \times n$ ได้เป็นสมการ 2-31

$$X = \begin{pmatrix} x_1(1,1) & \cdots & x_1(1,p) \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ x_n(n,1) & \cdots & x_n(n,p) \end{pmatrix} \quad (2-30)$$

$$X^T = \begin{pmatrix} x_1(1,1) & \cdots & x_n(1,n) \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ x_p(p,1) & \cdots & x_p(p,n) \end{pmatrix} \quad (2-31)$$

จากนั้นก็คูณกลับด้วยเมตริกซ์ X หรือ $R = X^T * X$ ได้เมตริกซ์เป็นสมการ 2-32

$$R = \begin{vmatrix} x_1x_1 & x_1x_2 & \cdots & x_1x_p \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ x_px_1 & x_px_2 & \cdots & x_px_p \end{vmatrix} \quad (2-32)$$

$\langle x_i x_j \rangle$ คือ ความแปรปรวนร่วมระหว่างอนุกรมเวลา x_i และ x_j

$$\text{โดยที่ } \langle x_i x_j \rangle = \langle x_j x_i \rangle = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n x_i(t)x_j(t) \quad \text{ซึ่ง } i, j = 1, 2, \dots, p$$

เมตริกซ์ความแปรปรวนร่วมที่ได้จะเป็นเมตริกซ์จัตุรัสและสมมาตร (แม้ว่าเมตริกซ์ X จะไม่เป็นจัตุรัสก็ตาม) เมตริกซ์ความแปรปรวนร่วม R และผลของการหาเมตริกซ์ความแปรปรวนร่วมสามารถเขียนได้ดังสมการ 2-33

$$R = X * X^T \quad (2-33)$$

ฉะนั้น จากสมการ Correlation คือ $\rho_{X,Y} = \frac{\text{cov}(X,Y)}{\sigma_X \sigma_Y}$ จะได้ดังสมการ 2-34

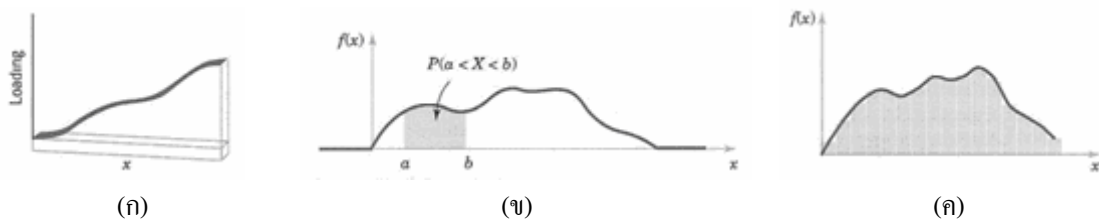
$$\rho = \frac{1}{\sigma_{X^T} \sigma_X} \begin{vmatrix} x_1x_1 & x_1x_2 & \cdots & x_1x_p \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ x_px_1 & x_px_2 & \cdots & x_px_p \end{vmatrix} \quad \rho = \begin{vmatrix} x'_1x'_1 & x'_1x'_2 & \cdots & x'_1x'_p \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ x'_px'_1 & x'_px'_2 & \cdots & x'_px'_p \end{vmatrix} \quad (2-34)$$

Correlation รอบที่ 2

สร้างเมตริกซ์ความแปรปรวนร่วมเชิงพื้นที่ R อีกรอบ โดยการนำเอา ρ ของรอบแรกมาทำซ้ำอีกครั้งก็จะเป็น Double Correlation Method หรือ DCM

2.5.5 Probability Density Function (PDF)

Probability Density Function ($f(x)$) สามารถอธิบายได้จากการกระจายความน่าจะเป็นของตัวแปรสุ่มแบบต่อเนื่อง x (รูปที่ 2-11-ก) ความน่าจะเป็นที่ x อยู่ระหว่าง a และ b พิจารณาได้จากอินทิเกรตของ $f(x)$ จาก a ถึง b ดังแสดงในรูปที่ 2-11-ข ส่วนรูปที่ 2-11ค แสดงการประมาณโดยใช้ histogram ในแต่ละช่วง ซึ่งแทนพื้นที่ของกราฟแท่งมีค่าเท่ากับ Relative Frequency (proportion) ของการวัดในช่วง Relative Frequency คือการประมาณความน่าจะเป็นที่วัดในช่วง ในลักษณะเดียวกันพื้นที่ใต้ $f(x)$ ภายใต้วงก็มีค่าเท่ากับความน่าจะเป็นจริงของการวัดในช่วง

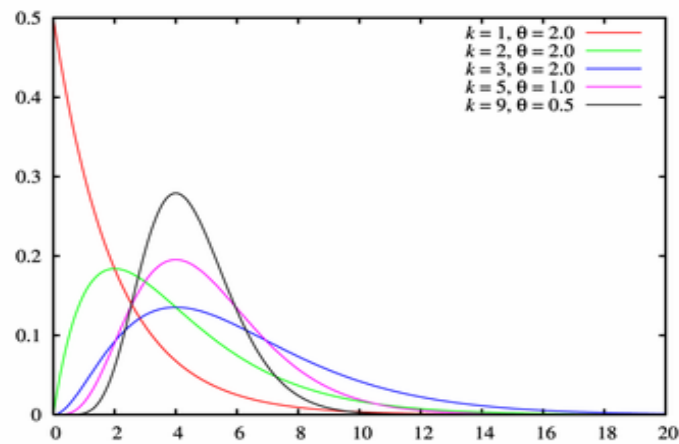


รูปที่ 2-11 การประมาณความน่าจะเป็นโดยใช้ histogram ในแต่ละช่วง

ฟังก์ชันการแจกแจงความน่าจะเป็นมีหลายรูปแบบ ซึ่งแต่ละรูปแบบจะแตกต่างกันไปตามความเหมาะสมของข้อมูลที่จะนำมาใช้ สำหรับรูปแบบที่เหมาะสมกับข้อมูลที่มีลักษณะไม่สมมาตรหรือ Positively Skewed Distribution คือ การแจกแจงแบบแกมมา (gamma distribution) ที่มี Shape Parameter (α) และ Scale Parameter (β) เป็นตัวแปรที่กำหนดลักษณะความเบ้และความโค้งของการแจกแจงของข้อมูล

โดยในทางสถิติแล้ว โอกาสความน่าจะเป็นของการเปลี่ยนแปลงของฝน รวมทั้งการกระจายตัวของสภาวะความรุนแรงของลมฟ้าอากาศส่วนใหญ่ มักอธิบายได้ด้วย Probability Distribution Function (PDF) ของการแจกแจงแบบแกมมา ตัวอย่างการแจกแจงแบบแกมมา ที่มีค่า α และ β แตกต่างกัน ดังแสดงในรูปที่ 2-12

การแจกแจงแบบแกมมา คือ การบรรยายถึงลักษณะรูปร่างทั้งหมดของการกระจายตัวโดยใช้พารามิเตอร์เพียง 2 ตัว คือ α และ β (เช่น Wilks, 1990 และ 1995) เป็นการแจกแจงที่กราฟไม่มีแกนสมมาตรแต่มีความเบ้ ใช้แสดงการกระจายของตัวแปรที่ไม่กำหนดที่มีค่าติดลบได้ (non-negative random variables) ฟังก์ชันของ X ที่ได้จากการแจกแจงแบบแกมมาดังสมการ 2-35



รูปที่ 2-12 การแจกแจงแบบแกมมา ที่มีค่า α และ β ต่างกัน

$$f(x, \alpha, \beta) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} e^{-\frac{x}{\beta}} x^{\alpha-1} \quad \text{เมื่อ } x > 0 \quad (2-35)$$

$$f(x, \alpha, \beta) = 0 \quad \text{เมื่อ } x \leq 0$$

$$\text{โดยที่ } \Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} e^{-x} x^{\alpha-1} dx$$

$$E(x) = \alpha\beta = \text{ค่าเฉลี่ย}$$

$$V(x) = \alpha\beta^2 = \text{ความแปรปรวน}$$

X แทน ตัวแปรสุ่มอากาศ

α แทน Gamma Shape

β แทน Scale Parameter

Γ แทน Gamma Function

จากการคำนวณหา Gamma Shape ($\hat{\alpha}$) (สมการ 2-36) และ Scale Parameter ($\hat{\beta}$) (สมการ 2-37) ของปริมาณฝนจาก GPCP ของประเทศไทย ได้ค่าเป็น 0.857 และ 4.441 ตามลำดับ ซึ่งเป็นค่าที่นำไปใช้หาลักษณะการกระจายตัวของปริมาณฝนในรูปแบบของ PDF (Gamma distribution)

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (2-36)$$

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}} \quad (2-37)$$

โดยที่ $A = \ln(\bar{x}) - \sum \ln(x)/n$

ซึ่ง Γ เป็น Gamma Function ที่มีสูตรตามสมการ 2-38

$$\int_0^{\infty} e^{-x} x^{\alpha-1} dx \quad \text{หรือ} \quad \Gamma(\alpha) = (\alpha-1)\Gamma(\alpha-1) \quad (2-38)$$

ตัวอย่างงานที่ใช้ การแจกแจงแบบแกมมา วิเคราะห์เพื่ออธิบายการกระจายตัวของปริมาณฝน ได้แก่ Groisman *et al.* (1999), Stephenson *et al.* (2002), Semenov and Bengtsson (2002) และ Voss *et al.* (2002) นอกจากนี้ Stephenson *et al.* (1999) ยังพบว่า การแจกแจงแบบแกมมา สามารถใช้ประมาณวันที่ฝนตกในช่วงมรสุมฤดูร้อนอินเดีย (Indian summer monsoon)

Wilhelm (2004) นำการแจกแจงแบบแกมมา มาวิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนสูงสุดในแต่ละวันในช่วงมรสุมฤดูร้อนอินเดีย ในปี ค.ศ. 1901-1989 (พ.ศ. 2444-2532) ผลการศึกษาทำให้เห็นลักษณะเด่นต่างๆ ของการเกิดฝน เช่น ค่าเฉลี่ยของวันฝนตกโดยแสดงเป็นฤดูกาล ความถี่ของฤดูฝน และความรุนแรงของการเกิดฝนได้อีกด้วย

2.5.6 Variance Analysis

ความแปรปรวน (variance) เป็นวิธีการวัดการกระจายของข้อมูล ซึ่งมีความสัมพันธ์กับส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน เนื่องจากความแปรปรวน สามารถคำนวณได้จากส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน ยกกำลังสอง สำหรับตัวแปรสุ่มแบบไม่ต่อเนื่อง (discrete random variable)¹ เขียนสมการของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานได้ดังสมการ 2-39 และความแปรปรวนดังสมการ 2-40

$$S.D. = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{N}} \quad (2-39)$$

¹ ตัวแปรสุ่มแบบไม่ต่อเนื่อง คือ ตัวแปรที่มีค่าที่เป็นไปได้เป็นจำนวนเต็ม คือเป็น 1, 2, 3, 4, ... เป็นต้น

$$S^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{N} \quad (2-40)$$

แต่สำหรับการศึกษาค้างนี้เป็นการใช้ความแปรปรวนเพื่อวิเคราะห์หาสัดส่วนความแปรปรวนของตัวชี้วัดในแต่ละคาบเวลา โดยตัวชี้วัดต่างๆ คือ IMI, WNPMI, DMI และ MEI ที่มีความสัมพันธ์เชื่อมโยงกับปริมาณฝน เพื่อพิจารณาว่าตัวชี้วัดแต่ละตัวมีความแปรปรวนเป็นอย่างไร โดยตัวชี้วัดดังกล่าวล้วนเป็นตัวแปรสุ่มแบบต่อเนื่อง (continuous random variables)² ซึ่งเป็นการวัดการกระจายของข้อมูลในรูปของพื้นที่ ฉะนั้นสมการความแปรปรวนของตัวแปรสุ่มแบบต่อเนื่องดังสมการ 2-41

$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \mu)^2 f(x) dx \quad (2-41)$$

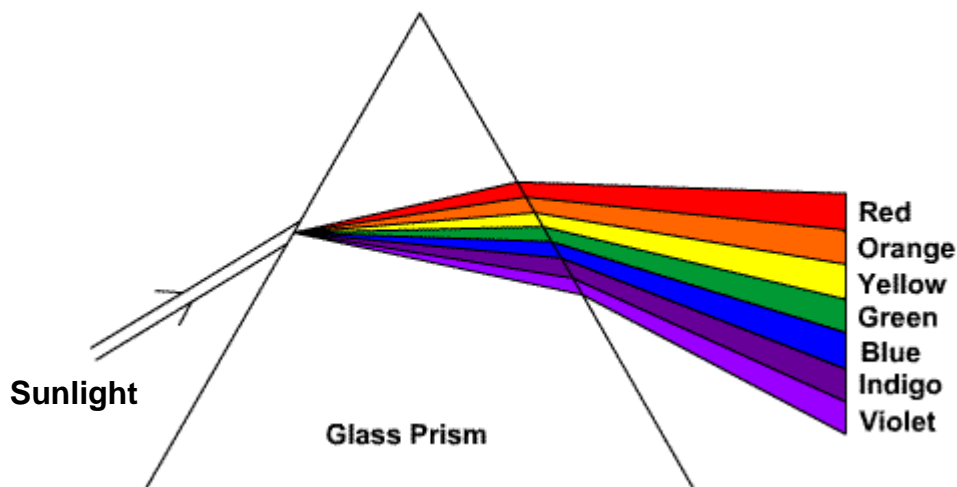
หรือ $\sigma^2 = V(X), \sigma^2 = V(X) = E[(X - \mu)^2]$

โดยที่ $V(X) = E[(X - \mu)^2]$
 $= E[(X^2 - 2X\mu + \mu^2)]$
 $= E(X^2) - 2\mu E(X) + \mu^2$
 $= E(X^2) + \mu^2$

2.5.7 Spectrum Analysis

Spectrum Analysis หรือ Fourier Analysis คือ การวิเคราะห์คลื่นสัญญาณความถี่ที่แสดงลักษณะเด่นออกมา โดยเป็นกระบวนการที่ใช้ในการวิเคราะห์ความแปรปรวนของข้อมูลที่มีความซับซ้อนของข้อมูลมาก เพื่อเป็นการเน้นให้ข้อมูลที่วิเคราะห์ได้นั้นมีความชัดเจนมากขึ้น ซึ่งใช้หลักการเดียวกับสเปกตรัม (spectrum) ของแสงสีขาว (แสงอาทิตย์) ที่ใช้ปริซึมเพื่อแยกแสงสีขาวออกมาเป็นองค์ประกอบของสีหลัก 7 สี คือ ม่วง คราม น้ำเงิน เขียว เหลือง แสด และแดง (รูปที่ 2-13)

² ตัวแปรสุ่มแบบต่อเนื่อง คือ ตัวแปรที่มีค่าที่เป็นไปได้เป็นจำนวนจริง เช่น ความสูง น้ำหนัก ความยาว ปริมาณฝน เป็นต้น



รูปที่ 2-13 ปริซึมแยกแสงสีขาวออกมาเป็นองค์ประกอบของสีหลัก 7 สี คือ สีม่วง สีคราม สีน้ำเงิน สีเขียว สีเหลือง สีแสด และ สีแดง

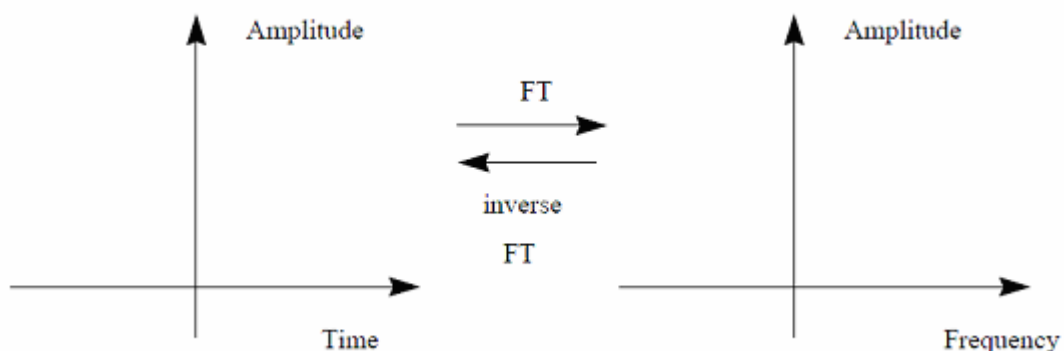
Fourier Analysis เป็นหลักการของกระบวนการทางคณิตศาสตร์อย่างหนึ่งที่รู้จักกันในชื่อ Fourier Transforms ที่เขียนแทนฟังก์ชันใดๆ ในรูปฟังก์ชันคลื่นไซน์ (sine) หรือโคไซน์ (cosine) โดย Fourier Transforms เป็นการแปลง หรือ Transform สัญญาณจาก Time - Amplitude เป็น Frequency -Amplitude ดังรูปที่ 2-14 นั่นคือ Fourier Transforms เป็นการแปลงสัญญาณจากแกนเวลาเป็นแกนความถี่ ส่วนการแปลงกลับ (Inverse-Fourier transform) เป็นกระบวนการที่ตรงข้ามกัน คือ แปลงสัญญาณที่อยู่ในแกนความถี่ให้อยู่ในรูปแบบแกนเวลา สำหรับการศึกษาครั้งนี้เป็นการแปลงสัญญาณจากแกนเวลาเป็นแกนความถี่อย่างเดียวน เพื่อพิจารณารอบการเกิดซ้ำ (frequency) ของปรากฏการณ์ต่างๆ คือ มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO โดยดูจากการประมาณค่าความหนาแน่นของสเปกตรัม (spectral density estimates)

สมการ Fourier Transforms ของสัญญาณในเชิงเวลา $x(t)$ ที่นิยามโดย (Papoulis, 1962) มีลักษณะเป็นดังสมการ 2-42

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \exp(-j2\pi ft) dt \quad (2-42)$$

ในขณะที่ Inverse Fourier Transforms เป็นดังสมการ 2-43

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(f) \exp(j2\pi ft) df \quad (2-43)$$



รูปที่ 2-14 ความสัมพันธ์ระหว่าง Fourier Transforms และ Inverse Fourier Transforms

- หมายเหตุ
- 1) Frequency-Domain (เป็นตัวใหญ่) Time-Domain (เป็นตัวเล็ก)
 - 2) จาก $X(f) \rightarrow x(t)$ และ $X(f)$ คือ Fourier transform ของ $x(t)$
 - 3) จาก $x(t) \rightarrow X(f)$ และ $x(t)$ คือ Inverse Fourier Transform ของ $X(f)$

สัญญาณในเชิงเวลา $x(t)$ สามารถเขียนให้อยู่ในรูปสมการของฟังก์ชัน Sine และ Cosine ได้ตามสมการ 2-44

$$x(t) = a_0 + \sum [a_k * \cos(\lambda * t) + b_k * \sin(\lambda * t)] \quad (2-44)$$

โดยที่ $\lambda = 2 * \pi * \nu$

a_k คือ Cosine Parameters

b_k คือ Sine Parameters

สำหรับการประมาณค่าความหนาแน่นของสเปกตรัม (spectral density estimates) เพื่อหาค่าความถี่ของการเกิดซ้ำในการศึกษาครั้งนี้เราเลือกใช้วิธี Tukey window (Blackman and Tukey, 1958) หรือ Tukey-Hanning window (named after Julius Von Hann) ซึ่งมีสมการดัง 2-45 และ 2-46

$$w_j = 0.5 + 0.5 * \cos(\pi * j / p) \quad (\text{for } j=0 \text{ to } p) \quad (2-45)$$

$$w_{-j} = w_j \quad (\text{for } j \neq 0) \quad (2-46)$$

ตัวอย่างงานที่นำวิธี Spectrum Analysis มาใช้ในการศึกษาสภาพภูมิอากาศ ได้แก่ Gu *et al.* (2006), Buckley *et al.* (2007), Sen *et al.* (2007) และ Yeh, and Liu (2008) เป็นต้น

2.5.8 Composite Analysis

Composite Analysis คือ การวิเคราะห์ส่วนประกอบต่างๆ โดยแสดงให้เห็นว่ามีองค์ประกอบสำคัญอะไรบ้าง (Doswell *et al.*, 1996) ซึ่งเป็นเทคนิคการวิเคราะห์ที่อยู่บนพื้นฐานของเงื่อนไขความน่าจะเป็นของเหตุการณ์ที่เกิดขึ้น เช่น ปรากฏการณ์ El Niño หรือ La Niña การศึกษาครั้งนี้ เป็นการวิเคราะห์แยกกลุ่มของความแปรปรวนของฝน ตาม phase การเปลี่ยนแปลงของตัวชี้วัด มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO ซึ่งการดำเนินการสำหรับการวิเคราะห์องค์ประกอบมีดังนี้

- 1) เตรียมข้อมูลสำหรับใช้วิเคราะห์ Composite เพื่อคำนวณหาลักษณะขององค์ประกอบต่างๆ ในอดีตที่ได้รับอิทธิพลจากมรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO โดยแบ่งกลุ่มปรากฏการณ์ได้ ดังนี้
 - มรสุมฤดูร้อน แบ่งกลุ่มปรากฏการณ์ออกเป็น 3 กลุ่ม คือ Positive, Negative และปีที่ปกติ หรือ Normal
 - IOD แบ่งกลุ่มปรากฏการณ์ออกเป็น 3 กลุ่ม คือ Positive IOD, Negative IOD และปีที่ปกติ หรือ Normal
 - ENSO แบ่งกลุ่มปรากฏการณ์ออกเป็น 3 กลุ่มจากปรากฏการณ์ ENSO คือ El Niño, La Niña และปีที่ปกติ หรือ Normal
- 2) วิเคราะห์หาความเสี่ยงที่อาจจะเกิดขึ้น โดยการแบ่งเกณฑ์ความเสี่ยงของปรากฏการณ์ต่างๆ คือ
 - มรสุมฤดูร้อนรุนแรง ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของ IMI และ WNPMI ที่มีค่ามากกว่า 1
 - มรสุมฤดูร้อนไม่รุนแรง ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของ IMI และ WNPMI ที่มีค่าน้อยกว่า -1
 - ปีที่อิทธิพลจากมรสุมฤดูร้อนเป็นปกติ ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ระหว่าง -0.5 และ 0.5
 - กรณีที่เกิดปรากฏการณ์ Positive IOD ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของ DMI ที่มีค่ามากกว่า 0.3
 - กรณีที่เกิดปรากฏการณ์ Negative IOD ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของ DMI ที่มีค่าน้อยกว่า -0.3
 - ปีปกติไม่เกิดปรากฏการณ์ IOD ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของ DMI ระหว่าง -0.1 และ 0.1
 - กรณีที่เกิดปรากฏการณ์ El Niño ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของ MEI ที่มีค่ามากกว่า 1
 - กรณีที่เกิดปรากฏการณ์ La Niña ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของ MEI ที่มีค่าน้อยกว่า -1
 - ปีปกติไม่เกิดปรากฏการณ์ ENSO (El Niño และ La Niña) ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของ MEI ระหว่าง -0.5 และ 0.5

- 3) วิเคราะห์เพื่อศึกษาความแตกต่างของแต่ละกลุ่มปรากฏการณ์ มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO ว่าแต่ละกลุ่มมีความแตกต่างกันหรือไม่อย่างไร ซึ่งการศึกษาครั้งนี้ใช้สถิติแบบ Boxplot ในการพิจารณาการกระจายของข้อมูลในแต่ละกลุ่ม และสถิติแบบ Non-Parametric เพื่อเปรียบเทียบค่าเฉลี่ยของแต่ละกลุ่มปรากฏการณ์

เหตุผลที่ใช้สถิติแบบ Non-Parametric เนื่องจากข้อมูลปริมาณฝนเป็นข้อมูลที่มีการกระจายตัวแบบแกมมา³ ซึ่งเป็นรูปแบบที่ไม่เป็นไปตามข้อตกลงเบื้องต้นของการใช้สถิติ Parametric ที่มีข้อตกลงที่สำคัญข้อหนึ่งว่า ประชากรต้องมีการแจกแจงแบบปกติ

โดยการศึกษาครั้งนี้เราใช้สถิติ Kruskal-Wallis ซึ่งเป็นสถิติ Non-Parametric ที่ใช้ในการทดสอบการเท่ากันของค่าเฉลี่ยของแต่ละกลุ่ม และเป็นสถิติที่ใช้ได้กับประชากรตั้งแต่ 3 กลุ่มขึ้นไป (k กลุ่ม) การทดสอบสถิติ Kruskal-Wallis คล้ายกับการวิเคราะห์ความแปรปรวนทางเดียวในสถิติ Parametric แต่ไม่จำเป็นต้องมีข้อกำหนดในเรื่องของการแจกแจงปกติ และการเท่ากันของความแปรปรวน ดังนั้นบางครั้งจึงนิยมเรียกว่า The Kruskal-Wallis One-Way ANOVA Test หรือ Kruskal-Wallis H Test มีสมมติฐาน คือ

H_0 : ประชากรทั้ง k กลุ่ม มีการแจกแจงเหมือนกัน

H_1 : ประชากรทั้ง k กลุ่ม มีการแจกแจงไม่เหมือนกัน

โดยค่าสถิติที่ใช้ในการทดสอบ คือ สมการ 2-47 และ 2-48

$$H = \frac{1}{S^2} \left[\sum_{i=1}^t \frac{R_i^2}{n_i} - \frac{n(n+1)^2}{4} \right] \quad (2-47)$$

เมื่อ r_i แทน จำนวนค่าสังเกตในกลุ่มที่ i

n แทน จำนวนค่าสังเกตทั้งหมด

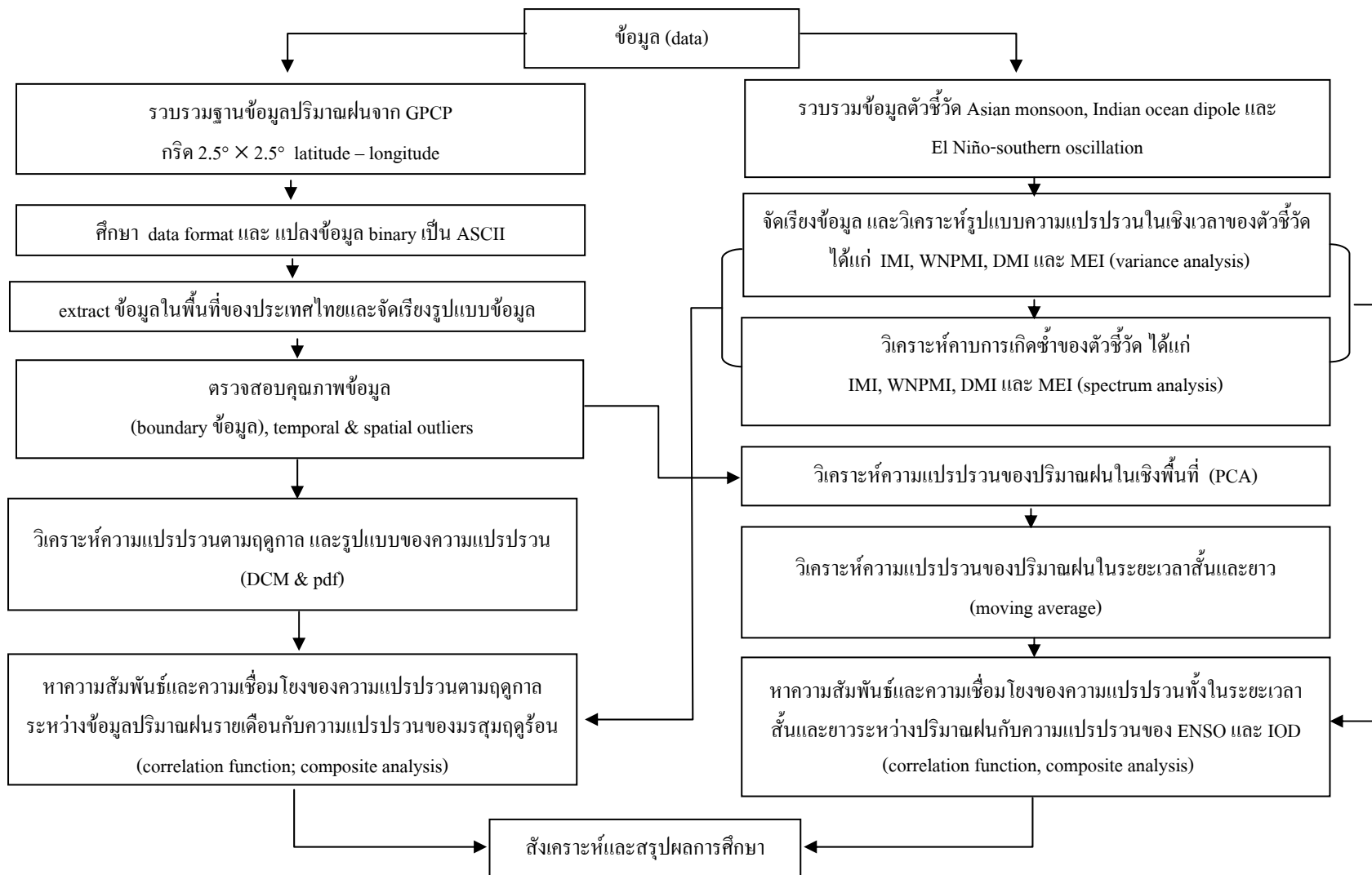
$$S^2 = \frac{1}{n-1} \left[\sum_{i=1}^t \sum_{j=1}^{r_i} R_{ij}^2 - \frac{n(n+1)^2}{4} \right] \quad (2-48)$$

การสรุปผลค่าสถิติ H จะมีการแจกแจงใกล้เคียงกับการแจกแจงแบบไคสแควร์ที่มี $df = t-1$ โดยจะ ปฏิเสธสมมติฐานหลักถ้า $H > \chi_{\alpha; t-1}^2$

³ การแจกแจงแบบ gamma เป็นการแจกแจงที่กราฟไม่มีแกนสมมาตรแต่มีความเบ้

สำหรับการศึกษาที่นำวิธี Composite Analysis มาใช้ ได้แก่ Hanawa *et al.* (1988), Kalnay *et al.* (1996), Yasuda and Hanawa (1999), Mariotti *et al.* (2002), Bauer and Del Genio (2005) และ Chandimala and Zubair (2006) เป็นต้น

ขั้นตอนการศึกษาทั้งหมดในงานวิจัยนี้ สรุปได้ดังรูปที่ 2-15



รูปที่ 2-15 ขั้นตอนในการศึกษาทั้งหมดในงานวิจัย

บทที่ 3

ผลการศึกษาและอภิปรายผล

3.1 การควบคุมคุณภาพข้อมูลและตรวจสอบ (data quality and checking)

3.1.1 สถิติเบื้องต้นและลักษณะการแจกแจงของข้อมูลปริมาณฝน

จากการวิเคราะห์ด้วยสถิติเชิงพรรณนาเบื้องต้น ประกอบด้วย ค่าวัดแนวโน้มเข้าสู่ส่วนกลางหรือค่ามัธยฐาน (median) ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐาน (standard deviation) ความเบ้ (skewness) และความโด่ง (kurtosis) ของชุดข้อมูล เพื่อดูลักษณะการแจกแจงของข้อมูลฝน 29 ปี ของประเทศไทย ที่ได้จาก GPCP ผลการวิเคราะห์แสดงในตารางที่ 3-1

จากผลการวิเคราะห์ พบว่าข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนจาก GPCP มีลักษณะการแจกแจงแบบเบ้บวก (positively skewed distribution) ซึ่งเป็นรูปแบบที่ไม่สมมาตร เช่นเดียวกับที่พบทั่วไปในข้อมูลปริมาณฝนที่เก็บรวบรวมในหลายภูมิภาคของโลก (แสงจันทร์ ลิมจิรกาล และคณะ, 2551)

จากรูปที่ 3-1 จะเห็นว่าวันที่ปริมาณฝนในประเทศไทยมีค่าความถี่เท่ากับศูนย์ กล่าวคือวันที่ฝนไม่ตก มีสัดส่วนถึง 40% และเมื่อพิจารณาข้อมูลเฉพาะวันที่ฝนตก พบว่าข้อมูลมีรูปแบบการแจกแจงที่คล้ายคลึงกัน กล่าวคือ วันที่ฝนตกน้อยมีมากวัน (ความถี่สูง) และวันที่ฝนตกมากมีน้อยวัน (ความถี่ต่ำ)

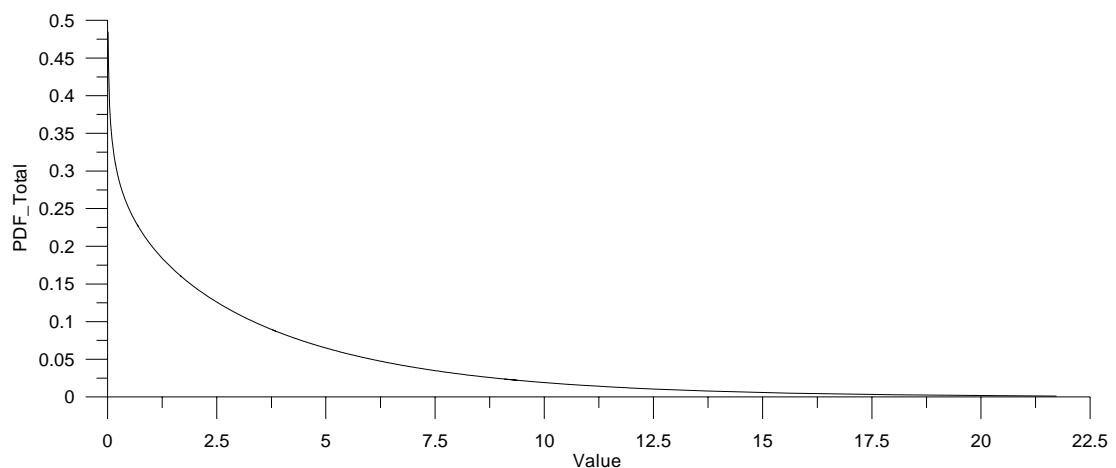
3.1.2 ค่าผิดปกติในเชิงเวลา

โดยทั่วไป ข้อมูลเชิงเวลา ที่เก็บรวบรวมโดยกรมอุตุนิยมวิทยา มักมีลักษณะความผิดปกติของข้อมูล (แสงจันทร์ ลิมจิรกาล และคณะ, 2551) ดังนี้

- ข้อมูลที่มีค่าสูงหรือต่ำกว่าข้อมูลใกล้เคียง แต่ไม่เกินขอบเขต (threshold) ที่สามารถตรวจสอบด้วยวิธีความสอดคล้องภายในของข้อมูล
- ข้อมูลที่มีการเปลี่ยนแปลงแบบก้าวกระโดด (step change) ระหว่างข้อมูล 2 ค่าที่อยู่ติดกัน

ตารางที่ 3-1 สถิติเชิงพรรณนาของข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนจาก GPCP แยกเป็นรายกริด

กริดที่	Mean (mm/d)	Median (mm/d)	Variance (mm/d) ²	SD (mm/d)	Min (mm/d)	Max (mm/d)	Range (mm/d)	Skewness -	Kurtosis -
1	2.44	1.75	5.21	2.28	0.01	16.28	16.27	2.19	6.62
2	2.70	2.25	3.96	1.99	0.16	13.84	13.68	1.78	4.92
3	2.42	1.76	5.64	2.37	0.07	18.87	18.80	2.24	8.53
4	2.05	1.39	4.32	2.08	0.13	14.84	14.71	2.57	8.85
5	1.74	1.12	3.47	1.86	0.06	14.05	13.99	2.99	12.35
6	1.63	1.11	2.57	1.60	0.04	12.48	12.44	2.88	10.93
7	3.29	2.67	8.32	2.89	0.03	15.94	15.91	1.10	1.23
8	1.77	1.11	3.67	1.91	0	13.95	13.95	2.36	8.33
9	1.13	0.58	1.94	1.39	0	9.94	9.94	2.43	7.80
10	0.97	0.52	1.35	1.16	0	8.22	8.22	2.40	7.57
11	3.04	2.73	7.33	2.71	0	13.19	13.19	0.85	0.52
12	2.65	2.43	5.26	2.29	0	10.00	10.00	0.58	-0.57
13	7.23	8.39	23.49	4.85	0.03	16.21	16.18	-0.09	-1.46
14	6.80	7.59	21.15	4.49	0.01	16.00	15.99	-0.06	-1.32
15	8.39	9.38	26.79	5.18	0.08	17.85	17.77	-0.11	-1.36
16	8.87	9.09	16.98	4.12	0.07	21.73	21.66	-0.18	-0.70
17	7.59	7.60	8.85	2.98	0.55	18.21	17.66	0.18	0.01

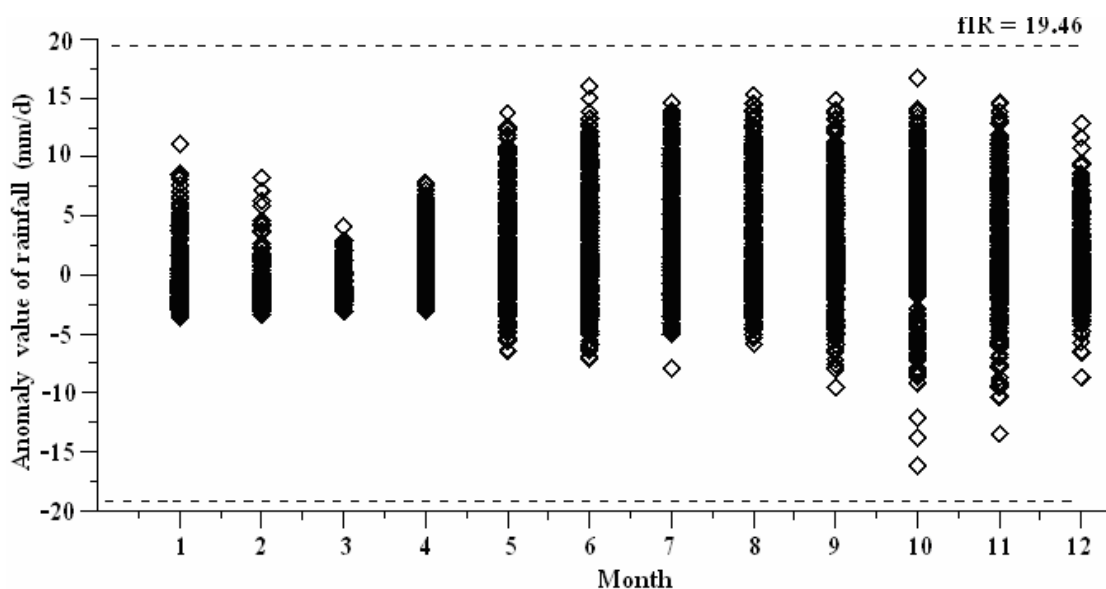


รูปที่ 3-1 ลักษณะการกระจายตัวของปริมาณฝนรายเดือนจาก GPCP ของประเทศไทย ในรูปแบบของ PDF (gamma distribution) โดย $\hat{\alpha}$ และ $\hat{\beta}$ มีค่าเป็น 0.857 และ 4.441 ตามลำดับ

สำหรับข้อมูลปริมาณฝนเชิงเวลาที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ เป็นข้อมูลแบบกริดรายเดือนของ GPCP ซึ่งผ่านการตรวจสอบมาแล้วระดับหนึ่ง จึงอาจจะไม่พบความผิดปกติของข้อมูลในรูปแบบข้างต้น อย่างไรก็ตามก็ได้ทำการตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลอีกครั้งหนึ่ง เพื่อให้เกิดความมั่นใจในข้อมูลยิ่งขึ้น ด้วยวิธีวิเคราะห์ช่วงค่าพิสัยระหว่างควอไทล์ (interquartile range; IQR) ซึ่งเป็นวิธีทางสถิติวิธีหนึ่งที่นิยมใช้ในการตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลในเชิงเวลา (Eischeid *et al.*, 1995)

จากการตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลปริมาณฝนเชิงเวลา ด้วยวิธีวิเคราะห์ IQR ดังสมการ 2-1 ในบทที่ 2 โดยกำหนดช่วงของความแปรปรวนที่กำหนดขอบเขตค่าผิดปกติ (f) ให้มีค่าเป็น 4 เท่าของค่าพิสัยระหว่างควอไทล์ (IR) ซึ่งถือว่าเป็นค่าที่เหมาะสมสำหรับข้อมูลปริมาณฝน หากข้อมูลตัวใดมีค่าเกิน 4 เท่าของค่า IR ถือว่าเป็นข้อมูลที่มีความผิดปกติ (Eischeid *et al.*, 1995)

สำหรับข้อมูลชุดนี้พบว่าค่า IR มีค่าเท่ากับ 4.87 ดังนั้นค่า 4 เท่าของค่า IR มีค่าเท่ากับ 19.46 ผลการตรวจสอบแสดงในรูปที่ 3-2 พบว่าข้อมูลปริมาณฝนทุกค่ามีค่าไม่เกิน 4 เท่าของค่า IR แสดงว่าข้อมูลที่น่ามาใช้ไม่มีความผิดปกติเชิงเวลา



รูปที่ 3-2 แสดงการกระจายของข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนของประเทศไทยที่ได้จาก GPCP ในช่วงปี ค.ศ. 1979 – 2007 (พ.ศ. 2522 – 2550) เทียบกับค่า 4 เท่าของค่าพิสัยระหว่างควอไทล์ (IR) ของชุดข้อมูล (IR = 4.87)

3.1.3 ค่าผิดปกติในเชิงพื้นที่

วิธีการที่ใช้ในการตรวจสอบค่าผิดปกติเชิงพื้นที่ สำหรับข้อมูลภูมิอากาศรายเดือน วิธีหนึ่งที่ยิมนำมาใช้ คือ การเปรียบเทียบข้อมูลในแต่ละเดือนกับข้อมูลของสถานีใกล้เคียง (Eischeid, 1995; Peterson, 1998; Feng, 2004) แต่เนื่องจากจำนวนสถานีหรือจำนวนกริดในการศึกษาครั้งนี้มีน้อย (จำนวน 17 กริด) ดังนั้นจึงใช้การเปรียบเทียบข้อมูลของทุกกริด โดยนำเอาข้อมูลรายเดือนของแต่ละกริดมาพิจารณาและเปรียบเทียบลักษณะการกระจายตัว ด้วยสถิติ Boxplot ซึ่งเป็นเทคนิคที่ให้รายละเอียดเกี่ยวกับการแจกแจงของข้อมูล โดย Boxplot เป็นสถิติที่ให้ค่ามัธยฐาน (median) ค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ (percentile) ที่ 25, 75 และให้ค่าข้อมูลที่มีค่าสูงหรือต่ำผิดปกติ (outlier) นั่นคือ สูงหรือต่ำจากค่ากลางมาก (กัลยา วานิชย์บัญชา, 2551)

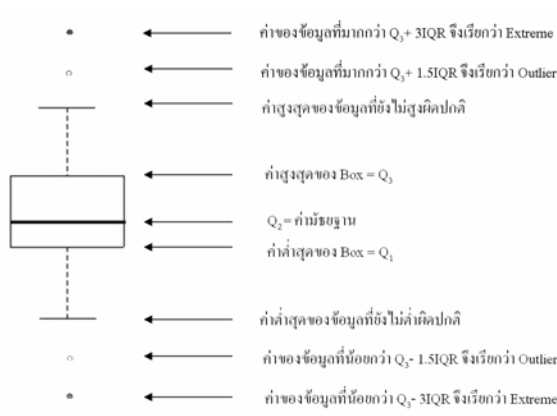
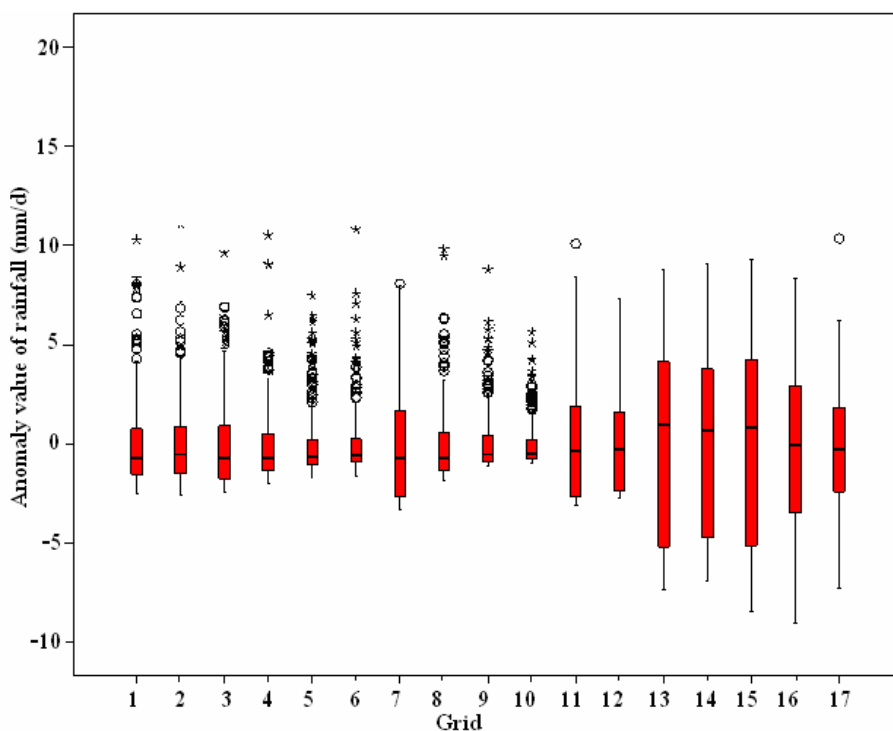
การสร้าง Boxplot จะให้ค่าสถิติ 5 ค่าด้วยกัน คือ ก) ค่าต่ำสุดของข้อมูลที่ยังไม่ต่ำผิดปกติ, ข) ควอไทล์ที่ 1 (quartile 1; Q1), ค) ค่ามัธยฐาน หรือ ควอไทล์ที่ 2 (quartile 2; Q2), ง) ควอไทล์ที่ 3 (quartile 3; Q3) และ จ) ค่าสูงสุดของข้อมูลที่ยังไม่สูงผิดปกติ

ผลการตรวจสอบค่าผิดปกติเชิงพื้นที่ของข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนของประเทศไทย จำนวน 17 กริด โดยอาศัยเทคนิคการเปรียบเทียบข้อมูลในแต่ละเดือนกับข้อมูลของทุกกริด พบว่า ลักษณะการกระจายตัวของปริมาณฝนของประเทศไทยในพื้นที่ต่างๆ ที่อยู่บริเวณใกล้เคียงกัน (รูปที่ 3-3) มีลักษณะของการกระจายตัวที่เหมือนกันและไม่แตกต่างกันมากนัก แต่จะแตกต่างกันไปในแต่ละภูมิภาค เช่น การกระจายตัวของปริมาณฝนในพื้นที่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีลักษณะการกระจายตัวที่คล้ายกันทั้งภูมิภาค แต่จะแตกต่างจากพื้นที่ทางภาคใต้ซึ่งเห็นได้ชัด เป็นต้น แสดงว่าข้อมูลที่นำมาใช้ไม่มีความผิดปกติเชิงพื้นที่

3.1.4 โครงสร้างข้อมูลอนุกรมเวลาของปริมาณฝนของ GPCP

ข้อมูลปริมาณฝนของ GPCP เป็นข้อมูลประเภทอนุกรมเวลา ในการวิเคราะห์ข้อมูลประเภทนี้ มักจะเกิดปัญหา autocorrelation¹ โดยเฉพาะการวิเคราะห์ที่ใช้วิธีค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ (moving average) จะเกิดปัญหานี้ได้บ่อย โดยปัญหา autocorrelation เป็นปัญหาที่เกิดจากตัวคลาดเคลื่อน (residual) ในเทอมปัจจุบันมีความสัมพันธ์กับตัวคลาดเคลื่อนของเทอมก่อนหน้า¹ ซึ่งมีสาเหตุมาจากหลายสาเหตุ

¹ Autocorrelation หรือสหสัมพันธ์ของตัวคลาดเคลื่อน เป็น Correlation อย่างหนึ่งที่ไม่ได้แสดงความสัมพันธ์ระหว่าง 2 ตัวแปร แต่แสดงความสัมพันธ์ของค่าต่างๆ ของตัวแปรเดียวกัน



- ค่าต่ำสุด = เปอร์เซนต์ไทล์ที่ 25 ของข้อมูล หรือ ควอไทล์ที่ 1 (Q_1)
- ค่าสูงสุด = เปอร์เซนต์ไทล์ที่ 75 ของข้อมูล หรือ ควอไทล์ที่ 3 (Q_3)
- ค่ากลาง = ค่ามัธยฐาน หรือเปอร์เซนต์ไทล์ที่ 50 ของข้อมูล หรือ ควอไทล์ที่ 2 (Q_2)
- ความกว้างของ Box = $Q_3 - Q_1 = IQR$ (interquartile range)

รูปที่ 3-3 Boxplot แสดงการแจกแจงปริมาณฝนรายเดือนเชิงพื้นที่ของประเทศไทย (ภาคเหนือ – กริดที่ 1, 2, 3 และ 4; ภาคตะวันตก – กริดที่ 7; ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ – กริดที่ 5, 6, 9 และ 10; ภาคกลางและภาคตะวันออก – กริดที่ 8, 11 และ 12; ภาคใต้ – กริดที่ 13, 14, 15, 16 และ 17)

Autocorrelation เป็นปัญหาที่ทำให้ค่าความสัมพันธ์ที่ได้ไม่เป็นจริง ซึ่งจะส่งผลกระทบต่อความถูกต้องของการวิเคราะห์ข้อมูล เพื่อหลีกเลี่ยงปัญหาดังกล่าวเราต้องขจัด autocorrelation ออกไป ซึ่งทำได้โดยการคำนวณหาค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบสเปียร์แมน (spearman rank correlation coefficient) เพื่อนำไปประมาณค่าหาเลข effective (N_{eff}) (Davis, 1976; Chelton, 1983; Trenberth, 1984; Emery and Thomson, 1997) โดย N_{eff} เป็นค่าที่ได้ขจัดปัญหา autocorrelation ออกไปแล้ว และเหมาะสำหรับนำไปหาค่าความสัมพันธ์ที่แท้จริง N_{eff} คำนวณได้จาก สมการ 3-1

$$N_{eff} = \frac{N}{(1 + r_1 r'_1 + r_2 r'_2 + \dots)} \quad (3-1)$$

โดยที่ N_{eff} คือ N-Effective
 N คือ จำนวนข้อมูลรวมของทั้ง 2 อนุกรม
 r_1 และ r'_1 คือ lag - one autocorrelations ของทั้ง 2 อนุกรม
 r_2 และ r'_2 คือ lag - two autocorrelations ของทั้ง 2 อนุกรม
 และจะคำนวณไปเรื่อยๆ อย่างน้อยถึง lag ที่ 10

3.2 รูปแบบและความแปรปรวนของตัวชี้วัด

โดยทั่วไป สภาพภูมิอากาศ มีลักษณะความแปรปรวนที่โดดเด่นในคาบเวลาที่แตกต่างกัน ฉะนั้นการวิเคราะห์ความแปรปรวนที่โดดเด่นของมรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO จะเป็นประโยชน์อย่างยิ่งต่อการศึกษาความสัมพันธ์และความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของปริมาณฝนและความแปรปรวนของแต่ละเหตุการณ์ โดยการศึกษาครั้งนี้ ได้จำแนกความแปรปรวนเชิงเวลาที่โดดเด่นของมรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO ออกเป็น 3 คาบเวลา คือ คาบความแปรปรวนในระยะยาว (long-term change หรือ decadal) คาบความแปรปรวนในระยะสั้น หรือคาบเวลาปีต่อปี (interannual change) และคาบความแปรปรวนตามฤดูกาล (seasonal change) ดังสมการ 3-2 ซึ่งสถิติที่นำมาประยุกต์ใช้ คือ การวิเคราะห์ความแปรปรวน (variance analysis) และการวิเคราะห์สเปกตรัม (spectrum analysis) ได้ผลการวิเคราะห์ดังแสดงในตารางที่ 3-2

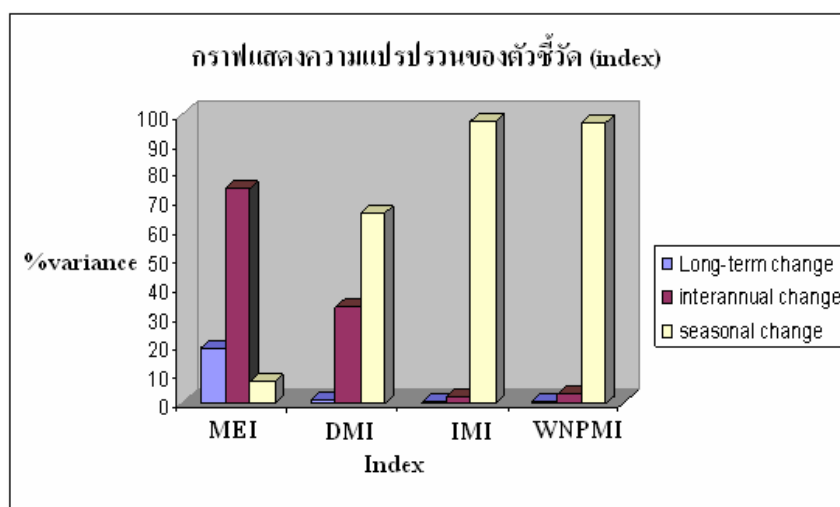
$$\text{Total} = \text{Interannual} + \text{Long-term} + \text{Seasonal} \quad (3-2)$$

โดยที่	Total	คือ ความแปรปรวนของฝนทั้งหมด
	Interannual	คือ ความแปรปรวนของฝนในระยะสั้น
	Long-term	คือ ความแปรปรวนของฝนในระยะยาว
	Seasonal	คือ ความแปรปรวนของฝนในเชิงฤดูกาล

ตารางที่ 3-2 และรูปที่ 3-4 แสดงผลการวิเคราะห์สัดส่วนความแปรปรวนของตัวชี้วัดแต่ละตัว คือ มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO ซึ่งมีคาบเวลาของความแปรปรวนที่แตกต่างกัน

ตารางที่ 3-2 แสดงค่าความแปรปรวนและสัดส่วนความแปรปรวน (ค่าในวงเล็บ) ของตัวชี้วัดแต่ละตัวที่คาบเวลาต่างๆ

Source	MEI	DMI	IMI	WNPM
Long-term change	0.173 (18.8 %)	0.001 (0.9 %)	0.005 (0.5 %)	0.003 (0.2 %)
Interannual change	0.680 (74.0 %)	0.035 (33.3 %)	0.020 (2 %)	0.0277 (2.8 %)
Seasonal change	0.066 (7.2 %)	0.070 (65.8 %)	0.976 (97.5 %)	0.970 (97 %)
Total	0.920 (100 %)	0.110 (100 %)	1.000 (100 %)	1.000 (100 %)



รูปที่ 3-4 สัดส่วนความแปรปรวนของตัวชี้วัดแต่ละตัว ที่คาบเวลาต่างๆ

3.2.1 ตัวชี้วัดที่ชี้วัดการเกิดมรสุมฤดูร้อน หรือ IMI และ WNPMI

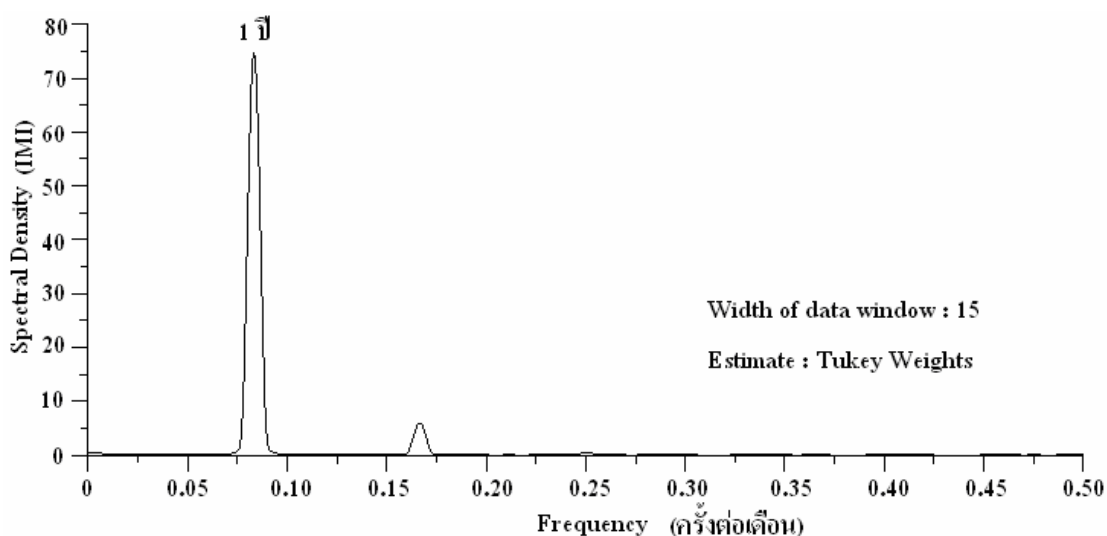
IMI และ WNPMI มีคาบความโดดเด่นของความแปรปรวนอยู่ในช่วงของ Seasonal Change และ Interannual Change สอดคล้องกับการศึกษาของหลายท่าน เช่น Hendon *et al.* (1999); Chen *et al.* (2000) และ Higgins and Shi (2001) ซึ่งต่างพบว่าความแปรปรวนของปริมาณฝนที่เกิดจากมรสุมฤดูร้อน มีคาบความแปรปรวนอยู่ในช่วงของ seasonal change และ interannual change จากการศึกษาเพิ่มเติมด้วยการวิเคราะห์สเปกตรัม เพื่อพิจารณาคาบความถี่ของรอบการเกิดซ้ำของตัวชี้วัด IMI และ WNPMI ได้ผลวิเคราะห์ตามรูปที่ 3-5 และรูปที่ 3-6 ตามลำดับ คือ ได้คาบความถี่ของการเกิดซ้ำอยู่ในช่วง 12 เดือน หรือ 1 ปี

3.2.2 ตัวชี้วัดที่ชี้วัดการเกิด IOD หรือ DMI

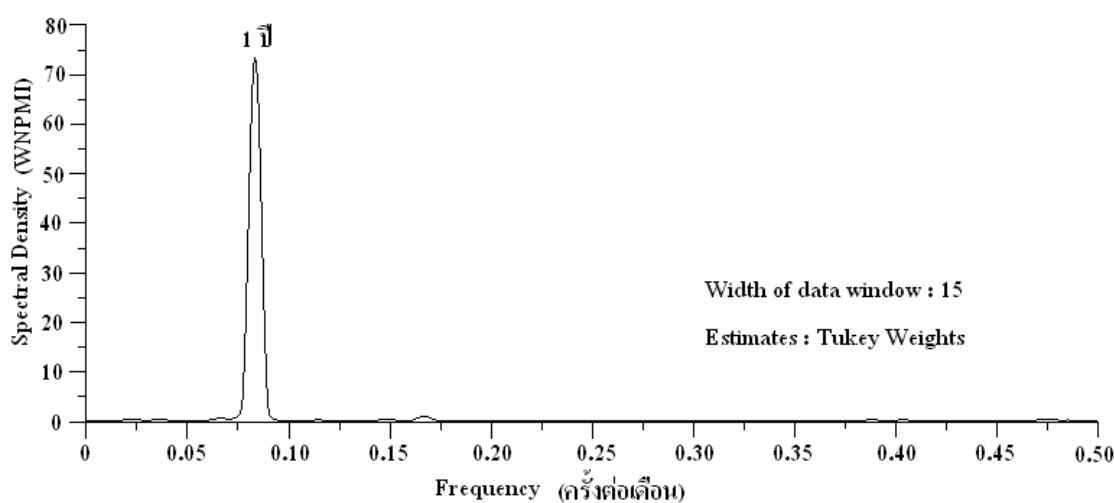
DMI มีคาบความโดดเด่นของความแปรปรวนอยู่ในช่วงของ interannual change และ seasonal change สอดคล้องกับการศึกษาของ Saji *et al.* (1999) ที่ระบุว่า วัฏจักรของการเกิดปรากฏการณ์ IOD จะมีความรุนแรงที่แตกต่างกันในแต่ละเดือนของปีที่เกิดปรากฏการณ์ จากการศึกษาของ Yamagata *et al.* (2004) ยังพบว่าปรากฏการณ์ IOD จะมีลักษณะคาบการเกิดที่คล้ายคลึงกับปรากฏการณ์ ENSO คือ มีคาบการเกิดในช่วง interannual Change โดยการศึกษาเพิ่มเติมด้วยการวิเคราะห์สเปกตรัม เพื่อพิจารณาคาบความถี่ของรอบการเกิดซ้ำ ได้ผลวิเคราะห์ที่บ่งชี้ถึงคาบความถี่ของการเกิดซ้ำอยู่ในช่วง 3-5 ปี (รูปที่ 3-7)

3.2.3 ตัวชี้วัดที่ชี้วัดการเกิด ENSO หรือ MEI

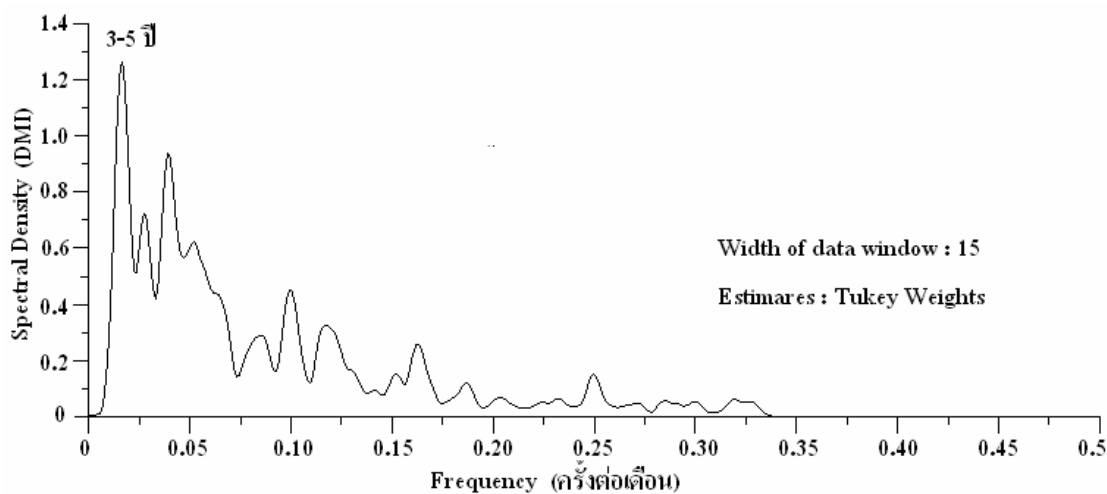
MEI มีคาบความโดดเด่นของความแปรปรวนเชิงเวลาอยู่ในช่วงของ interannual change และ long-term change สอดคล้องกับการศึกษาที่ผ่านมา เช่น Trenberth *et al.* (1998); Wigley (2000); Trenberth *et al.* (2002) และ Smith *et al.* (2006) ที่พบว่าปรากฏการณ์ ENSO เป็นปรากฏการณ์ความแปรปรวนของภูมิอากาศโลก ซึ่งมีคาบความแปรปรวนอยู่ในช่วง interannual change และ long-term change และจากการศึกษาเพิ่มเติมด้วยการวิเคราะห์สเปกตรัม เพื่อพิจารณาคาบความถี่ของรอบการเกิดซ้ำ ได้ผลวิเคราะห์ที่สอดคล้อง (รูปที่ 3-8) กล่าวคือ มีคาบความถี่ของการเกิดซ้ำอยู่ในช่วง 3-5 ปี เช่นกัน



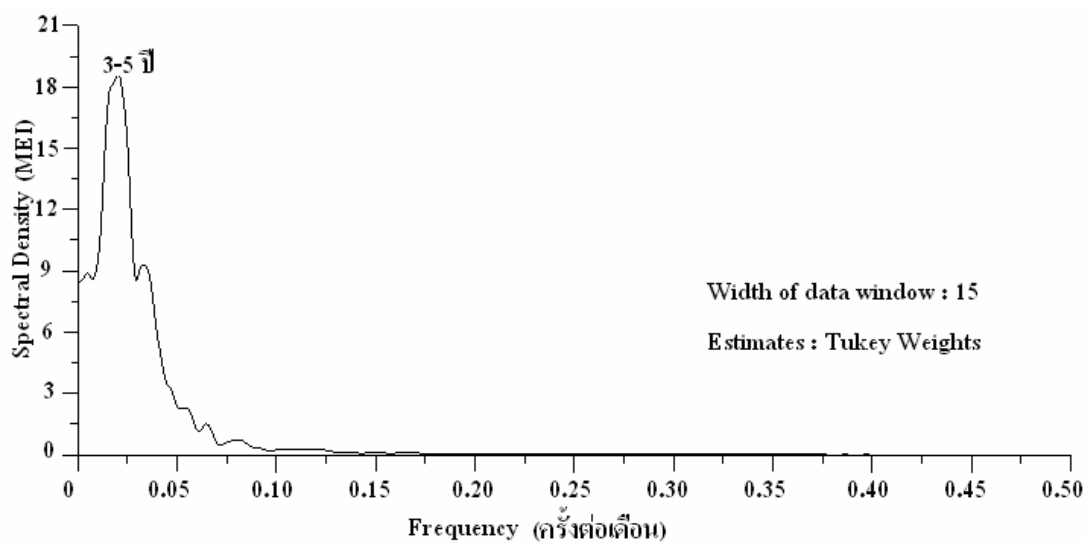
รูปที่ 3-5 แสดงผลการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่า IMI ที่ใช้ข้อมูลรายเดือนระหว่างปี ค.ศ. 1950-2007 (พ.ศ. 2493-2550) ซึ่งพบว่ามีช่วงที่เกิดซ้ำ (frequency) ที่ให้ค่าสูงสุด (peak) อยู่ 1 ช่วง โดยจากการคำนวณได้รอบของการเกิดซ้ำอยู่ในช่วง 12 เดือนหรือ 1 ปี



รูปที่ 3-6 แสดงผลการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่า WNPMD ที่ใช้ข้อมูลรายเดือนระหว่างปี ค.ศ. 1950-2007 (พ.ศ. 2493-2550) ซึ่งพบว่ามีช่วงที่เกิดซ้ำ (frequency) ที่ให้ค่าสูงสุด (peak) อยู่ 1 ช่วง โดยจากการคำนวณได้รอบของการเกิดซ้ำอยู่ในช่วง 12 เดือนหรือ 1 ปี



รูปที่ 3-7 แสดงผลการวิเคราะห์ค่าการเกิดซ้ำของค่า DMI ที่ใช้ข้อมูลรายเดือนระหว่างปี ค.ศ. 1950-2007 (พ.ศ. 2493-2550) ซึ่งพบว่ามีช่วงที่เกิดซ้ำ (frequency) ที่ให้ค่าสูงสุด (peak) อยู่ 1 ช่วง โดยจากการคำนวณได้รอบของการเกิดซ้ำอยู่ในช่วง 3-5 ปี



รูปที่ 3-8 แสดงผลการวิเคราะห์ค่าการเกิดซ้ำของค่า MEI ที่ใช้ข้อมูลรายเดือนระหว่างปี ค.ศ. 1950-2008 (พ.ศ. 2493-2551) ซึ่งพบว่ามีช่วงที่เกิดซ้ำ (frequency) ที่ให้ค่าสูงสุด (peak) อยู่ 1 ช่วง โดยจากการคำนวณได้รอบของการเกิดซ้ำอยู่ในช่วง 3-5 ปี

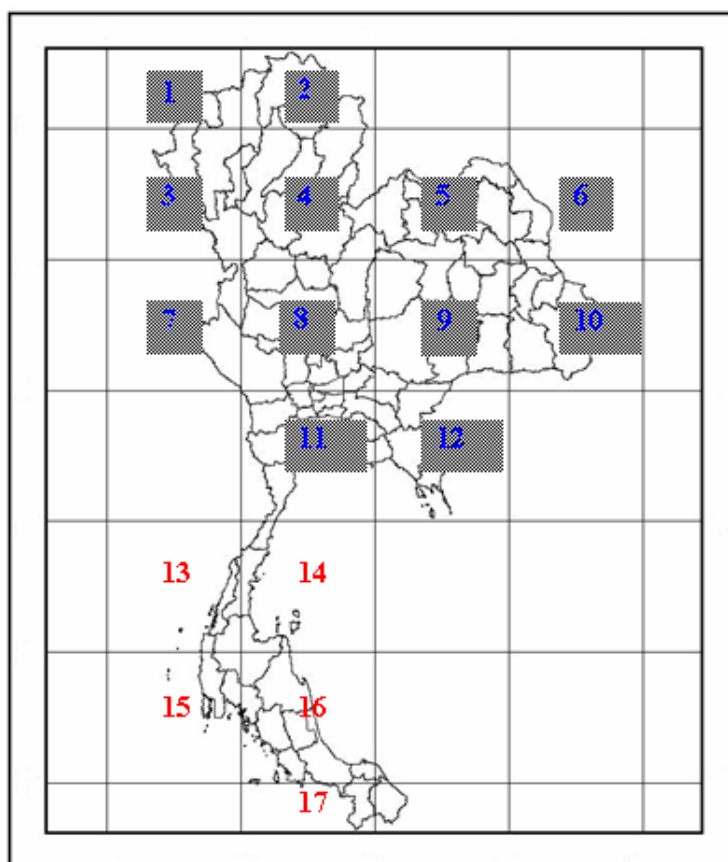
3.3 รูปแบบการกระจายตัวและความแปรปรวนเชิงพื้นที่และเวลาของปริมาณฝนในประเทศไทย

3.3.1 รูปแบบการกระจายตัวของปริมาณฝนในประเทศไทย

สำหรับการวิเคราะห์รูปแบบการกระจายตัวของปริมาณฝน สถิติที่ใช้ในการวิเคราะห์คือ Double Correlation Method (DCM) และ Probability Density Function (PDF) โดย DCM เป็นสถิติที่ใช้วิเคราะห์เพื่อแบ่งพื้นที่ที่มีลักษณะการกระจายตัวของฝนที่คล้ายคลึงกัน และ PDF เป็นสถิติที่ใช้วิเคราะห์เพื่อแสดงการกระจายตัวของปริมาณฝนในพื้นที่ต่างๆ ตามที่ได้แบ่งด้วย DCM แล้ว จากผลการวิเคราะห์ด้วย DCM ดังรูปที่ 3-9 สามารถแบ่งพื้นที่ที่มีลักษณะการกระจายตัวของปริมาณฝนที่คล้ายคลึงกัน ออกเป็น 2 กลุ่ม คือ

กลุ่มที่ 1 เป็นพื้นที่โดยรวมของประเทศ ยกเว้นภาคใต้ คือ กริดที่ 1-12

กลุ่มที่ 2 เป็นพื้นที่ภาคใต้ คือ กริดที่ 13-17



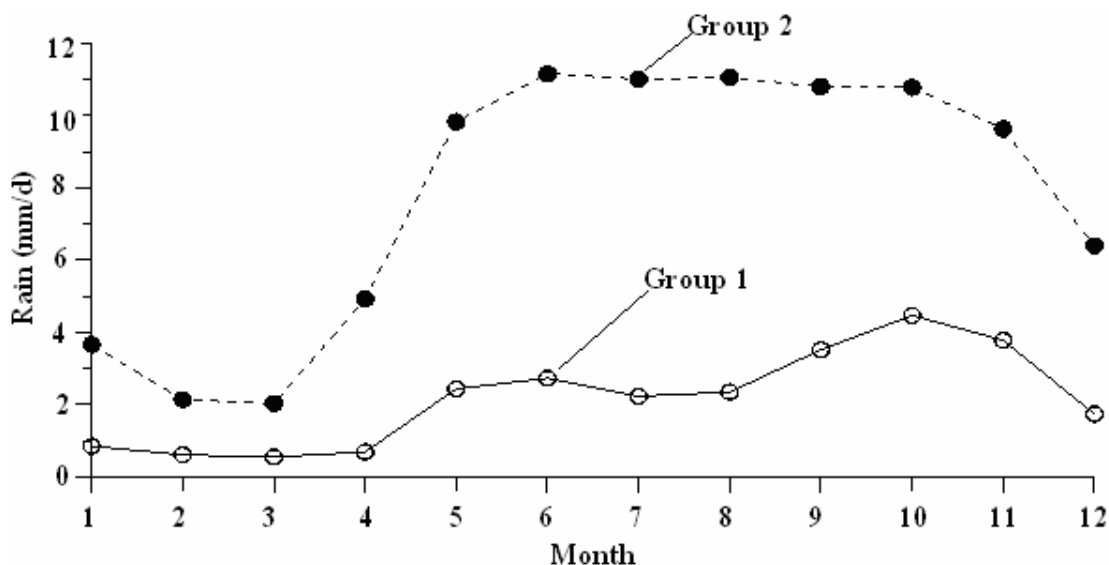
รูปที่ 3-9 ผลการวิเคราะห์ด้วย DCM ของพื้นที่ในประเทศไทยที่แบ่งผลลัพธ์ออกเป็น 2 กลุ่ม

รูปแบบการกระจายตัวของปริมาณฝนเฉลี่ยของทั้ง 2 กลุ่ม โดยการคำนวณ Climatological Monthly Mean ของข้อมูลระหว่างปี ค.ศ. 1979–2007 (พ.ศ. 2522-2550) (รูปที่ 3-10) พบว่ากลุ่มที่ 1 ซึ่งเป็นพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศ (ภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคตะวันออก และภาคตะวันตก) ได้รับปริมาณฝนโดยเฉลี่ยต่ำกว่ากลุ่มที่ 2 ซึ่งเป็นพื้นที่ทางภาคใต้ การกระจายตัวของปริมาณฝนในแต่ละเดือนของทั้ง 2 กลุ่ม มีการกระจายตัวที่คล้ายคลึงกัน โดยทั้ง 2 กลุ่มได้รับปริมาณฝนค่อนข้างน้อยในช่วงเดือนพฤศจิกายน-เมษายน และปริมาณฝนมีค่าสูงขึ้นในช่วงเดือนพฤษภาคม-ตุลาคม ซึ่งสอดคล้องกับผลการศึกษาของแสงจันทร์ ลิ้มจิรกาล และคณะ (2551) ที่รายงานว่าช่วงเดือนพฤษภาคม-ตุลาคม ประเทศไทยมีปริมาณฝนรวมสูงถึง 80% ของปริมาณฝนรวมรายปี โดยช่วงเดือนดังกล่าว พื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศอยู่ในช่วงฤดูฝน และปริมาณฝนจะน้อยในช่วงเดือนพฤศจิกายน-เมษายน เนื่องจากพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยอยู่ในช่วงฤดูร้อน

เมื่อพิจารณาเป็นรายกลุ่ม (รูปที่ 3-10) พบว่ากลุ่มที่ 1 ซึ่งเป็นพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศ มีช่วงที่ปริมาณฝนสูงสุดของปีอยู่ 2 ช่วง คือ ช่วงแรกประมาณเดือนพฤษภาคม – มิถุนายน และช่วงที่ 2 ประมาณเดือนสิงหาคม – ตุลาคม โดยช่วงเดือนมิถุนายน-กรกฎาคม เป็นช่วงที่ปริมาณฝนลดน้อยลง ลักษณะดังกล่าวเรียกว่า ฝนทิ้งช่วง ซึ่งประเทศไทยมีโอกาสเกิดขึ้นสูงหลังจากฝนตกครั้งแรก คือ ในช่วงเดือนมิถุนายน-กรกฎาคม (Wang and Xu, 1997; Kang *et al.*, 1999) เนื่องจากช่วงเดือนดังกล่าว เป็นช่วงที่แนวปะทะลมร้อน (inter tropical convergence zone; ITCZ) ได้เลื่อนขึ้นไปทางเหนือจากเส้นศูนย์สูตร (Goswami, 2005) และพาดอยู่ทางตอนใต้ของประเทศจีนเป็นเวลานานทำให้ปริมาณฝนบริเวณประเทศไทยลดลงโดยทั่วไป

ส่วนกลุ่มที่ 2 ซึ่งเป็นพื้นที่ภาคใต้ ปริมาณฝนเริ่มสูงขึ้นตั้งแต่เดือนมิถุนายนจนถึงประมาณเดือนธันวาคม ทั้งนี้การทิ้งช่วงของฝนไม่ชัดเจนเหมือนกับภาคอื่นของประเทศ (รูปที่ 3-10)

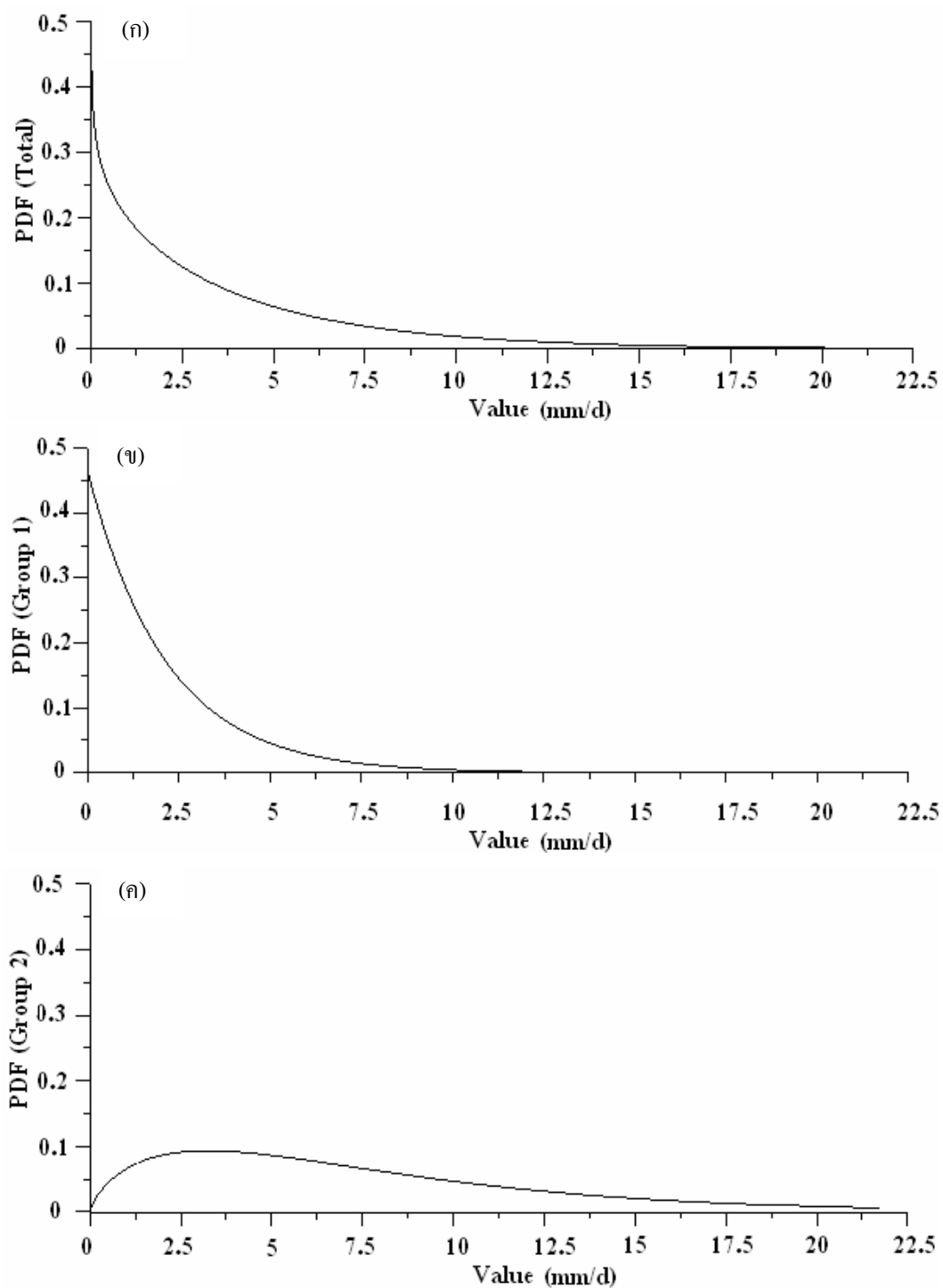
รูปที่ 3-11 แสดงผลการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณฝนของประเทศไทยจาก GPCP ด้วยสถิติ PDF ในรูปแบบการกระจายตัวแบบแกมมา เพื่อคุณลักษณะการกระจายตัวของปริมาณฝน ซึ่งพบว่าปริมาณฝนของประเทศไทยทั้งประเทศ (รูปที่ 3-11-ก) มีลักษณะการกระจายตัวแบบเบ้บวก (รูปแบบไม่สมมาตร) โดยวันที่ฝนไม่ตกมีสัดส่วนสูงถึง 40% นั่นหมายความว่าใน 1 ปี ประเทศไทยทั้งประเทศมีจำนวนวันที่ฝนไม่ตกถึง 40% สำหรับในวันที่ฝนตกพบว่ามีรูปแบบการกระจายตัวที่คล้ายคลึงกัน คือ จำนวนวันที่ฝนตกน้อยมีมากกว่าวันที่ฝนตกมาก



รูปที่ 3-10 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนตามฤดูกาลในแต่ละเดือน (climatological monthly mean) ของข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนจาก GPCP ระหว่างปี ค.ศ. 1979–2007 (พ.ศ. 2522-2550) โดยกลุ่มที่ 1 คือ พื้นที่โดยรวมของประเทศ ยกเว้นภาคใต้ และกลุ่มที่ 2 คือ พื้นที่ภาคใต้

เมื่อพิจารณาแยกเป็นรายกลุ่ม พบว่ากลุ่มที่ 1 (รูปที่ 3-11-ข) ซึ่งเป็นพื้นที่โดยรวมของประเทศ ยกเว้นภาคใต้ ให้ค่าความถี่ของจำนวนวันที่ฝนไม่ตกมีสัดส่วนสูงถึง 45% ซึ่งมีลักษณะคล้ายกับการกระจายตัวของปริมาณฝนของประเทศไทยทั้งประเทศ ส่วนกลุ่มที่ 2 (รูปที่ 3-11-ค) ซึ่งเป็นพื้นที่ทางภาคใต้ สัดส่วนของวันที่ฝนไม่ตกมีค่าต่ำกว่าพื้นที่อื่นๆ มาก คือไม่ถึง 1% นั่นแสดงว่าภาคใต้เป็นภาคที่ฝนตกสูงที่สุด

จากผลการศึกษาข้างต้น อาจกล่าวได้ว่าลักษณะการกระจายตัวของปริมาณฝนของประเทศไทยทั้งประเทศ มีลักษณะคล้ายคลึงกับการกระจายตัวของปริมาณฝนในภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคตะวันออก และภาคตะวันตก ยกเว้น ภาคใต้ สอดคล้องกับผลการศึกษาของแสงจันทร์ ลิ้มจิรกาล และคณะ (2551) ที่ใช้ข้อมูลจากสถานีภาคพื้นจากกรมอุตุนิยมวิทยาและกรมชลประทาน ที่พบว่ารูปแบบการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนรวมทั้งประเทศ มีลักษณะคล้ายคลึงกับการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนของภาคต่างๆ ยกเว้น ภาคใต้ เช่นกัน

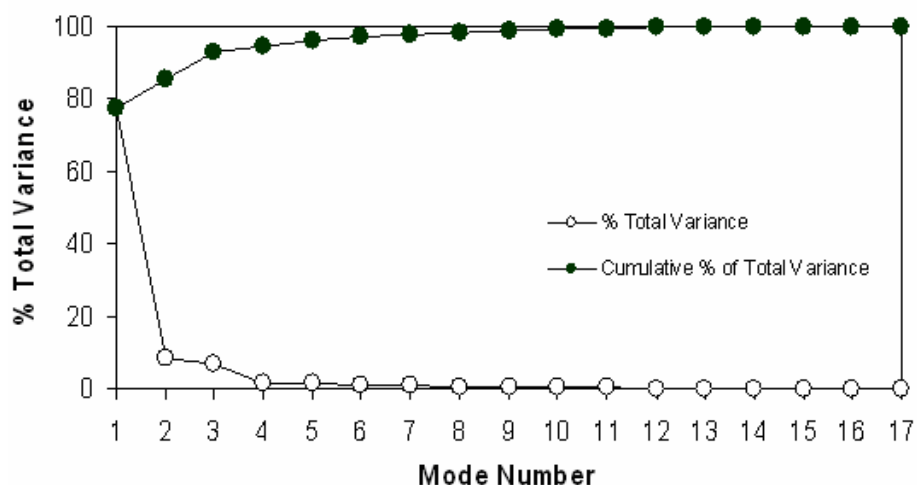


รูปที่ 3-11 รูปแบบการกระจายตัวของปริมาณฝนจาก GPCP โดยใช้ PDF สำหรับ (ก) พื้นที่ทั้งประเทศ; (ข) พื้นที่โดยรวมของประเทศ ยกเว้นบริเวณภาคใต้ และ (ค) พื้นที่ภาคใต้ โดย α และ $\hat{\beta}$ มีค่าเป็น 0.857 และ 4.441 ตามลำดับ

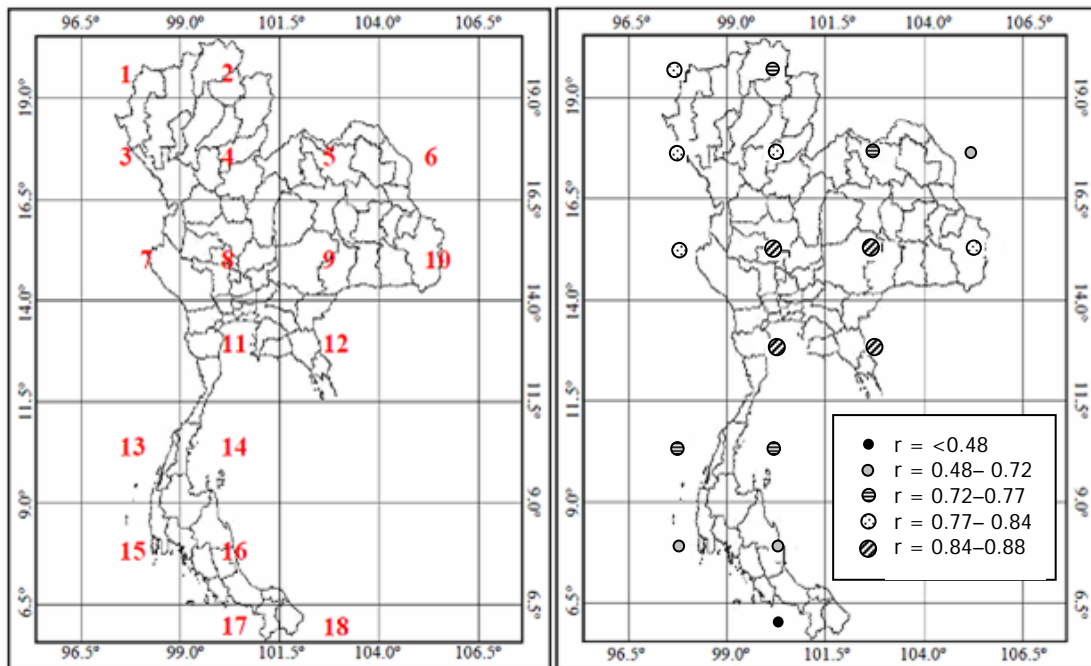
3.3.2 ความแปรปรวนในเชิงพื้นที่และเวลาของปริมาณฝนในประเทศไทย

จากการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณฝนของไทย ซึ่งเป็นข้อมูลจาก GPCP ในช่วงปี ค.ศ. 1979–2007 (พ.ศ. 2522-2550) โดยใช้เทคนิค EOFs พบว่า EOF โหมดที่ 1 สามารถอธิบายความแปรปรวนของปริมาณฝนได้ถึง 77.4% ของความแปรปรวนทั้งหมดในข้อมูลชุดเดิม ส่วน EOF อีก 16 โหมดที่เหลือ สามารถอธิบายความแปรปรวนของข้อมูลปริมาณฝนชุดเดิมได้น้อยมาก (น้อยกว่า 10 %) เมื่อเทียบกับ EOF โหมดที่ 1 (รูปที่ 3-12) ดังนั้นในการศึกษานี้ จึงใช้ EOF โหมดที่ 1 เป็นตัวแทนของความแปรปรวนปริมาณฝนของไทยในการศึกษาความสัมพันธ์ที่เชื่อมโยงกับความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ อันได้แก่ มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO

ทั้งนี้เมื่อพิจารณาจากค่า Loading ของ EOF โหมดที่ 1 เพื่อหาความสัมพันธ์ระหว่าง EOF โหมดที่ 1 กับข้อมูลในแต่ละกริด ดังรูปที่ 3-13 ปรากฏว่า EOF โหมดที่ 1 มีความสัมพันธ์อย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น 99% ในทิศทางเดียวกันกับทุกกริด (R ประมาณ 0.70-0.80) แสดงว่า EOF โหมดที่ 1 สามารถอธิบายความแปรปรวนส่วนใหญ่ของปริมาณฝนในทุกกริดที่ครอบคลุมประเทศไทยทั้งประเทศได้ดี โดยความแปรปรวนส่วนที่เหลือในสัดส่วนที่น้อย ถือว่าเป็นความแปรปรวนในความถี่สูงที่เกิดจากความแปรปรวนในคาบเวลาสั้น ๆ จากผลการวิเคราะห์ดังกล่าวเพื่อเป็นการยืนยันว่า EOF โหมดที่ 1 เหมาะที่จะเป็นตัวแทนสำหรับอธิบายความแปรปรวนของปริมาณฝนของไทย



รูปที่ 3-12 เปรี่เซ็นต์ความแปรปรวนของปริมาณฝนทุกกริดที่ครอบคลุมประเทศไทยในแต่ละโหมดของการวิเคราะห์ EOFs



รูปที่ 3-13 แสดงค่า Loading ของ EOFs ในรูปของค่าความสัมพันธ์ (R) ระหว่าง EOF โหมดที่ 1 กับข้อมูลแต่ละกริด

อย่างไรก็ตามสำหรับผลการวิเคราะห์ก่อนหน้านี้ที่วิเคราะห์เพื่อพิจารณารูปแบบการกระจายตัวของปริมาณฝนของไทยโดยใช้สถิติ DCM และ PDF ซึ่งแบ่งพื้นที่ตามลักษณะการกระจายตัวของปริมาณฝนออกได้เป็น 2 กลุ่ม คือ กลุ่มพื้นที่โดยรวมของประเทศ ยกเว้น ภาคใต้ และกลุ่มพื้นที่ทางภาคใต้ (รูปที่ 3-9) แต่สำหรับการวิเคราะห์เพื่อพิจารณาความแปรปรวนของปริมาณฝนที่มีความสัมพันธ์หรือความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศต่างๆ ได้แก่ มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO โดยใช้สถิติ EOFs ตามที่กล่าวไปแล้วข้างต้น

เมื่อพิจารณาในภาพรวมทั้งประเทศ โดยไม่แบ่งวิเคราะห์แยกเป็นรายกลุ่ม เนื่องจาก EOFs เป็นวิธีการที่อาศัยหลักการแปลงเชิงเส้นตรง ด้วยการวิเคราะห์เมตริกซ์ความแปรปรวนร่วมที่ช่วยลดความแปรปรวนบางส่วนของข้อมูลชุดเดิมออกไปแล้ว ดังนั้น แม้ว่าจะแยกวิเคราะห์เป็นรายกลุ่มผลการวิเคราะห์ที่ได้ก็จะไม่มีความแตกต่างกับการวิเคราะห์ในภาพรวมทั้งประเทศมากนัก ฉะนั้นในการวิเคราะห์ปริมาณฝนที่มีความสัมพันธ์หรือความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศต่างๆ ผลการศึกษาในงานวิจัยนี้จึงพิจารณาในภาพรวมทั้งประเทศ

3.3.3 วิเคราะห์ความสัมพันธ์หรือความเชื่อมโยงของปริมาณฝนของไทยกับมรสุมฤดูร้อน (summer monsoon)

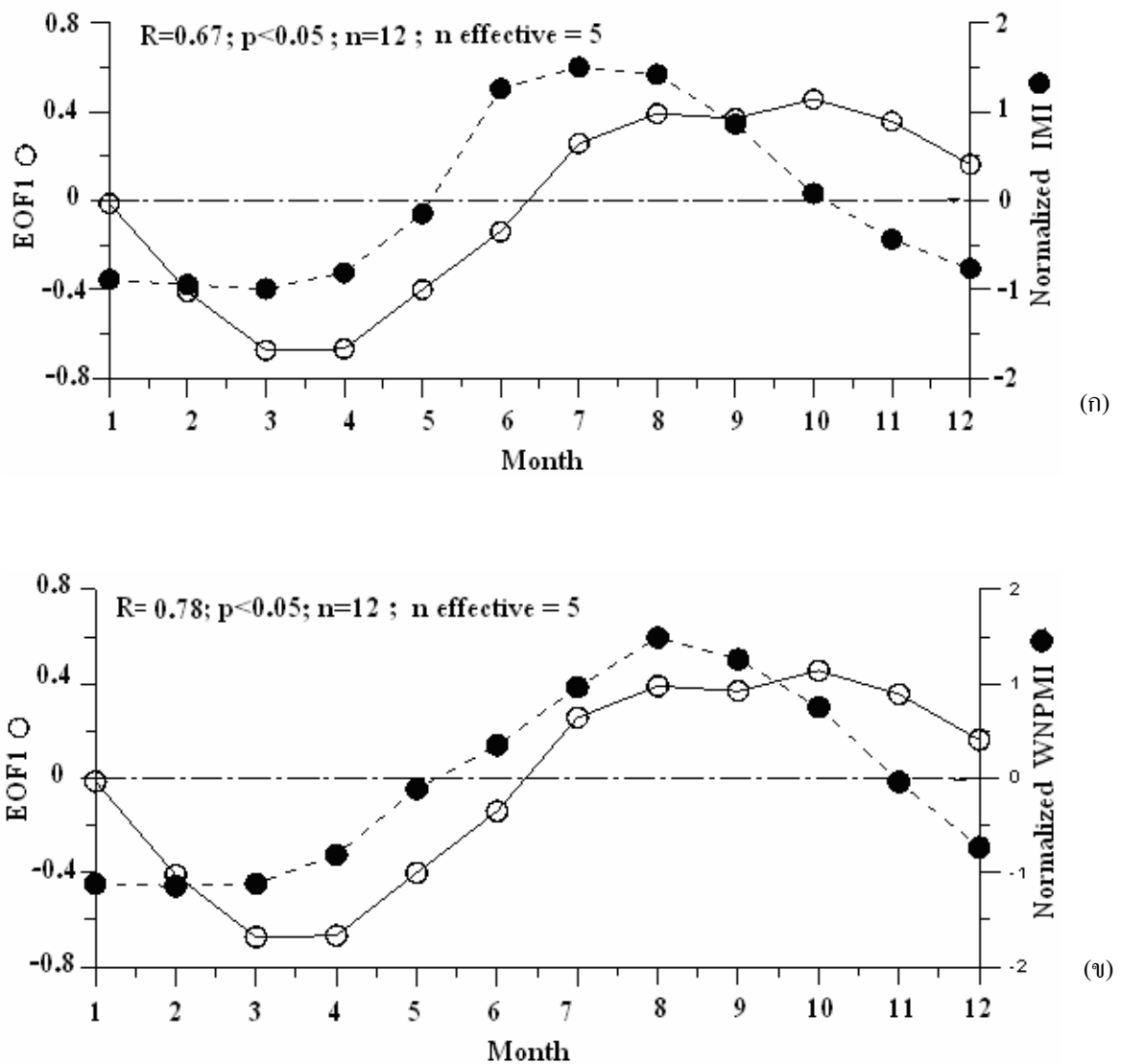
การวิเคราะห์หาความสัมพันธ์หรือการเชื่อมโยงของปริมาณฝนของไทยกับความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศอันเนื่องมาจากมรสุม โดยเฉพาะมรสุมฤดูร้อน ซึ่งมีอิทธิพลต่อประเทศไทยค่อนข้างมาก โดยตัวชี้วัดที่ใช้ในการอธิบายความสัมพันธ์ระหว่างมรสุมฤดูร้อนกับปริมาณฝนของไทยนั้น จะใช้ตัวชี้วัด 2 ตัว คือ IMI² และ WNPMI³ ซึ่งเป็นตัวชี้วัดมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในบริเวณมหาสมุทรอินเดียและบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตามลำดับ เหตุผลที่เลือกใช้ตัวชี้วัด 2 ตัวนี้ เนื่องจากประเทศไทยมีสภาพภูมิประเทศที่ขนาบข้างด้วยทะเลทั้ง 2 ฝั่ง คือ ทางฝั่งตะวันออกติดต่อกับอ่าวไทย และทางฝั่งตะวันตกติดต่อกับทะเลอันดามัน ฉะนั้นประเทศไทยจึงได้รับอิทธิพลจากมรสุมของทะเลทั้ง 2 ฝั่งนั่นเอง

รูปที่ 3-14 แสดงผลการวิเคราะห์เชิงฤดูกาลของปริมาณฝนของไทย (EOF โหมดที่ 1) ที่มีความสัมพันธ์เชื่อมโยงกับตัวชี้วัดมรสุมฤดูร้อน คือ IMI และ WNPMI จากผลการวิเคราะห์พบว่าปริมาณฝนที่ประเทศไทยทั้งประเทศได้รับ แปรผันตรงอย่างมีนัยสำคัญกับตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัว คือ IMI ($R=0.67$; $p\text{-value}<0.05$; $n=12$; $n\text{ effective} = 5$) (รูปที่ 3-14-ก) และ WNPMI ($R=0.78$; $p\text{-value}<0.05$; $n=12$; $n\text{ effective} = 5$) (รูปที่ 3-14-ข) หมายความว่า ถ้าหากเดือนใดค่า IMI และ WNPMI มีค่าสูง ปริมาณฝนของไทยในเดือนนั้นก็จะสูงด้วย แต่หากเดือนใดค่า IMI และ WNPMI มีค่าต่ำ ปริมาณฝนของไทยในเดือนนั้นก็จะต่ำด้วยเช่นกัน โดยสังเกตได้ในช่วงเดือนมิถุนายน-กันยายน⁴ ซึ่งเป็นเดือนที่ประเทศไทยได้รับปริมาณฝนมากที่สุด ค่า IMI และ WNPMI ของช่วงเดือนดังกล่าวก็จะมีค่าสูงกว่าเดือนอื่นๆ มาก แต่ในช่วงเดือนกุมภาพันธ์-พฤษภาคม เป็นเดือนที่ปริมาณฝนมีค่าต่ำที่สุด ค่า IMI และ WNPMI ก็มีค่าต่ำกว่าเดือนอื่นๆ เนื่องจากเป็นช่วงฤดูร้อนของประเทศไทย

² IMI มีค่าสูง หมายถึง ปริมาณฝนที่เพิ่มขึ้นบริเวณประเทศอินเดียและอ่าวเบงกอล

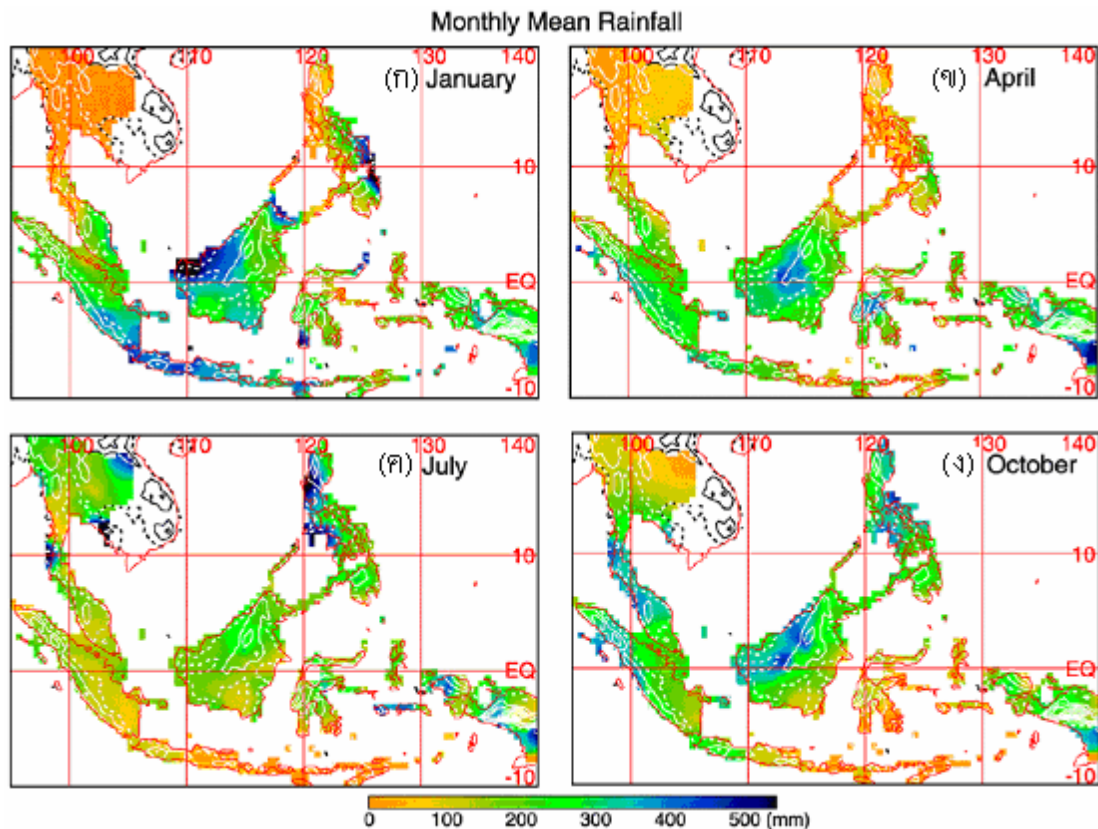
³ WNPMI มีค่าสูง หมายถึง ปริมาณฝนที่เพิ่มขึ้นบริเวณทะเลจีนใต้และตะวันตกเฉียงเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิก

⁴ เป็นช่วงที่ ITCZ เคลื่อนตัวผ่านทางเหนือและทางตะวันออกเฉียงเหนือของไทย โดยจะปกคลุมตอนกลางของไทยในเดือนกันยายน และภาคใต้ในเดือนตุลาคม (Singhrattana *et al.*, 2004) ทำให้ปริมาณฝนของประเทศไทยในทุกภาคของช่วงเดือนดังกล่าวมีปริมาณมากกว่าช่วงเดือนอื่นๆ



รูปที่ 3-14 ความสัมพันธ์ตามฤดูกาลของปริมาณฝนของไทย กับค่า IMI (ก) และ WNPMI (ข)

ผลการศึกษาขึ้นไปสอดคล้องกับการศึกษาของ Chang *et al* (2005) ตามรูปที่ 3-15 โดย Chang *et al* (2005) ศึกษาความแปรปรวนของปริมาณฝนเฉลี่ยรายเดือนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ โดยใช้ข้อมูลจาก 2 แหล่ง คือ ข้อมูลปริมาณฝนจากประเทศอินโดนีเซีย ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1990-1997 (พ.ศ. 2533-2540) จำนวน 63 สถานี และข้อมูลปริมาณฝนของ ASEAN Climatic Atlas Project ซึ่งเป็นข้อมูลจากหลายประเทศ ได้แก่ ประเทศมาเลเซีย อินโดนีเซีย สิงคโปร์ บรูไน ฟิลิปปินส์ และไทย จากการศึกษาพบว่า ช่วงเดือนกรกฎาคม-ตุลาคม ประเทศไทยได้รับปริมาณฝนสูงกว่าช่วงเดือนอื่นๆ มากเช่นกัน



ที่มา : Chang *et al.* (2005b)

รูปที่ 3-15 ค่าปริมาณฝนเฉลี่ยรายเดือนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เดือนกรกฎาคม และ ตุลาคม ข้อมูลเป็นการวิเคราะห์ขนาดกริด $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ในช่วงระยะเวลา 48 ปี

นอกจากนี้เมื่อพิจารณาจากค่า R ของปริมาณฝนของไทยกับตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัว คือ IMI และ WNPMI ซึ่งมีค่าเท่ากับ 0.67 และ 0.78 ตามลำดับ (รูปที่ 3-14) เห็นได้ว่าค่า R ของ WNPMI มีค่าสูงกว่า IMI นั้นหมายความว่าปริมาณฝนของไทยน่าจะได้รับอิทธิพลจากมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกมากกว่ามรสุมฤดูร้อนที่เกิดในบริเวณมหาสมุทรอินเดีย

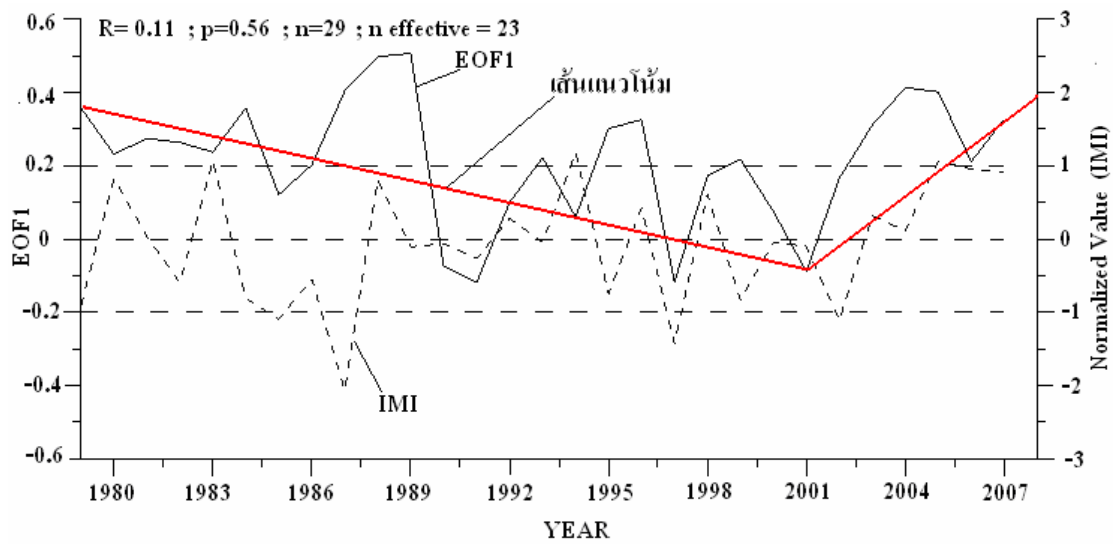
สำหรับการวิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนของไทยในคาบเวลาระยะสั้น ที่มีความสัมพันธ์เชื่อมโยงกับตัวชี้วัด IMI และ WNPMI โดยใช้ค่าเฉลี่ยในช่วงเดือนมิถุนายน-กันยายน เนื่องจากช่วงเดือนดังกล่าวเป็นช่วงที่มรสุมฤดูร้อนมีอิทธิพลต่อภูมิภาคเอเชียมากที่สุด (เช่น Lua and Yang, 1997; Webster *et al.*, 1998; Wang and Lin, 2002) ได้ผลการวิเคราะห์ตามรูปที่ 3-16 และรูปที่ 3-17 พบความโดดเด่นของ EOF โหมดที่ 1 ที่มีลักษณะความแปรปรวนค่อนข้างซับซ้อน โดยให้ทั้งค่าบวกและค่าลบ จากรูปเห็นได้ว่าลักษณะกราฟปริมาณฝนของไทยตั้งแต่ปี ค.ศ.1979-

2000 (พ.ศ. 2522-2543) มีแนวโน้มลดลงอย่างเห็นได้ชัดและหลังจากปี ค.ศ. 2000 (พ.ศ. 2543) จนถึงปัจจุบัน กราฟมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น ทั้งนี้เมื่อพิจารณาถึงความสัมพันธ์ของปริมาณฝนของไทยกับตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัว พบว่าปริมาณฝนของไทยแปรผันตรงกับค่า IMI (รูปที่ 3-16) ($R=0.11$; $p\text{-value}=0.56$; $n=29$; $n\text{ effective}=23$) แต่กลับแปรผกผันอย่างมีนัยสำคัญกับค่า WNPMI (รูปที่ 3-17) ($R= -0.45$; $p\text{-value}<0.05$; $n=29$; $n\text{ effective}=24$) และเมื่อพิจารณาจากค่า R ของตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัว พบว่าค่า R ของ WNPMI มีค่าสูงกว่าค่า IMI ซึ่งเป็นการสนับสนุนผลการศึกษาก่อนหน้านี้ที่ว่าปริมาณฝนของไทยน่าจะได้รับอิทธิพลจากมรสุมฤดูร้อนที่เกิดบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกมากกว่าบริเวณมหาสมุทรอินเดียนั่นเอง

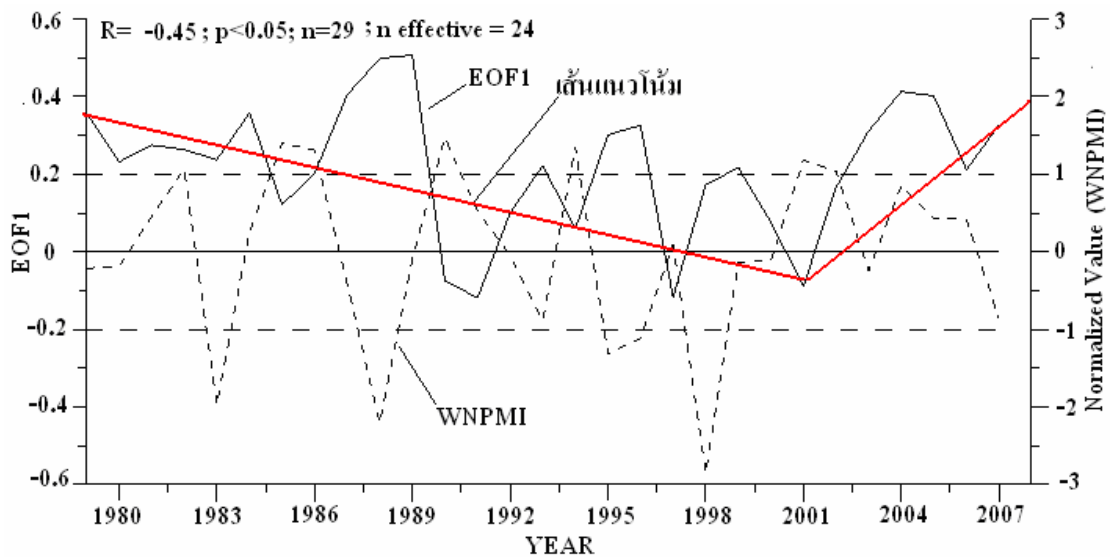
แต่ที่น่าสังเกต คือ ในปี ค.ศ. 1983, 1987 และ 1988 (พ.ศ. 2526, 2530 และ 2531) ซึ่งเป็นปีที่เกิดปรากฏการณ์ El Niño รุนแรง ค่า WNPMI จะมีค่าต่ำกว่าปกติมาก ทั้งนี้เนื่องจากปรากฏการณ์ ENSO เป็นปรากฏการณ์หนึ่งที่มีอิทธิพลต่อความแปรปรวนของมรสุมอาเซียน (Wang and Fan; 1999) ย่อมส่งผลกระทบต่อค่า WNPMI ที่เป็นตัวชี้วัดการเกิดมรสุมฤดูร้อนบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกเช่นกัน นั่นแสดงว่าการเพิ่มขึ้นหรือลดลงของค่า WNPMI ยังได้รับอิทธิพลมาจากปรากฏการณ์ ENSO อีกด้วย นอกจากนี้ Wang *et al.* (2001) ได้ศึกษาพบว่า ถ้าหากปีใดที่ค่า IMI มีค่าสูง มีแนวโน้มที่จะพัฒนาการเกิดปรากฏการณ์ El Niño และหากปีใดที่ค่า IMI มีค่าต่ำก็มีแนวโน้มที่จะเกิดปรากฏการณ์ La Niña ในทางตรงข้ามในช่วงที่ปรากฏการณ์ El Niño และ La Niña เริ่มสลายตัว ค่า WNPMI จะมีค่าสูงขึ้นและต่ำลง ตามลำดับ

สำหรับรูปที่ 3-18 และรูปที่ 3-19 เป็นผลการวิเคราะห์ Boxplot จากการ Composite ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ทั้ง 3 กลุ่ม คือกลุ่ม IMI ที่มีค่าเป็น Positive, Negative และปกติ หรือ Normal โดยใช้ตัวชี้วัด IMI ในการแบ่งกลุ่มปรากฏการณ์ คือ

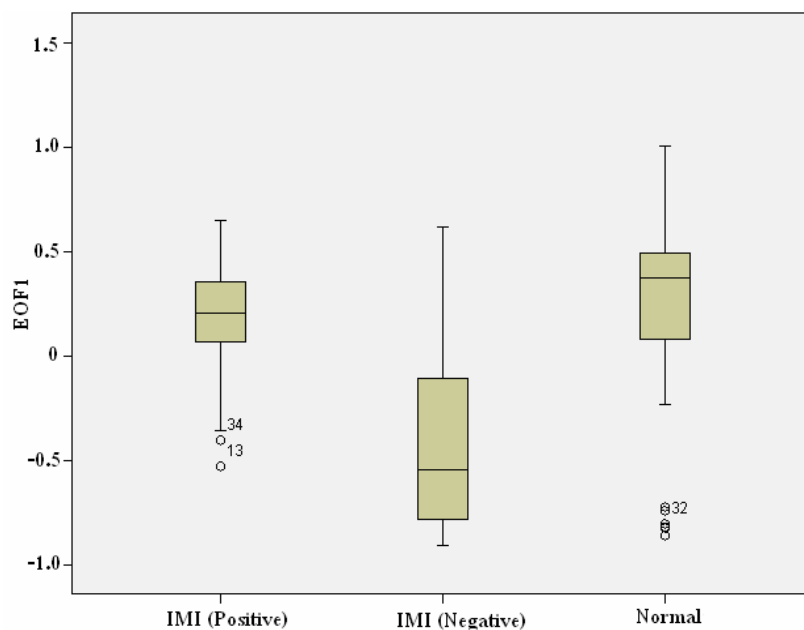
- ปีที่เกิด Positive IMI ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า IMI ที่มากกว่า 1
- ปีที่เกิด Negative IMI ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า IMI น้อยกว่า -1
- ปกติ ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า IMI ที่อยู่ในช่วง -0.5 ถึง 0.5



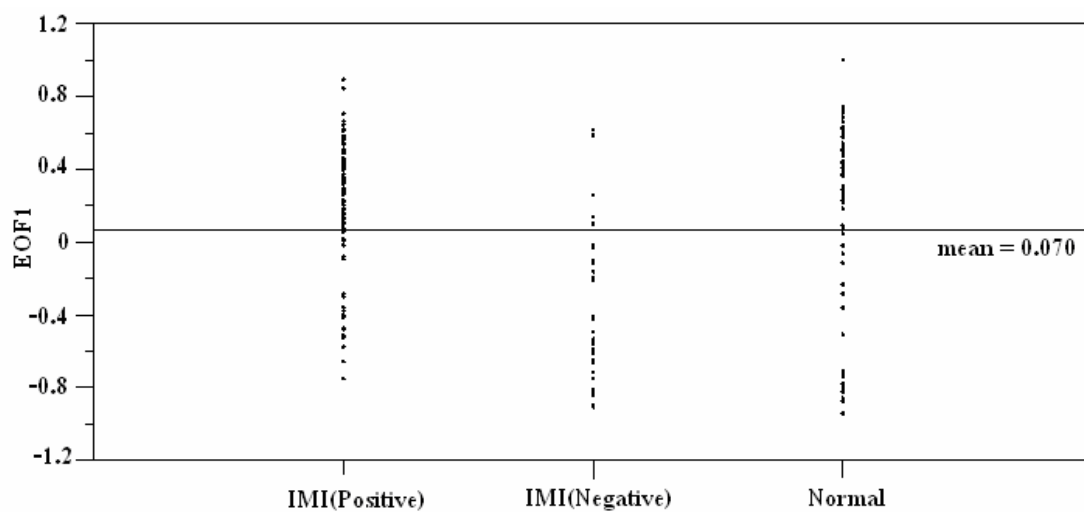
รูปที่ 3-16 EOF โหมดที่ 1 ของปริมาณฝนของประเทศไทยกับค่า IMI (ใช้ค่าเฉลี่ยเดือนมิถุนายน-กันยายน)



รูปที่ 3-17 EOF โหมดที่ 1 ของปริมาณฝนของประเทศไทยกับค่า WNPMI (ใช้ค่าเฉลี่ยเดือนมิถุนายน-กันยายน)



รูปที่ 3-18 Composite แบ่งกลุ่มปริมาณฝน ตามกลุ่มของ IMI กรณีที่เป็น positive, negative และปกติ



รูปที่ 3-19 การกระจายตัวของปริมาณฝน ตามกลุ่มของ IMI กรณีที่เป็น positive, negative และปกติ โดยค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนรวมทั้งหมดของทั้ง 3 กลุ่มเท่ากับ 0.070

จากรูปเห็นได้ว่า ในปีที่ IMI เป็น positive และปีปกติ หรือ normal การกระจายตัวของปริมาณฝนทั้ง 2 กลุ่ม ไม่แตกต่างกันมากนัก แต่จะแตกต่างจากปีที่เป็น negative ที่มีค่าต่ำกว่ากลุ่มอื่นๆ มาก และจากการวิเคราะห์เพิ่มเติม เพื่อพิจารณาความแปรปรวนของปริมาณฝนจากทั้ง 3 กลุ่ม ว่ามีความแตกต่างกันหรือไม่ ด้วยสถิติ Kruskal-Wallis ซึ่งเป็นสถิติแบบนอนพารามตริก (non-parametric) พบว่าปริมาณฝนของทั้ง 3 กลุ่ม มีความแตกต่างกันอย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น 95% (p-value<0.05) ดังตารางที่ 3-3

รูปที่ 3-20 และรูปที่ 3-21 เป็นผลการวิเคราะห์ Boxplot จากการ composite ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ของทั้ง 3 กลุ่ม คือ กลุ่ม WNPMI ที่มีค่าเป็น positive, negative และปีปกติ หรือ normal โดยใช้ตัวชี้วัด WNPMI ในการแบ่งกลุ่มปรากฏการณ์ คือ

- ปีที่เกิด positive WNPMI ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า WNPMI ที่มากกว่า 1
- ปีที่เกิด negative WNPMI ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า WNPMI น้อยกว่า -1
- ปีปกติใช้ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า WNPMI ที่อยู่ในช่วง -0.5 ถึง 0.5

ซึ่งจากผลการวิเคราะห์ของ WNPMI ให้ผลเหมือนกับ IMI สำหรับการวิเคราะห์เพื่อพิจารณาความแปรปรวนของปริมาณฝนจากทั้ง 3 กลุ่มว่ามีความแตกต่างกันหรือไม่ ด้วยสถิติ Kruskal-Wallis พบว่าปริมาณฝนของทั้ง 3 กลุ่มมีความแตกต่างกันอย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น 95% (p-value<0.05) ดังตารางที่ 3-4

ตารางที่ 3-3 วิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนด้วย สถิติ Kruskal-Wallis จากกลุ่มปรากฏการณ์ 3 กลุ่ม คือ IMI กรณีที่เป็น Positive, Negative และปีปกติ

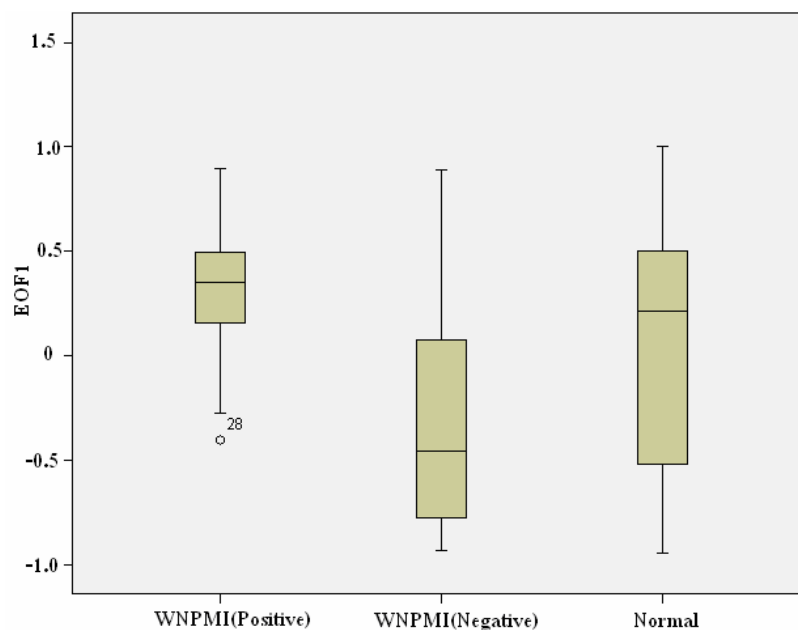
Group	N	Mean Rank	df	Chi-Square	Sig.
Positive IMI	86	106.06	2	30.423	0.000
Negative IMI	35	44.34			
Normal	69	108.28			

Kruskal-Wallis test: $H(2, N = 190) = 37.19014$ $p = .0000$

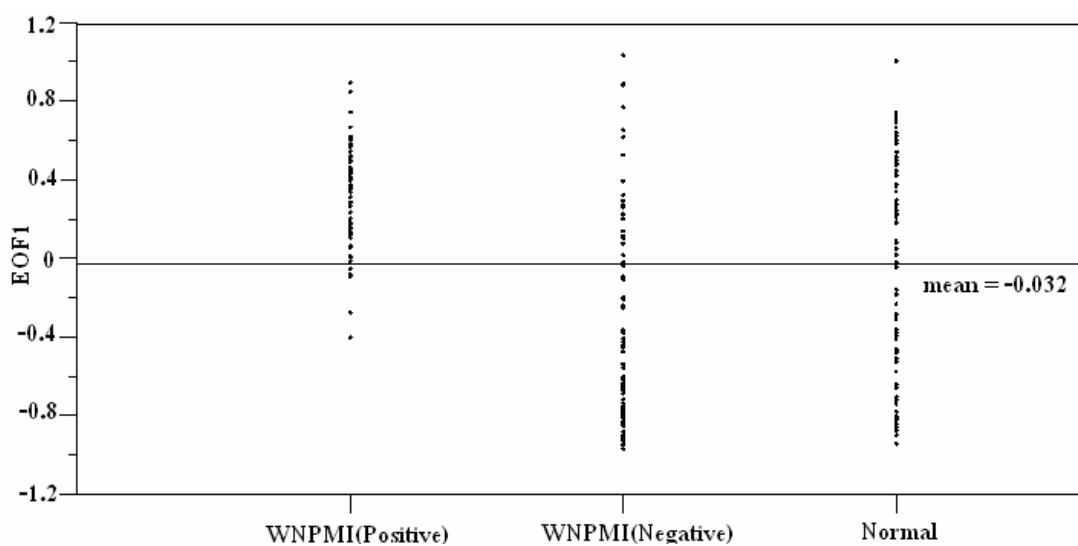
ตารางที่ 3-4 วิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนด้วย สถิติ Kruskal-Wallis จากกลุ่มปรากฏการณ์ 3 กลุ่ม คือ WNPMI กรณีที่เป็น Positive, Negative และปีที่เป็นปกติ

Group	N	Mean Rank	df	Chi-Square	Sig.
Positive WNPMI	61	155.51	2	50.353	0.000
Negative WNPMI	81	76.60			
Normal	86	121.10			

Kruskal-Wallis test: $H(2, N = 228) = 51.173$



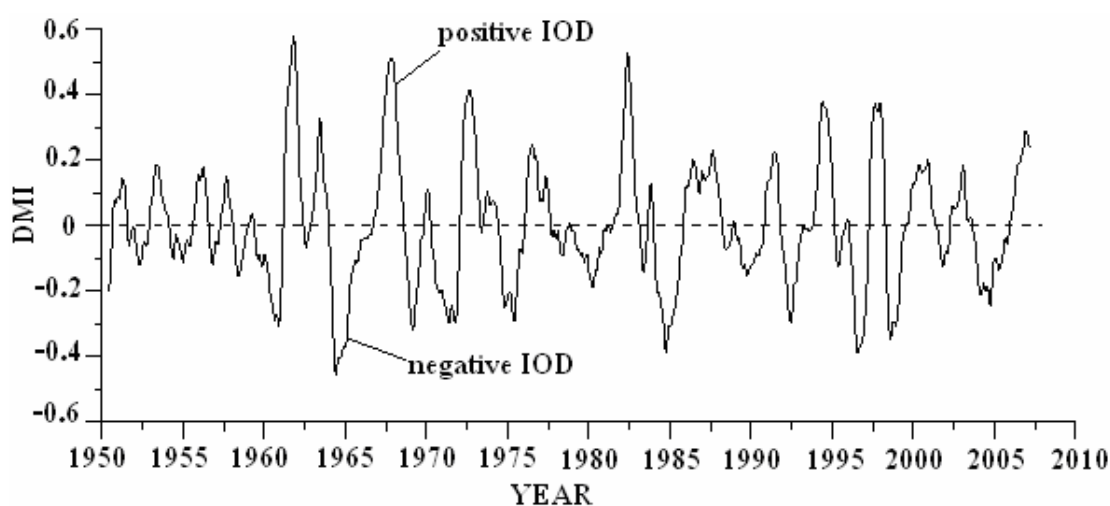
รูปที่ 3-20 Composite แบ่งกลุ่มปริมาณฝน ตามกลุ่มของ WNPMI กรณีที่เป็น positive, negative และปีปกติ



รูปที่ 3-21 การกระจายตัวของปริมาณฝน ตามกลุ่มของ WNPMI กรณีที่เป็น positive, negative และปีปกติ โดยค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนรวมทั้งหมดของทั้ง 3 กลุ่มเท่ากับ -0.032

3.3.4 วิเคราะห์ความสัมพันธ์หรือความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของปริมาณฝนของประเทศไทยกับ IOD

สำหรับการวิเคราะห์หาความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนที่โดดเด่นของปริมาณฝนในประเทศไทย (EOF โหมดที่ 1) กับ IOD โดย IOD เป็นปรากฏการณ์การสลับขั้วของมวลน้ำอุ่นและมวลน้ำเย็นในมหาสมุทรอินเดียบริเวณเส้นศูนย์สูตร ซึ่งเป็นความแปรปรวนผสมผสานระหว่างระบบภูมิอากาศ และมหาสมุทร ที่เกิดจากปฏิสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรอินเดียและชั้นบรรยากาศ (Saji *et al.*, 1999) ทั้งนี้ IOD มีความแปรปรวนที่โดดเด่นในคาบเวลาปีต่อปี (interannual) ดังแสดงในรูปที่ 3-22 โดยในช่วงที่เป็น positive น้ำทะเลทางฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรอินเดียแถบทวีปแอฟริกาจะอุ่นกว่าปกติ ส่งผลให้ลมมรสุมพัดไปทางทิศนั้นมากกว่า ในขณะที่ในช่วงที่เป็น negative มวลน้ำอุ่นจะมารวมกองทางฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรอินเดียแถบชายฝั่งประเทศอินโดนีเซีย และจะช่วยชักจูงให้ลมมรสุมมีทิศทางมาทางตะวันออกและเอเชียตะวันออกเฉียงใต้มากขึ้น ซึ่งส่งผลให้ระดับน้ำทะเลที่สูงทางฝั่งตะวันออกและต่ำในฝั่งตะวันตกด้วยเช่นกัน



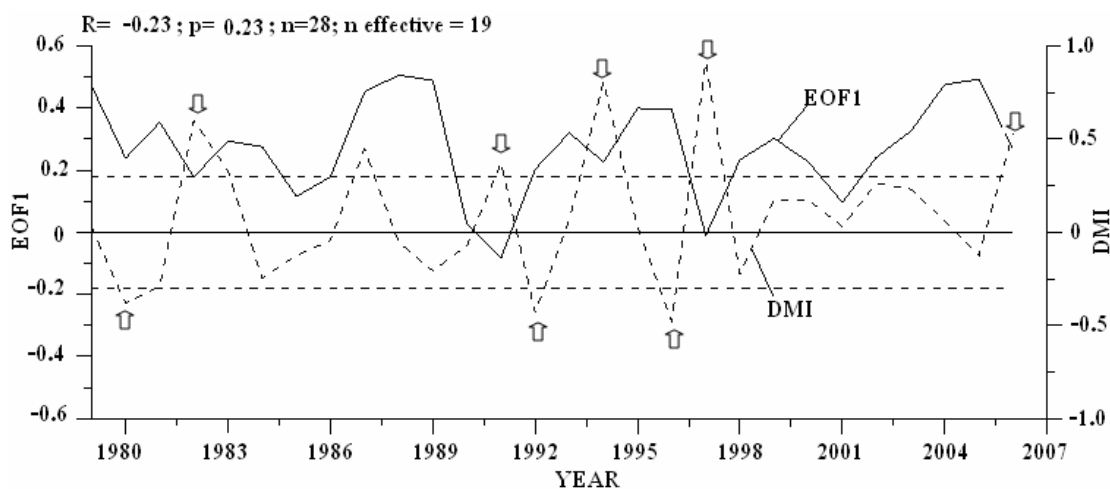
รูปที่ 3-22 ค่า Dipole Mode Index (DMI) ที่คำนวณจากค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่โดยใช้ 11 เดือนอนุกรมเวลา

สำหรับการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงเชิงเวลาในระยะสั้นของ IOD เป็นการใช้อ้างอิงในช่วงเดือนมิถุนายน - พฤศจิกายน เนื่องจากช่วงเวลาดังกล่าวเป็นช่วงที่ IOD มีการพัฒนาจนกลายเป็นสภาพเต็มขั้น จึงทำให้เห็นรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจน (Saji *et al.*, 1999) (รูปที่ 3-23) ผลการวิเคราะห์ พบว่า ความแปรปรวนโหมดโคตเค่นของฝนในประเทศไทย มีลักษณะแปรผกผันกับตัวชี้วัด DMI ($R = -0.23, p = 0.23, n = 28, n_{crit} = 19$) แต่ไม่นับสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่นที่ 95% แต่จากการสังเกตรูปที่ 3-23 พบว่าในปีที่เกิด IOD แบบ Positive ในมหาสมุทรอินเดีย เช่นปี ค.ศ. 1991, 1994, 1997 และ 2006 (ค่า DMI มีค่าสูง) ก่อนข้างสอดคล้องกับค่าอนุกรมเวลาของปริมาณฝนที่มีแนวโน้มมีค่าต่ำกว่าปกติ อาจแสดงถึงความเชื่อมโยงในระดับหนึ่งระหว่างความแปรปรวนของปริมาณฝนในประเทศไทย และ IOD โดยในช่วงที่เกิด IOD แบบ Positive ซึ่งลมมรสุมพัดไปทางฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรอินเดียแถบทวีปแอฟริกามากกว่าทางฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรอินเดีย แถบอินโดนีเซีย ส่งผลกระทบบำทำให้ประเทศไทยทั้งประเทศมีฝนน้อยกว่าปกติ แต่สำหรับในปีที่เกิด IOD แบบ Negative นั้น จากการวิเคราะห์พบว่าไม่มีความชัดเจนของความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับตัวชี้วัด

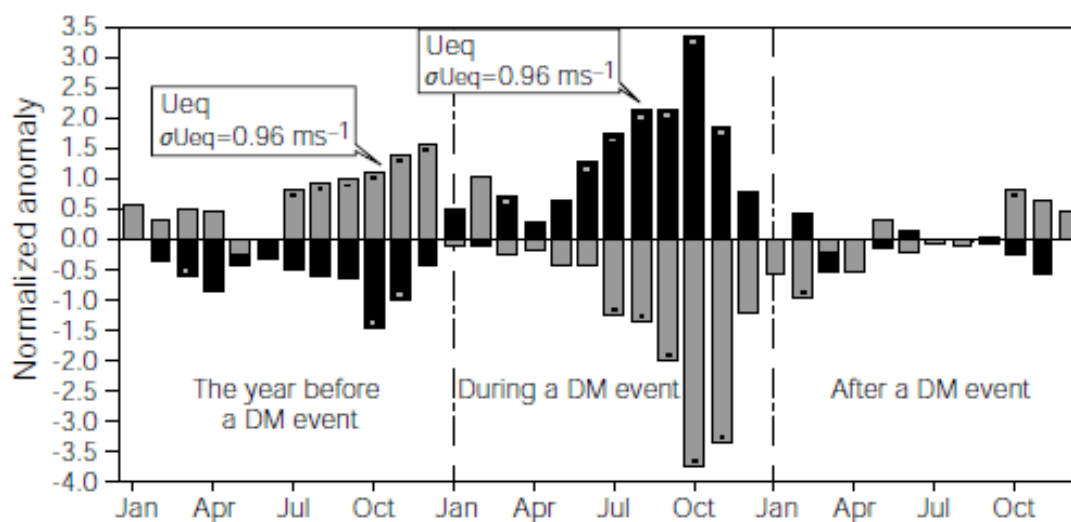
แต่อย่างไรก็ตามผลกระทบของปรากฏการณ์ IOD ยังขึ้นอยู่กับรูปแบบและความรุนแรงของปรากฏการณ์ ENSO ที่เกิดร่วมทางฝั่งมหาสมุทรแปซิฟิก จากการศึกษาของ รัชฉัตรภักธสถานพรกุล (2551) พบว่าเปอร์เซ็นต์การเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนรวมรายปีมีแนวโน้มลดลงในช่วงปี ค.ศ. 1976-2006 (พ.ศ. 2519-2549) ซึ่งเป็นไปตามอิทธิพลของปรากฏการณ์ El Niño ในมหาสมุทรแปซิฟิกของช่วงเวลาดังกล่าว ยกเว้นในกรณีเงื่อนไขของ Strong IOD เกิดร่วมกับ Weak El Niño ปริมาณฝนรวมรายปีมีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นในทุกภูมิภาคของไทยอย่างเห็นได้ชัด

สำหรับรูปที่ 3-25 และรูปที่ 3-26 แสดงผลการวิเคราะห์ Boxplot จากการ Composite ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ทั้ง 3 กลุ่ม คือกลุ่มปีที่เกิด Positive IOD ปีที่เกิด Negative IOD และปีปกติ หรือ Normal โดยใช้ตัวชี้วัด DMI ในการแบ่งกลุ่มปรากฏการณ์ คือ

- ปีที่เกิด Positive IOD ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า DMI ที่มากกว่า 0.3
- ปีที่เกิด Negative IOD ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า DMI น้อยกว่า -0.3
- ปีปกติใช้ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า DMI ที่อยู่ในช่วง -0.1 ถึง 0.1

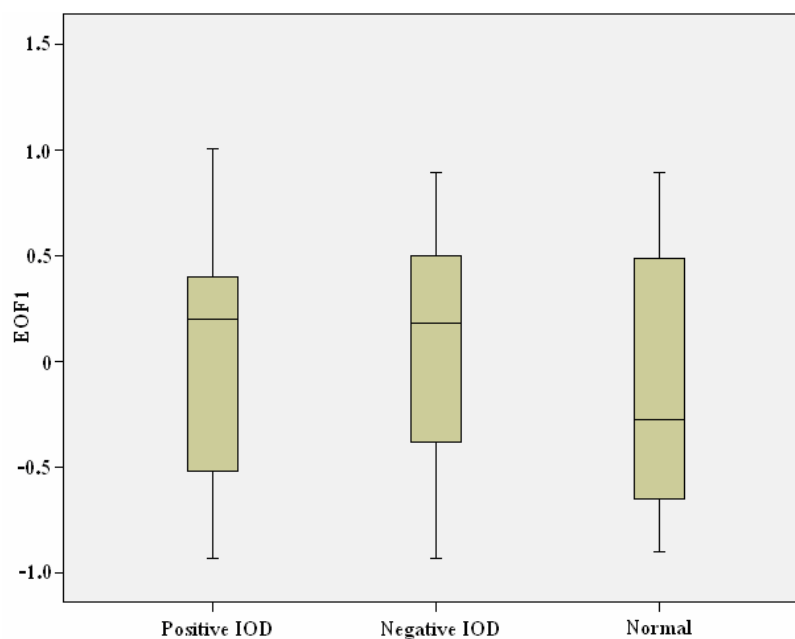


รูปที่ 3-23 ค่าอนุกรมเวลาของ EOF โหมดที่ 1 ของปริมาณฝนประเทศไทยกับค่า DMI (ค่าเฉลี่ยระหว่างมิถุนายน - พฤศจิกายน)

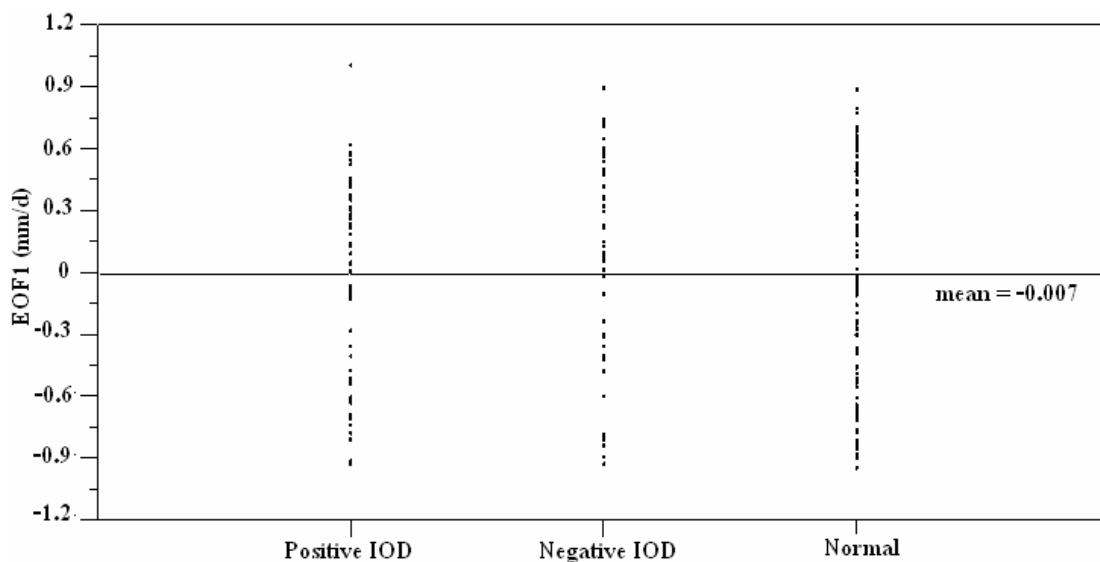


ที่มา : Saji *et al.* (1999)

รูปที่ 3-24 ความสัมพันธ์ของอนุกรมพิวน้ำทะเลทั้ง 2 ฝั่งของมหาสมุทรอินเดียที่แสดงวิวัฒนาการร่วมกัน (coevolution) ระหว่างความรุนแรงของ Dipole Mode (DMI; สีดำ) และความผิดปกติของกระแสลมบริเวณศูนย์สูตร (U_{eq} ; สีเทา) จากปีก่อนจะเกิด IOD - ปีที่เกิด IOD - ปีหลังจากเกิด IOD



รูปที่ 3-25 Composite แบ่งกลุ่มปริมาณฝน ตามกลุ่มปรากฏการณ์การเกิด คือ positive IOD, negative IOD และปีปกติ หรือ Normal



รูปที่ 3-26 การกระจายตัวของปริมาณฝน ตามกลุ่มปรากฏการณ์การเกิด คือ positive IOD, negative IOD และปีปกติ หรือ Normal โดยค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนรวมทั้งหมดเท่ากับ -0.007

จากรูปเห็นได้ว่าในปีที่เกิดปรากฏการณ์ IOD ไม่ว่าจะ เป็นกรณี positive หรือ negative หรือปีปกติ ค่าเฉลี่ยและการกระจายตัวของปริมาณฝนของประเทศไทยมีค่าไม่ต่างกันมาก และจากการวิเคราะห์เพื่อพิจารณาความแปรปรวนของปริมาณฝนจากทั้ง 3 กลุ่มว่ามีความแตกต่างกันหรือไม่ ด้วยสถิติ Kruskal-Wallis จากการวิเคราะห์พบว่าปริมาณฝนของทั้ง 3 กลุ่มไม่มีความแตกต่างกันทางสถิติ ($p\text{-value}=0.534>0.05$) ดังตารางที่ 3-5

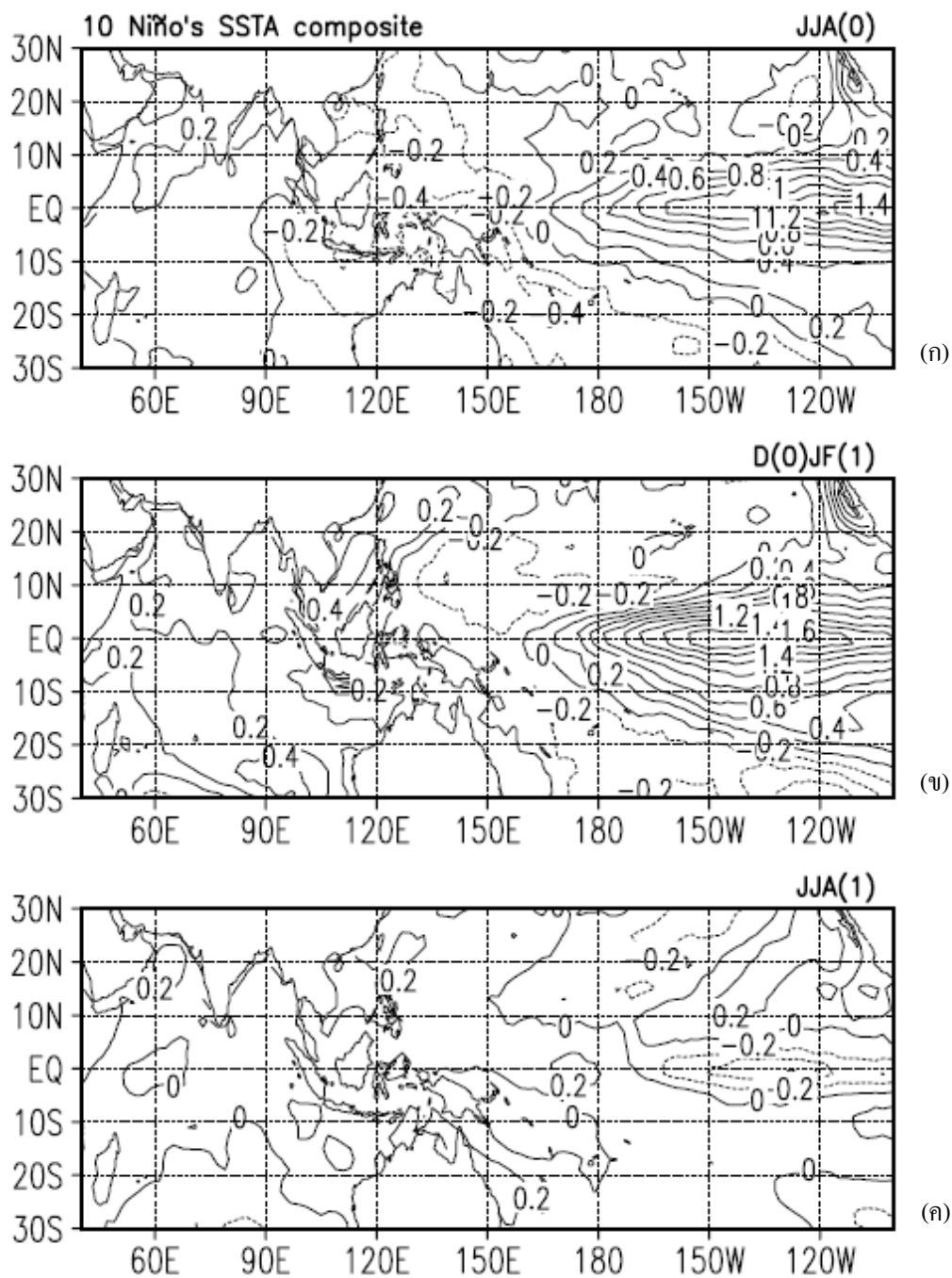
ตารางที่ 3-5 วิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนด้วย สถิติ Kruskal-Wallis จากกลุ่มปรากฏการณ์ 3 กลุ่ม คือ Positive IOD, Negative IOD และปีปกติ หรือ Normal

Group	N	Mean Rank	df	Chi-Square	Sig
Positive IOD	57	97.65	2	1.253	0.534
Negative IOD	48	113.89			
Normal	101	101.87			

Kruskal-Wallis test: $H(2, N = 206) = 2.082$

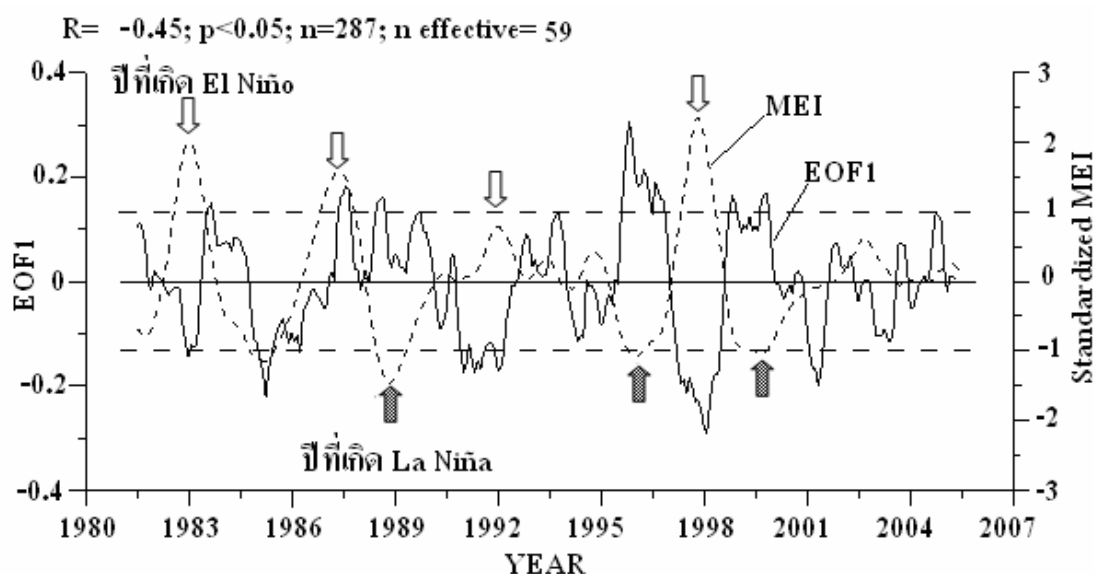
3.3.5 วิเคราะห์ความสัมพันธ์หรือความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของปริมาณฝนของประเทศไทยกับ ENSO

สำหรับการวิเคราะห์หาความสัมพันธ์หรือการเชื่อมโยงของปริมาณฝนของไทย กับความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่เกิดจาก ENSO ซึ่งมีคาบความแปรปรวนที่มีความโดดเด่นทั้งในระยะสั้นและระยะยาว โดย ENSO เป็นความแปรปรวนของภูมิอากาศระดับโลกที่ส่งผลกระทบต่อมรสุมฤดูร้อนแถบเอเชียรวมทั้งประเทศไทยด้วย โดยเฉพาะผลกระทบต่อปริมาณฝนซึ่งถือเป็นปัจจัยสำคัญในแถบภูมิภาคนี้ สอดคล้องกับการศึกษาของ Wang *et al.* (2003) ที่ศึกษาความสัมพันธ์ของความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในปีที่เกิด El Niño โดยการ Composite อุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยรายเดือน ซึ่งเลือกปีที่เกิด El Niño รุนแรงจำนวน 10 ปี คือ ค.ศ. 1951, 1957, 1963, 1965, 1972, 1976, 1982, 1991, 1994 และ 1997 (รูปที่ 3-27) แสดงให้เห็นว่าในปีที่เกิด El Niño นั้น อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกจะมีความผิดปกติ ซึ่งส่งผลกระทบต่อสภาพภูมิอากาศในหลายๆ ด้าน โดยเฉพาะผลกระทบต่อปริมาณฝนที่มีต่อประเทศไทย



ที่มา : Wang *et al.* 2003

รูปที่ 3-27 Composite อุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยรายเดือน โดยเลือกปีที่เกิด El Niño รุนแรงจำนวน 10 ปี (ก) มิถุนายน-สิงหาคม (JJA(0)); (ข) ธันวาคม-กุมภาพันธ์ (D(0)/JF(1)) และ (ค) มิถุนายน-สิงหาคม (JJA(1)) โดยที่ 0 หมายถึง ปีที่เริ่มมีการพัฒนาการเกิด El Niño และ 1 หมายถึงปีที่ El Niño เริ่มสลายตัวลง



รูปที่ 3-28 Residual ของ EOF โหมดที่ 1 ของปริมาณฝนประเทศไทยกับค่า Standardized MEI

สำหรับผลการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณฝนของ GPCP โดยการวิเคราะห์หาค่าประกอบหลัก พบว่าการเปลี่ยนแปลงในเชิงเวลาของ EOF โหมดที่ 1 ดังรูปที่ 3-28 ซึ่งเป็นการวิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนในระยะสั้น (interannual) ที่คำนวณจากค่า Residual ของ EOF โหมดที่ 1 โดยที่ค่า Residual เป็นค่าที่ได้จากการดึงเอาความแปรปรวนในระยะยาว (decadal) ออกจากอนุกรมเวลาของข้อมูลเดิมแล้ว (ความแปรปรวนในระยะยาวคำนวณจากค่าเฉลี่ยเคลื่อนที่ 60 เดือน อนุกรมเวลา) ซึ่งทำให้สามารถเห็นความแปรปรวนของปริมาณฝนในระยะสั้นได้อย่างชัดเจน ดังสมการ 3-3

$$\text{Interannual (residual)} = \text{Total} - \text{Decadal (60-term smoothed)} \quad (3-3)$$

โดยที่ Total คือ ค่าความแปรปรวนของฝนทั้งหมด
 Interannual (residual) คือ ค่าความแปรปรวนของในระยะสั้น
 Decadal คือ ค่าความแปรปรวนของฝนในระยะยาว

จากผลการวิเคราะห์พบความโดดเด่นของปริมาณฝนของไทยที่มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงในเชิงเวลาที่ค่อนข้างซับซ้อน โดยการเปลี่ยนแปลงของฝนให้ทั้งค่าบวกและค่าลบ ไปสอดคล้องกับค่า MEI (ค่า MEI ที่เป็นบวกหมายถึง โอกาสเกิด El Niño ส่วนค่า MEI เป็นลบ

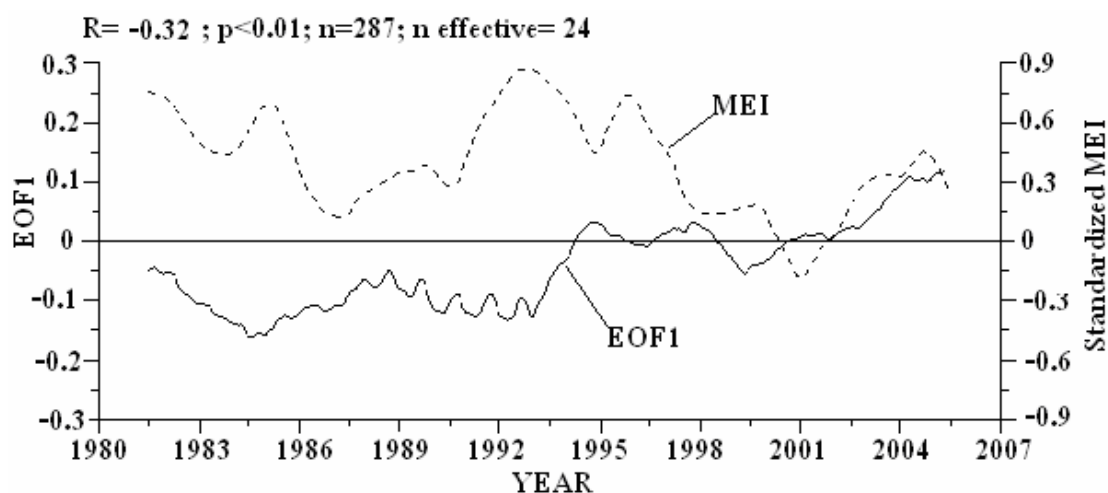
หมายถึง โอกาสเกิด La Niña) และเมื่อพิจารณาค่า R ระหว่าง EOF โหมดที่ 1 กับค่า MEI เห็นได้ว่า ให้ค่า R มีค่าเท่ากับ -0.45 (p-value < 0.05, n=287 และ n effective =59 ; n effective หรือ effective number of independent observations) นั่นคือ ปริมาณฝนของไทยแปรผกผันกับค่า MEI และมีความสัมพันธ์กันอย่างมีนัยสำคัญ

ซึ่งเห็นได้ว่าในปีที่เกิด El Niño รุนแรง เช่น ค.ศ. 1983, 1987, 1992 และ 1998 (รูปที่ 3-28) ค่า MEI มีค่าสูง แต่ปริมาณฝนของประเทศไทยมีค่าน้อยกว่าปกติ สอดคล้องกับช่วงที่เกิด El Niño ที่ส่งผลให้บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตกแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และออสเตรเลียแห้งแล้งกว่าปกติ ส่วนกรณีที่เกิด La Niña ผลกระทบที่ได้รับจะตรงข้ามกับเมื่อเกิด El Niño คือทางบริเวณด้านทิศตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก แถบออสเตรเลีย อินโดนีเซีย มีความชุ่มชื้นมากกว่าปกติ เนื่องจากปรากฏการณ์ El Niño และ La Niña มีความเชื่อมโยงกันระหว่างมหาสมุทรและบรรยากาศ ขณะที่เกิดการเปลี่ยนจากปรากฏการณ์ El Niño ไปเป็น La Niña จะถูกควบคุมโดยการหน่วงของการเคลื่อนตัวลงต่ำลงของความลึกของระดับชั้น Thermocline (Kessler, 2002; McPhaden, 2004) โดยกระบวนการน้ำผุด (upwelling) เป็นกระบวนการในมหาสมุทรที่เชื่อมโยงกลไกของพลวัตการเกิด thermocline (thermocline dynamic) ที่สัมพันธ์กับอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ความแรงของปรากฏการณ์น้ำผุดที่เกิดขึ้นบริเวณตอนกลางและทางฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกเป็นกระบวนการสำคัญที่เกิดวัฏจักรของ ENSO

ทั้งนี้เมื่อพิจารณาจากปีที่เกิด La Niña รุนแรง เช่น ค.ศ. 1989, 1996 และ 1999 (รูปที่ 3-28) ค่า MEI มีค่าต่ำ แต่ปริมาณฝนที่ประเทศไทยได้รับมีค่าสูง ซึ่งสอดคล้องกันเช่นกัน นั่นแสดงว่าประเทศไทยจะได้รับฝนน้อยกว่าปกติในช่วงที่เกิด El Niño และได้รับฝนมากกว่าปกติในช่วงที่เกิด La Niña ซึ่งไปสอดคล้องกับผลการศึกษาของ Limsakul *et al.* (2007) ที่รายงานไว้ว่าปริมาณฝนรวมรายปีของประเทศไทยมีค่าสูงและต่ำกว่าปกติในปีที่เกิด La Niña และ El Niño ตามลำดับ และจากความสัมพันธ์ดังกล่าว อาจสันนิษฐานได้ว่าผลกระทบของปรากฏการณ์ ENSO ต่อการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนในประเทศไทยน่าจะเกิดจากการเปลี่ยนแปลงของระบบหมุนเวียนอากาศแบบวอล์กเกอร์ (Walker Circulation) ในบริเวณเส้นศูนย์สูตรทางมหาสมุทรแปซิฟิก

สำหรับรูปที่ 3-29 แสดงการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวของปริมาณฝนของประเทศไทย คือ ระหว่าง EOF โหมดที่ 1 กับค่า MEI ที่คำนวณจากค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่โดยใช้ 60 เดือนอนุกรมเวลา ได้ค่า R เท่ากับ -0.32 (p-value < 0.01, n=287 และ n effective = 24) นั่นคือปริมาณฝนของไทยแปรผกผันและมีความสัมพันธ์กันอย่างมีนัยสำคัญกับค่า MEI โดยจากรูปเห็นได้ว่าปริมาณฝนของ

ไทยมีค่าต่ำกว่าปกติในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 1980–1997 (พ.ศ. 2523-2540) ซึ่งสอดคล้องกับแนวโน้มความผิดปกติของ ENSO ในคาบเวลาที่ยาวกว่า 10 ปี (Singhrratna *et al.*, 2005) ของช่วงเวลาเดียวกัน



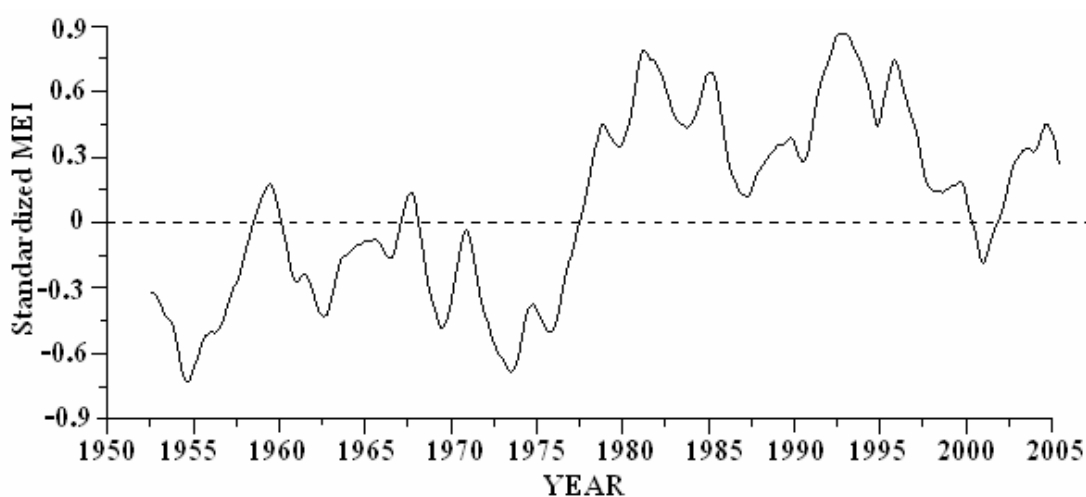
รูปที่ 3-29 EOF โหมดที่ 1 ของปริมาณฝนประเทศไทยกับค่า Standardized MEI (เฉลี่ยแบบเคลื่อนที่โดยใช้ 60 เดือนอนุกรมเวลา)

โดยพิจารณาได้จากรูปที่ 3-30 ประกอบ นั่นคือ ความถี่ของการเกิดปรากฏการณ์ El Niño เพิ่มขึ้นหลังจากปี ค.ศ. 1976 (พ.ศ. 2519) เป็นต้นมา จนกระทั่งถึงประมาณปี ค.ศ. 1997 (พ.ศ. 2520) ซึ่งความผันผวนนี้ได้เบี่ยงเบนไป โดยปรากฏการณ์ El Niño เกิดบ่อยครั้งมากขึ้น จนผิดปกติและมีแอมพลิจูด (amplitude) สูงขึ้น ผนวกกับช่วงเวลาดังกล่าวปรากฏการณ์ La Niña เกิดขึ้นน้อยครั้งกว่าแต่ก่อนมากหรือแทบจะไม่เกิดเลยเมื่อเทียบกับปรากฏการณ์ El Niño โดยการเปลี่ยนแปลงของปรากฏการณ์ ENSO ในช่วงปี ค.ศ. 1976-77 (พ.ศ. 2519-2520) เรียกว่าการเกิด Climatic Regime Shift (Trenberth, 1990; Graham, 1994; Hurrell, 1996; Zhang *et al.*, 1997) ซึ่งเป็นปรากฏการณ์ที่สอดคล้องกับการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวของฝนในประเทศไทยทั้งประเทศที่มีค่าต่ำกว่าปกติในช่วงปี ค.ศ. 1980–1997 (พ.ศ. 2523-2540) นั่นเอง

นอกจากนี้ลักษณะของการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวของ ENSO ยังมีลักษณะการเปลี่ยนแปลงที่คล้ายกับกับวัฏจักรธรรมชาติของโลกที่เรียกว่า Pacific Decadal Oscillation (PDO)⁵

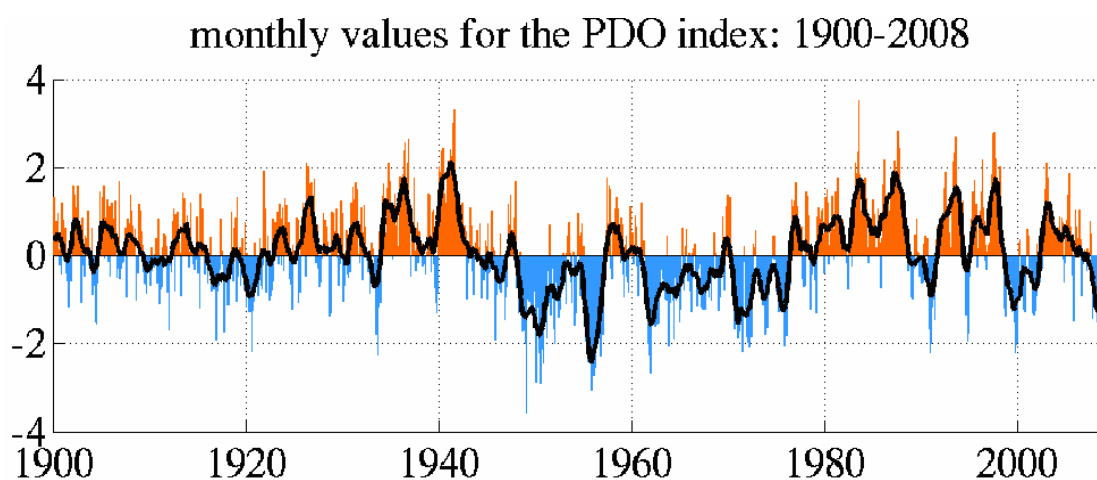
⁵ ปรากฏการณ์ธรรมชาติขนาดใหญ่ที่เกิดจากอุณหภูมิผิวน้ำทะเลทางฝั่งตะวันออก และฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกข้างหนึ่ง จะอุ่นกว่าปกติ และอีกข้างจะเย็นกว่าปกติ ซึ่งการสลับข้างของ PDO มีผลกระทบต่อภูมิอากาศของโลกมาก ถ้าฝั่งตะวันออกอุ่น ฝั่งตะวันตกเย็น มหาสมุทรแปซิฟิก โดยเฉลี่ยจะเย็น และไม่เพียงเท่านั้น ผลของมหาสมุทรแปซิฟิกยังทำให้เอเชียตะวันออกและ

ดังแสดงในรูปที่ 3-31 ที่แสดงค่าเฉลี่ยรายเดือนของตัวชี้วัด PDO ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1900-2008 (พ.ศ. 2443-2551) เห็นได้ว่าค่า PDO มีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่สอดคล้องกับค่า MEI ของรูปที่ 3-30 คือ ในช่วงประมาณปี ค.ศ. 1950-1980 (พ.ศ. 2493-2523) ทั้งค่าของ MEI และ PDO มีค่าจะอยู่ในช่วงของ Negative แต่หลังจากปี ค.ศ. 1980 เป็นต้นมา ทั้งค่าของ MEI และ PDO จะมีค่าอยู่ในช่วงของ Positive เช่นเดียวกัน ซึ่งให้เห็นว่าตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัวมีลักษณะที่คล้ายกัน กล่าวอีกอย่างคือ PDO มีลักษณะคล้ายกับปรากฏการณ์ ENSO โดยที่ PDO จะเป็นการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิส่วนที่เป็น Background ของมหาสมุทรแปซิฟิกและปรากฏเป็นระยะยาวนานประมาณ 25-30 ปี จึงจะเกิดการสลับข้างระหว่างซีกตะวันออกกับตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก แต่สำหรับ ENSO นั้นเป็นปรากฏการณ์ที่เกิดกับกระแสน้ำแถบศูนย์สูตรของมหาสมุทรแปซิฟิก และมีช่วงการเกิดปรากฏการณ์สั้นกว่า PDO จึงอาจเป็นไปได้ว่า การที่ปริมาณฝนของไทยเพิ่มขึ้นหลังจากปี 1999 อาจไม่ได้เกิดจากปรากฏการณ์ La Niña เพียงอย่างเดียว แต่อาจเกิดจากการเปลี่ยนแปลงวัฏจักรของ PDO ร่วมด้วย โดยทั้ง El Niño และ La Niña เป็นปรากฏการณ์ที่เกิดทับซ้อนร่วมกับ PDO ได้ และการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิที่เกิดจาก El Niño และ La Niña จะเป็นการเสริมแรงหรือหักล้างกับอุณหภูมิ Background ที่ขึ้นกับ PDO



รูปที่ 3-30 ค่า Standardized MEI ที่คำนวณจากค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่โดยใช้ 60 เดือนอนุกรมเวลา

ซีกตะวันตกของทวีปอเมริกาเหนือจะเย็นกว่าปกติด้วย เรียกว่า negative phase ในทางกลับกัน ถ้าฝั่งตะวันออกเย็นและฝั่งตะวันตกอุ่น มหาสมุทรแปซิฟิกโดยเฉลี่ยจะอุ่นกว่าปกติ รวมทั้งพื้นทวีปทั้งสองฝั่งก็จะอุ่นกว่าปกติด้วยเรียกว่า positive phase



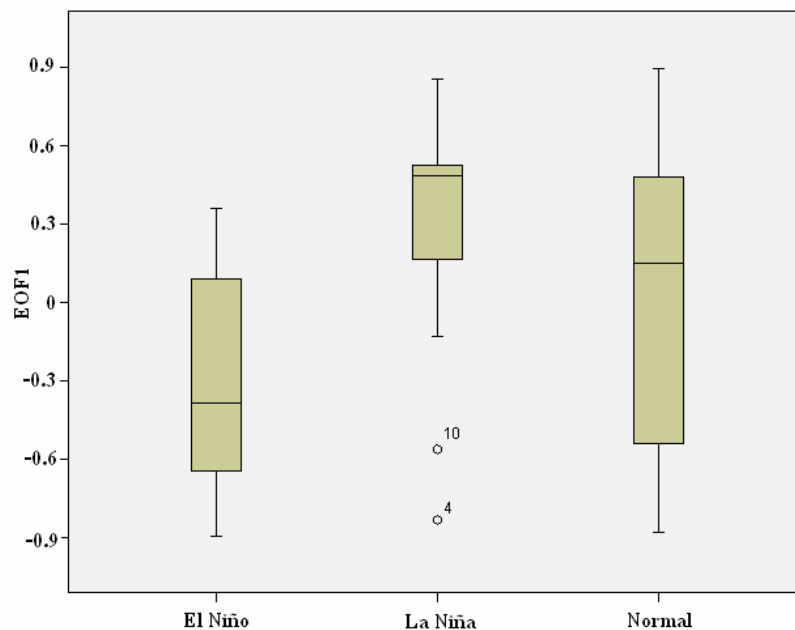
ที่มา : <http://jisao.washington.edu/pdo/> (26/07/09)

รูปที่ 3-31 ค่าเฉลี่ยรายเดือนของตัวชี้วัด PDO ตั้งแต่ปี 1900-2008

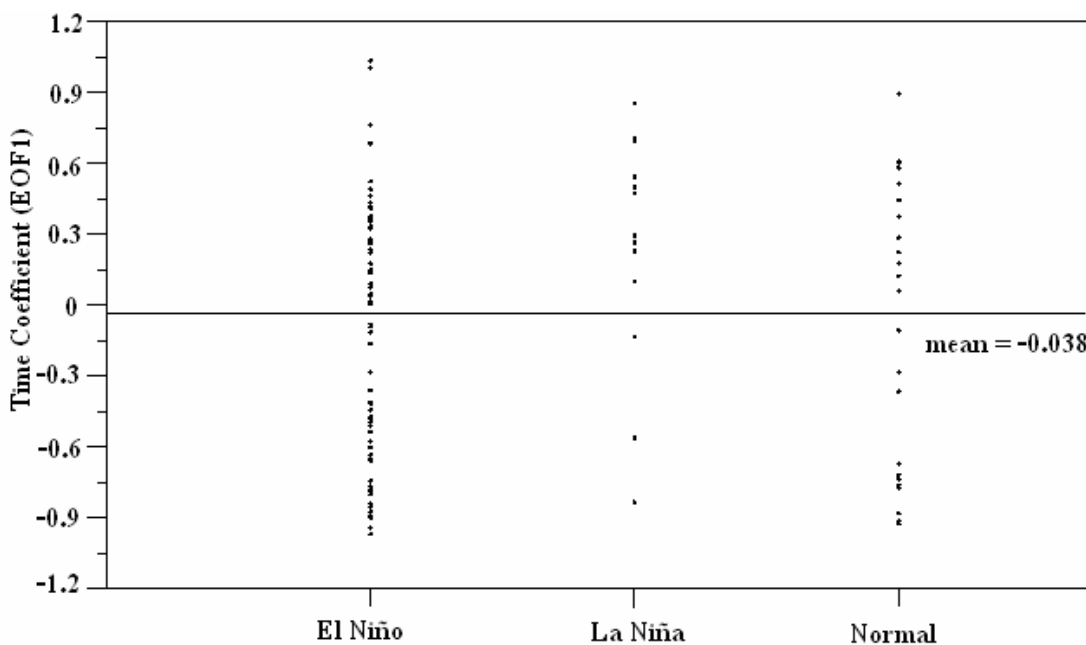
สำหรับรูปที่ 3-32 และรูปที่ 3-33 เป็นผลการวิเคราะห์ Boxplot จากการ Composite ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ของทั้ง 3 กลุ่ม คือกลุ่มที่เกิด El Niño, La Niña และปีที่เป็นปกติ หรือ Normal โดยใช้ตัวชี้วัด MEI ในการแบ่งกลุ่มปรากฏการณ์ คือ

- ปีที่เกิด El Niño ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า MEI ที่มากกว่า 1
- ปีที่เกิด La Niña ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า MEI น้อยกว่า -1
- ปีปกติใช้ใช้เกณฑ์ค่า S.D. ของค่า MEI ที่อยู่ในช่วง -0.5 ถึง 0.5

เห็นได้ว่าในแต่ละกลุ่มของปรากฏการณ์สามารถแบ่งกลุ่มตามความแตกต่างของ ปริมาณฝนออกได้อย่างชัดเจน คือในปีที่เกิดปรากฏการณ์ El Niño ปริมาณฝนน้อยกว่ากลุ่มอื่นๆ ส่วนในปีที่เกิดปรากฏการณ์ La Niña ปริมาณฝนก็จะมากกว่ากลุ่มอื่นๆเช่นกัน และจากการวิเคราะห์ เพิ่มเติมเพื่อพิจารณาความแปรปรวนของปริมาณฝนจากทั้ง 3 กลุ่ม ว่ามีความแตกต่างกันหรือไม่ ด้วยสถิติ Kruskal-Wallis พบว่าปริมาณฝนของทั้ง 3 กลุ่ม มีความแตกต่างกันอย่างมีนัยสำคัญที่ ระดับความเชื่อมั่น 95% ($p\text{-value} < 0.05$) ดังตารางที่ 3-6



รูปที่ 3-32 Composite แบ่งกลุ่มปริมาณฝน ตามกลุ่มปรากฏการณ์การเกิด คือ El Niño, La Niña และปีปกติ หรือ Normal



รูปที่ 3-33 การกระจายตัวของปริมาณฝน ตามกลุ่มปรากฏการณ์การเกิด คือ El Niño, La Niña และปีปกติ หรือ Normal

ตารางที่ 3-6 วิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนด้วย สถิติ Kruskal-Wallis จากกลุ่ม
ปรากฏการณ์ 3 กลุ่ม คือ กลุ่มที่เกิด El Niño, La Niña และปีที่เป็นปกติ

Group	N	Mean Rank	df	Chi-Square	Sig
El Niño	69	50.57	2	7.467	0.024
La Niña	16	75.25			
Normal	23	51.87			

Kruskal-Wallis test: $H(2, N = 108) = 8.274$

บทที่ 4

สรุปผลการศึกษาและข้อเสนอแนะ

4.1 การตรวจสอบและควบคุมคุณภาพข้อมูล

การควบคุมคุณภาพข้อมูล นับเป็นกระบวนการที่สำคัญในการตรวจสอบและปรับแก้ ความถูกต้องและข้อมูลผิดพลาดของฐานข้อมูลภูมิอากาศขนาดใหญ่ ซึ่งเป็นกระบวนการที่จำเป็น ก่อนทำการวิเคราะห์ทางสถิติ เพื่อให้เกิดความมั่นใจถึงผลการวิเคราะห์และลดความผิดพลาดที่ เกิดขึ้นจากฐานข้อมูลที่นำมาใช้ ถึงแม้ว่า ข้อมูลปริมาณฝนที่ใช้ในการศึกษารั้งนี้ ได้ผ่านการ ตรวจสอบและควบคุมคุณภาพข้อมูล มาระดับหนึ่งแล้วในกระบวนการรวบรวม จัดทำข้อมูล กริตรายเดือนจากข้อมูลหลายแหล่งที่ถูกตรวจวัดทั้งจากสถานีผิวพื้นและข้อมูลดาวเทียม โดย Global Precipitation Climatology Project เพื่อเพิ่มความมั่นใจถึงคุณภาพของข้อมูลกริดที่ ครอบคลุมเฉพาะประเทศไทยซึ่งเป็นพื้นที่ขนาดเล็กเมื่อเปรียบเทียบกับฐานข้อมูลขนาดใหญ่ที่ ครอบคลุมทุกพื้นที่ของโลก ได้นำเทคนิคการตรวจสอบและควบคุมคุณภาพสำหรับข้อมูลรายเดือน ซึ่งเป็นวิธีมาตรฐานที่ใช้กันอย่างแพร่หลาย มาประยุกต์ใช้ โดยประกอบด้วย การตรวจสอบค่า ผิดปกติของข้อมูลในเชิงพื้นที่ ด้วยเทคนิคการเปรียบเทียบลักษณะการกระจายตัวของข้อมูล ด้วย สถิติเชิงพรรณนาและวิธี Box plot และการตรวจสอบค่าผิดปกติของข้อมูลในเชิงเวลา ด้วยเทคนิคค่า พิสัยระหว่างควอไทล์ ผลการตรวจสอบคุณภาพข้อมูล ไม่พบค่าผิดปกติอย่างมีนัยสำคัญของข้อมูล ทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา ซึ่งได้ยืนยันถึงคุณภาพของข้อมูลในโดเมนของประเทศไทยที่นำมาใช้ ใน การศึกษารั้งนี้ โดยวิธีการควบคุมคุณภาพข้อมูลทางสถิตินี้ นับว่ามีประโยชน์และสามารถนำไป ประยุกต์ใช้กับการวิเคราะห์ฐานข้อมูลภูมิอากาศอื่น ๆ ทั้งในประเทศไทยและระดับภูมิภาค ซึ่ง กระบวนการตรวจสอบคุณภาพข้อมูลที่เป็นวิธีมาตรฐาน ยังเป็นประเด็นที่หน่วยงานที่รับผิดชอบ การจัดทำฐานข้อมูลเพื่อการศึกษาวิจัยด้านแนวโน้มความแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงสภาพ ภูมิอากาศ ให้ความสำคัญและกำหนดให้ดำเนินการ เพื่อสามารถเปรียบเทียบผลการศึกษาได้อย่าง มั่นใจ ตลอดจนสามารถอธิบายกลไกการเปลี่ยนแปลงและความเชื่อมโยงได้ชัดเจนมากขึ้นและเป็น ที่ยอมรับในระดับสากล

4.2 วิธีการทางสถิติที่ใช้ในการศึกษา

การศึกษารั้งนี้ ได้นำสถิติเชิงพหุหลายเทคนิคมาวิเคราะห์ความแปรปรวนที่ซับซ้อน ในเชิงพื้นที่และเวลาของข้อมูลปริมาณฝนในประเทศไทย ซึ่งสถิติที่นำมาประยุกต์ใช้ประกอบด้วย

การวิเคราะห์ทั้ง Time domain และ Frequency domain โดยสถิติสำคัญที่ช่วยจัดการเพื่อลดปริมาณข้อมูลขนาดใหญ่ให้เหลือเพียงแค่ชุดข้อมูลขนาดเล็กแต่สามารถอธิบายความแปรปรวนหลักของข้อมูลได้ง่ายและชัดเจนขึ้น คือ เทคนิค Empirical Orthogonal Functions (EOFs) ซึ่งเป็นเทคนิคที่ใช้กันอย่างแพร่หลายในการวิเคราะห์ข้อมูลภูมิอากาศและข้อมูลสมุทรศาสตร์ทางกายภาพ เทคนิค EOFs อาศัยหลักการของแต่ละโหมดใหม่ที่ถูกดึงออกมาจากฐานข้อมูลเดิม มีลักษณะที่อิสระต่อกัน หรือมีลักษณะเป็น Orthogonality ทั้งนี้ ข้อมูลถูกจัดเรียงในรูปของเมตริกซ์ขนาด $n \times p$ ซึ่งเป็นโดเมนของข้อมูลที่พิจารณาในการวิเคราะห์ ซึ่งโดเมนของการศึกษาครั้งนี้ คือ เวลาและพื้นที่ ค่า Eigenvector ที่บ่งบอกถึงโครงสร้างเชิงพื้นที่ของแต่ละโหมด และ Time coefficient หรือความแปรปรวนในเชิงเวลาของแต่ละโหมด สามารถนำมาแปลผลในแง่กลไกและลักษณะทางกายภาพของเหตุการณ์และปรากฏการณ์ที่สนใจได้ เนื่องจาก EOFs เป็นเพียงเทคนิคทางสถิติเท่านั้น ดังนั้นการแปลผลทางกายภาพได้ชัดเจนมากน้อยเพียงใด ขึ้นอยู่กับความรู้พื้นฐานของเหตุการณ์นั้น ๆ ของผู้วิเคราะห์ด้วย เทคนิค EOFs จัดเป็นเทคนิคทางสถิติพื้นฐานในการวิเคราะห์ข้อมูลภูมิอากาศขนาดใหญ่ โดยเฉพาะอย่างยิ่ง การศึกษาความสัมพันธ์และเชื่อมโยงของความแปรปรวนของตัวแปรทางภูมิอากาศและความผันแปรของภูมิอากาศที่สำคัญในรูปของ Teleconnection รวมทั้งการศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ ซึ่งนับเป็นกลไกการเชื่อมโยงที่มีความซับซ้อนและเป็นระบบที่มีการเปลี่ยนแปลงและตอบสนองในรูป Non-linear นอกจากเทคนิค EOFs แล้ว Variance analysis, Moving average, Spectrum analysis และ Composite analysis ยังถูกนำมาใช้วิเคราะห์ดัชนีของภูมิอากาศ (Summer monsoon, IOD และ MEI) และ Time Coefficient โหมดที่หนึ่งของข้อมูลฝนแบบกริดในประเทศไทย โดยเทคนิคเหล่านี้ จะช่วยแยกและดึงความแปรปรวนและแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในแต่ละคาบเวลาได้ชัดเจนขึ้น อีกทั้งยังมีข้อเด่นที่เหมาะสมในการวิเคราะห์สัดส่วนความแปรปรวนของแต่ละคาบเวลา เหตุการณ์ที่เกิดขึ้นซ้ำ รวมทั้ง การจัดกลุ่มเหตุการณ์ Climate Regime เพื่อใช้เปรียบเทียบการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรภูมิอากาศภายใต้ Climate Regime นั้น นอกจากนี้ เทคนิคทางสถิติอื่น ๆ เช่น Correlation Function, Double Correlation Method (DCM), Probability Density Function (PDF) ยังนำมาใช้ในช่วงตอนกระบวนการวิเคราะห์ข้อมูลตั้งแต่การตรวจสอบและควบคุมคุณภาพข้อมูล การจัดแยกกลุ่มข้อมูลและการวิเคราะห์การแจกแจงของข้อมูล

เทคนิคทางสถิติที่นำมาใช้ในการศึกษานี้ นับว่ามีความจำเป็นอย่างยิ่งต่อการวิเคราะห์ฐานข้อมูลภูมิอากาศขนาดใหญ่ เพื่ออธิบายกลไกและกระบวนการเชื่อมโยงทางกายภาพของระบบภูมิอากาศในระดับท้องถิ่นและภูมิภาค ซึ่งมักมีความสัมพันธ์ที่สลับซับซ้อน โดยเทคนิคดังกล่าว จะช่วยดึงและคัดแยกความแปรปรวนและรูปแบบที่โดดเด่น ที่ปกติฝังตัวอยู่กับ Noise หรือ High-

Frequency ได้ดี เทคนิคเหล่านี้ จะเป็นประโยชน์และนำไปประยุกต์ใช้ในการวิเคราะห์ฐานข้อมูล ภูมิอากาศอื่น ๆ ในแง่การศึกษาความแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในประเทศไทยต่อไป อีกทั้ง ยังเป็นวิธีมาตรฐานในการเตรียมข้อมูลเพื่อเปรียบเทียบและปรับแก้ผลคาดการณ์ ในอนาคตด้วยแบบจำลองทางภูมิอากาศ

4.3 ผลการศึกษา

ผลการศึกษา พบว่า สามารถแบ่งพื้นที่ตามลักษณะการกระจายตัวของปริมาณฝนในประเทศไทยออกเป็น 2 กลุ่ม คือ กลุ่มพื้นที่โดยรวมของประเทศ ยกเว้นภาคใต้ และกลุ่มทางภาคใต้ โดยภาคใต้เป็นภาคที่ได้รับปริมาณฝนมากกว่าภาคอื่นๆ โดยเฉพาะในช่วงเดือนมิถุนายน- กันยายน เนื่องจากเป็นช่วงที่มรสุมฤดูร้อนมีอิทธิพลต่อประเทศไทย

การวิเคราะห์ปริมาณฝนที่มีความสัมพันธ์เชื่อมโยงกับมรสุมฤดูร้อน ที่มีคาบความแปรปรวนที่มีความโดดเด่นในเชิงฤดูกาล โดยตัวชี้วัดที่ใช้ คือ IMI และ WNPMI ซึ่งเป็นตัวชี้วัดการเกิดมรสุมฤดูร้อนในมหาสมุทรอินเดียและมหาสมุทรแปซิฟิกตามลำดับ จากการวิเคราะห์ พบว่า ปริมาณฝนของไทยแปรผันตรงอย่างมีนัยสำคัญกับตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัว โดยความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของไทยกับค่า WNPMI สูงกว่าค่าความสัมพันธ์กับ IMI นั่นหมายความว่าปริมาณฝนของไทยได้รับอิทธิพลจากมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกมากกว่าบริเวณมหาสมุทรอินเดีย

สำหรับการวิเคราะห์ปริมาณฝนของไทยที่มีความสัมพันธ์เชื่อมโยงกับมรสุมฤดูร้อน ในคาบเวลาปีต่อปี (ระยะสั้น) พบว่า ปริมาณฝนแปรผันตรงกับค่า IMI และแปรผกผันอย่างมีนัยสำคัญกับค่า WNPMI โดยระดับความสัมพันธ์ของปริมาณฝนกับค่า WNPMI สูงกว่าค่า IMI เช่นกัน ซึ่งเป็นการสนับสนุนผลการศึกษาก่อนหน้านี้ ที่ว่าปริมาณฝนของไทยได้รับอิทธิพลจากมรสุมฤดูร้อนที่เกิดบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกมากกว่าบริเวณมหาสมุทรอินเดียนั้นเอง นอกจากนี้ การเพิ่มขึ้นหรือลดลงของค่า WNPMI ยังเชื่อมโยงและขึ้นอยู่กับอิทธิพลของปรากฏการณ์ ENSO อีกด้วย

การวิเคราะห์หาความสัมพันธ์หรือการเชื่อมโยงของปริมาณฝนของไทยกับปรากฏการณ์ IOD ที่มีคาบความแปรปรวนที่โดดเด่นในคาบเวลาปีต่อปี (ระยะสั้น) โดยปรากฏการณ์ IOD แบ่งออกเป็น 2 กรณี คือกรณีที่เป็น Positive IOD และ Negative IOD จากการวิเคราะห์ผลปรากฏว่าในปีที่เกิด Positive IOD จะส่งผลกระทบทำให้ประเทศไทยทั้งประเทศมี

แนวโน้มของฝนน้อยกว่าปกติ แต่สำหรับในปีที่เกิด Negative IOD นั้นจากการวิเคราะห์ไม่พบความชัดเจนของความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับตัวชี้วัด

การวิเคราะห์หาความสัมพันธ์หรือการเชื่อมโยงของปริมาณฝนของไทยกับปรากฏการณ์ ENSO ที่มีคาบความแปรปรวนที่โดดเด่นทั้งในคาบเวลาปีต่อปี (ระยะสั้น) และทศวรรษต่อทศวรรษ (ระยะยาว) ซึ่งการวิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนในระยะสั้น (interannual) พบว่า ปริมาณฝนแปรผกผันอย่างมีนัยสำคัญกับค่า MEI (ค่า MEI ที่เป็นบวกหมายถึงโอกาสเกิด El Niño ส่วนค่า MEI เป็นลบหมายถึงโอกาสเกิด La Niña) โดยในปีที่เกิด El Niño รุนแรง ประเทศไทยทั้งประเทศจะได้รับฝนน้อยกว่าปกติ และในปีที่เกิด La Niña รุนแรง ประเทศไทยทั้งประเทศจะได้รับฝนมากกว่าปกติ ส่วนการวิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนในระยะยาว (decadal) พบว่า ปริมาณฝนของไทยแปรผกผันอย่างมีนัยสำคัญกับค่า MEI เช่นกัน โดยปริมาณฝนมีค่าต่ำกว่าปกติในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 1980–1997 ซึ่งสอดคล้องกับแนวโน้มความผิดปกติของ ENSO ในคาบเวลาที่ยาวกว่า 10 ปี ของช่วงเวลาเดียวกัน โดยการเปลี่ยนแปลงของปรากฏการณ์ ENSO ดังกล่าว สอดคล้องและเป็นส่วนหนึ่งของปรากฏการณ์ Climatic regime shift ที่เกิดขึ้นในมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ ในช่วง ค.ศ. 1976/77-1989 นอกจากนี้ ลักษณะของการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวของ ENSO ยังมีลักษณะการเปลี่ยนแปลงที่คล้ายคลึงกับกับวัฏจักรความผันแปรทางธรรมชาติของอุณหภูมิผิวทะเล ระบบลมและความดันอากาศในมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือในระยะยาว ในโหมด Pacific Decadal Oscillation (PDO) ดังนั้น อาจเป็นไปได้ว่าความผิดปกติในระยะยาวของปริมาณฝนของประเทศไทยที่ลดลงในช่วงปี ค.ศ. 1980 – 1997 มีความสัมพันธ์และเกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวของปรากฏการณ์ ENSO และ PDO ร่วมด้วย

4.4 ข้อเสนอแนะ

- 1) ควรศึกษาทั่วโลกความสัมพันธ์ที่เชื่อมโยงกันของความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในแง่ของทฤษฎีควบคู่ไปด้วย เพื่อให้เข้าใจและเห็นภาพได้ชัดเจนมากขึ้น และยังช่วยเสริมในบางประเด็นที่ยังไม่เข้าใจอีกด้วย
- 2) เนื่องจากข้อมูลปริมาณฝนของ GPCP มีขนาดกริดค่อนข้างใหญ่ ซึ่งแบ่งพื้นที่ประเทศไทยได้เพียง 17 กริดเท่านั้น ถือว่าเป็นจำนวนค่อนข้างน้อยเมื่อเทียบกับขนาดของประเทศไทย ผลการวิเคราะห์ที่ได้จึงที่ไม่ละเอียดมากนัก หากต้องการให้ได้ผลวิเคราะห์ที่ละเอียดยิ่งขึ้น ควรใช้ข้อมูลปริมาณฝนที่มีขนาดกริดที่เล็กกว่านี้ หรือข้อมูลที่ตรวจวัดจากสถานีผิวพื้น

- 3) ข้อมูลจากดาวเทียม ซึ่งมีความละเอียดทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา โดยเฉพาะอย่างยิ่ง ดาวเทียมที่ใช้ตรวจวัดตัวแปรทางภูมิอากาศ เป็นแหล่งข้อมูลที่สำคัญอย่างยิ่งสำหรับการศึกษาความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในอนาคต
- 4) หากต้องการให้เห็นรูปแบบความแปรปรวนของปริมาณฝนของประเทศไทยในช่วงที่มีการปฏิสัมพันธ์กันของปรากฏการณ์ต่างๆ อันได้แก่ มรสุมฤดูร้อน, IOD และ ENSO เราจำเป็นต้องหาวิธีการอื่นๆ มาวิเคราะห์เพิ่มเติมเพื่อให้เห็นความชัดเจนเหล่านั้น เนื่องจากในการศึกษาครั้งนี้ เราพิจารณาเฉพาะกรณีที่แยกความสัมพันธ์ของปริมาณฝนกับแต่ละปรากฏการณ์เท่านั้น จึงไม่สามารถอธิบายกรณีที่เกิดการปฏิสัมพันธ์กันของหลายปรากฏการณ์ได้

บรรณานุกรม

- กัลยา วานิชย์บัญชา. 2551. การใช้ SPSS for Windows ในการวิเคราะห์ข้อมูล. ภาควิชาสถิติ คณะพาณิชยศาสตร์และการบัญชี จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
- ชชนัญญ์ กัทรศถาพรกุล. 2551. อิทธิพลของปรากฏการณ์ Indian Ocean Dipole ต่อความแปรปรวนของปริมาณน้ำฝนของประเทศไทย. การประชุมวิชาการวิทยาศาสตร์ทางทะเล. ปี 2551 วันที่ 25-27 สิงหาคม 2551
- แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาล อัสมน ลิ้มสกุล และทวิวงศ์ ศรีบุรี. 2551. โครงการ “การประเมินสถานะความรุนแรงสภาพภูมิอากาศของประเทศไทย: การวิเคราะห์ความเสี่ยง และความล่อแหลมของพื้นที่วิกฤต”. ชุดโครงการผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงและความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศต่อประเทศไทย
- Abram, N.J., Gagan, M.K., Liu, Z., Hantoro, W.S., McCulloch, M.T. and Suwargadi, B.W. 2007. Seasonal characteristics of the Indian Ocean Dipole during the Holocene epoch. *Nature*, 445: 299-302.
- Aldrian, E. and Susanto, R.D. 2003. Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. *J. Climate*, 23: 1435-1452.
- Bauer, M. and Del Genio, A.D. 2005 Composite analysis of winter cyclones in a GCM Influence on climatological humidity. *J. Climate*, 9: 1652-1672.
- Blackman, R.B. and Tukey, J.M. 1958. *The Measurements of Spectra*, Dover, New York.
- Buckley, B.M., Palakit, K., Duangsathaporn, K., Sanguantham, P. and Prasomsin, P. 2007. Decadal scale droughts over northwestern Thailand over the past 448 years: link to the tropical Pacific and Indian ocean sectors. *Clim Dyn*, 29: 63-71.
- Cane, M.A., Clement, A.C., Kaplan, A., Kushnir, Y., Pozdnyakov, D., Seager, R., Zebiak, S.E. and Murtugudde, R. 1997. Twentieth-century sea surface temperature trends. *Science*, 275: 957-960.
- Chandimala, J. and Zubair, L. 2006. Predictability of stream flow and rainfall based on ENSO for water resources management in Sri Lanka. *J. Hydrol*, 335: 303- 312.
- Chang, C.-P., Wang, Z., McBride, J., and Liu, C.H. 2005. Annual cycle of Southeast Asia Maritime Continent rainfall and the asymmetric monsoon transition. *J. Climate*, 18: 287-301.

- Chen, T.-C., Yen, M.-C. and Weng, S.-P. 2000. Interaction between the summer monsoons in East Asia and the South China Sea: Intraseasonal monsoon modes. *J. Atmos. Sci.*, 57: 1373–1392.
- Chen, J., Carlson, B.C. and Del Genio, A.D. 2002 Evidence for strengthening of the tropical general circulation in 1990s. *Science*, 295: 838–841.
- Department of Oceanography Naval Postgraduate School. Kelvin wave. Available from URL: <http://www.oc.nps.edu/webmodules/ENSO/kelvin.html>. 5/04/2008.
- Deser, C., Phillips, A.S. and Hurrell, J.W. 2004. Pacific interdecadal climate variability: Linkages between the tropics and the north Pacific during boreal winter since 1900. *J. Clim.*, 17: 3109–3124.
- Doswell, C.A. III, Brooks, H.E. and Maddox, R.A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, 11: 560–581.
- Eischeid, J.K., Baker, C.B., Karl, T. and Diaz, H.F. 1995. The quality control of long-term climatological data using objective data analysis. *J. Appl. Meteor.*, 34: 2787–2795.
- Emery, W.J. and Thomson, R.E. 1997. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon Press, New York, USA, 634.
- Feng, M. and Meyers, G. 2003. Interannual variability in the tropical Indian Ocean — A two-year time scale in the Indian Ocean dipole. *Deep-Sea Res. II*, 50: 2263–2284.
- Feng, S., Hu, Q. and Qian, W. 2004. Quality control of daily meteorological data in China 1951–2000, A new dataset. *Int. J. Climatol.*, 24: 853–870.
- Flohn, H. 1960. Recent investigations on the mechanism of the ‘Summer Monsoon’ of southern and eastern Asia. In *Monsoons of the World*, Basu S, Ramanathan KR, Pisharotu PR, Bose UK (eds). India Meteorological Department, Delhi: 75–88.
- Graham, N.E. 1994. Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results. *Climate Dyn.*, 10: 135–162.
- Goswami, B.N. 2005. South Asian Summer Monsoon: An overview. *The Global monsoon system: Research and forecast*, Chang, C.-P., Wang, B. and Lau, N.-C.G., Eds. WMO/TD No. 266, World Meteorological Organization, Switzerland. 47–71.

- Griffiths, G.M., Chambers, L.E., Haylock, M.R., Manton, M.J., Nicholls, N., Baek, H.-J., Choi, Y., Della-Marta, P.M., Gosai, A. and Iga, N. 2005 Change in mean temperature as a predictor of extreme temperature change in the asia-pacific region. *J. Climate*, 25: 1301-1330.
- Groisman, P.Y., Karl, T.R., Easterling, D.R., Knight, R.W., Jamason, P.F., Hennessey, K.J., Suppiah, R., Page, C.M., Wibig, J., Fortuniak, K., Razuvaev, V.N., Douglas, A., Fbrland, E. and Zhai, P.-M. 1999. Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climatic change. *Clim. Change*, 42: 243– 283.
- GU, G., Adler, R.F., Huffman, G.J. and Curtis, S. 2006. Tropical rainfall variability on interannual to interdecadal and longer time scales derived from the GPCP monthly product. *Am. Meteor. Soc.*, 20: 4033-4046.
- Hamada, J.-I., Yamanaka, M.D., Matsumoto, J., Fukao, S., Winarso, P.A. and Sribimawati, T. 2002. Spatial and temporal variations of the rainy season over Indonesia and their link to ENSO. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80: 285–310.
- Hanawa, K., Watanabe, T., Iwasaka, N., Suga, T. and Toba, Y. 1988. Surface thermal conditions in the western North Pacific during the ENSO events. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66: 445–456.
- He, H., McGinnis, J.W., Song, Z.S. and Yanai, M. 1987. Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 1966-1994.
- Henian, M. and Yihui, D. 1997. The present status and future research of the east Asian monsoon. *Adv. Atm. Sci.*, 14: 125-140.
- Hendon, H.H., Zhang, C. and Glick, J.D. 1999. Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during Austral Summer. *J. Climate*, 12: 2538-2550.
- Higgins, R.W. and Shi, W. 2001. Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American Monsoon System. *J. Climate*, 14: 403-417.
- Hsu, H.-H., Terng, C.-T. and Chen, C.-T. 1999. Evolution of large-scale circulation and heating during the first transition of Asian summer monsoon. *J. Climate*, 12: 793-810.
- Huffman, G.J. and Bolvin, D.T. 2007. GPCP Version 2 Combined Precipitation Data Set Documentation. Laboratory for Atmospheres, NASA Goddard Space Flight Center and Science Systems and Applications, Inc.
- Hurrell, J.W. 1996. Influence of variations in extratropical teleconnections on northern hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters*, 23: 665-668.

- Hurrell, J.W., Kushnir, Y. and Visbeck, M. 2001. The North Atlantic Oscillation. *Science*, 291: 603–605.
- IPCC, Climate Change. 2007. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. Trenberth, K.E., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Japan Agency for Marine Earth Science and Technology. Indian Ocean Dipole (IOD). Available from URL: <http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod/>. 27/05/2008
- Jassby, A.J. and Powell, T.M. 1990. Detecting changes in ecological time series. *Ecology*, 71: 2044–2052.
- Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean. Pacific Decadal Oscillation (PDO). Available from URL: <http://jisao.washington.edu/pdo/>. 26/07/09.
- Jolliffe, I.T. 2002. Principal Component Analysis, 2nd edition. Springer-Verlag New York, Inc., USA, 478 pp.
- Joseph, P.V., Eischeid, J.K. and Pyle, R.J. 1994. Interannual variability of the onset of the Indian summer monsoon and its association with atmospheric features. El Niño and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 7: 81-104.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetma, A., Reynolds, R., Jenne, R. and Joseph, D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bullet. Amer. Meteorol. Soc.*, 77: 437-471.
- Kang, I-S., Ho, C.H., Lim, Y.K. and Lau, K.M. 1999. Principle modes of climatological seasonal and intraseasonal variations of the Asian summer monsoon. *Monthly Weather Review*, 127: 322-340.
- Kessler, W.S. 2002. Is ENSO a cycle or a series of events. *Geophys.Res. Lett.* 29: 2125 doi:10.1029/2002GL015924.

- Kripalani, R.H. and Kulkarni, A. 1997. Rainfall variability over south-east Asia-connections with Indian monsoon and ENSO extremes: new perspectives. *J. Climate*, 17: 1155-1168.
- Kripalani, R.H. and Kulkarni, A. 1999. Climatology and variability of the historical Soviet snow depth data: some new perspectives in snow – Indian monsoon teleconnections. *Clim. Dyn*, 15: 475-489.
- Krishnamurthy, V. and Goswami, B.N. 2000. Indian monsoon– ENSO relationship on interdecadal timescale. *J. Climate*, 13: 579–595.
- Kumar, K.K., Soman, M.K. and Rupakumar, K. 1995. Seasonal forecasting of Indian Summer Monsoon Rainfall: A review. *Weather*, 50(12): 449–467.
- Kumar, K.K., Rajagopalan, B. and Cane, M.A. 1999. On the weakening relationship between Indian Monsoon and ENSO. *Science*, 284: 2156–2159.
- Lau, K.M. 1992. East Asian monsoon rainfall variability and climate teleconnection. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70: 211-242.
- Lau, K.M. and Li, M.T. 1984. The monsoon of east Asia and its global association-a survey. *Bullet. Amer. Meteorol. Soc.*, 65: 114-125.
- Lau, K.M. and Yang, S. 1997. Climatology and interannual variability of the southeast Asian summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci*, 14: 141-162.
- Lau, K.M. and Wu, H.T. 2001. Principle modes of rainfall–SST variability of the Asian summer monsoon: A reassessment of the monsoon–ENSO relationship. *J. Climate*, 14: 2880–2895.
- Limsakul, A., Limjirakan, S. and Suthamanuswong, B. 2007. Spatio-temporal changes in total annual rainfall and the annual number of rainy days in Thailand. *J. Environmental Research*, 29(2): 1-21.
- Matsumoto, J. 1992. The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70: 15-32.
- Mariotti, A., Zeng, N. and Lau, K.M. 2002. Euro-Mediterranean rainfall and ENSO-a seasonally varying relationship. *Geophys. Res. Lett.*, 29(12): 1621, doi:10.1029/2001GL014248, 2002.
- McPhaden, M.J. 2004. Evolution of the 2002/03 El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85: 677–695.
- Meyers, G. 1996. Variation of Indonesian throughflow and the El Niño–Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 101: 12,255– 12,263.

- Murakami, M. and Matsumoto, J. 1994. Summer monsoon over the Asian continent and western north Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72: 719-745.
- NASA Goddard Space Flight Center in the Laboratory for Atmospheres, GPCP Merge Development Centre (GMDC). Monthly precipitation data of (GPCP) version 2. Available from URL: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/gpcp/v2/sat_gauge_precip/. 30/05/2008.
- NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Motion and Surface Currents. Inter tropical convergence zone (ITCZ). Available from URL: <http://oceanmotion.org/html/background/climate.htm>. 21/06/2009
- National Oceanic and Atmospheric Administration, Pacific Marine Environmental Laboratory. ENSO. Available from URL : http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino_normal.html. 5/04/2008.
- NOAA, National Weather Service Climate Prediction Center. The Southern Oscillation Index (SOI). Available from URL: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>. 16/11/2008.
- NOAA, National Weather Service Climate Prediction Center. Sea Surface Temperature (SST) Available from URL <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>. 16/11/2008.
- NOAA, National Weather Service Climate Prediction Center Sea Surface. Outgoing long wave radiation (OLR). Available from URL: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>. 16/11/2008.
- Oh, J.-H., Kwon, W.-T. and Ryoo, S-B. 1997. Review of the researches on Changma and future observational study (KORMEX). *Advances in Atmos. Sci.*, 14: 207-222.
- Panmao, Z., Xuebin, Z., Hui, W. and Xiaohua, P. 2004. Trend in total Precipitation and Frequency of daily precipitation extremes over China., *J. Climate*, 18: 1096-1108.
- Peterson, T.C., Vose, R., Schmoyer, R., Razuvaev, V., 1998. Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data. *Int. J. Climatol*, 18: 1169–1179.
- Preisendorfer, R.W. 1988. Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography. Elsevier, New York, USA, 419 pp.
- Peterson, T.C., Vose, R., Schmoyer, R. and Razuvaëv, V. 1998. Global historical climatology network (GHCN) quality of monthly temperature data. *Int. J. Climatol.*, 18: 1169-1179
- Ramage, C.S. 1972. Monsoon Meteorology. *Academic*, 296 pp.

- Rao, S.A., Behera, S.K., Masumoto, Y. and Yamagata, T. 2002. Interannual variability in the subsurface tropical Indian Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 49: 1549–1572.
- Rasmusson, E.M. and Carpenter, T.H. 1983. The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.*, 111: 517–528.
- Rupakumar, K. and Pant, G.B. 1997. *Climate of South Asia*. John Wiley and Sons, 344 pp.
- Saji, N.H., Goswami., B.N., Vinayachandran, P.N. and Yamagata, T. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401: 360-363.
- Semenov, V.A. and Bengtsson, L. 2002. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Clim. Dyn.*, 19: 123– 140.
- Sen, K., Litak, G., Taccani, R. and Radu, R. 2007. Wavelet analysis of cycle-to-cycle pressure variations in an internal combustion engine. *Chaos, Solitons and Fractals*, 38: 886–893.
- Shukla, J. and Paolino, D.A. 1983. The Southern Oscillation and long-range forecasting of summer monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, 111: 1830–1837.
- Simmons, A.J., Jones, P.D., da Costa Bechtold, V., Beljaars, A.C.M., Kållberg, P.W., Saarinen, S., Uppala, S.M., Viterbo, P. and Wedi, N. 2004. Comparison of trends and low-frequency variability in CRU, ERA-40, and NCEP/NCAR analyses of surface air temperature. *J. Geophys. Res.*, 109, D24115, doi:10.1029/2004JD005306.
- Singhratina, N., Rajagopalan, B., Kumar, K.K. and Clark, M. 2005. Interannual and interdecadal variability of Thailand summer monsoon season. *J. Climate*, 18: 1697-1708.
- Singhrattna, N., Rajagopalan, B., Clark, M., Krishna Kumar, K. 2005. Seasonal forecasting of Thailand summer monsoon rainfall. *Int J Climatol*, 25:649–664.
- Smith, T.M., Yin, X. and Gruber, A. 2006. Variations in annual global precipitation (1979–2004), based on the Global Precipitation Climatology Project 2.5° analysis. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06705, doi:10.1029/2005GL025393.
- Stephenson, D.B., Rupa Kumar, K., Doblus-Reyes, F.J., Royer, J.-F. and Chauvin, F. 1999. Extreme daily rainfall events and their impact on ensemble forecasts of the Indian monsoon. *Mon. Weather Rev.*, 127: 1954– 1966.
- The Florida state university, Center for Ocean-Atmospheric. The Japan Meteorological Agency (JMA) Sea Surface Temperature (SST) Index. Available from URL ftp://www.coaps.fsu.edu/pub/JMA_SST_Index/. 16/11/2008.

- Tao, S.Y. and Chen, L.X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Trenberth, K.E. 1990. Recent observed interdecadal climate changes in the northern hemisphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71: 988-993.
- Trenberth, K.ZE. and Hurrell, J.W. 1994. Decadal atmosphere–ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.*, 9: 303–319.
- Trenberth, K.E. and Shea, D.J. 2005. Relationship between precipitation and surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14703, doi:10.1029/2005GL022760.
- UNESCO, Ocean Observations Panel for Climate. The state of the Indian ocean climate (DMI) Available from URL: http://ioc3.unesco.org/oopc/state_of_the_ocean/sur/ind/. 11/08/2008.
- Von Storch, H. and Zwiers, F.W. 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 494 pp.
- Voss, R., May, W. and Roeckner, E. 2002. Enhanced resolution modelling study on anthropogenic climate change: changes in extremes of the hydrological cycle. *Int. J. Climatol.*, 22: 755– 777.
- Wall, M.E., Rechtsteiner, A. and Rocha, L.M. 2003. Singular value decomposition and principal component analysis. In: Berrar, D.P., Dubitzky, W., Granzow, M. (Eds.), *A practical Approach to Microarray Data Analysis*. Kluwer, Norwell, MA, pp. 91–109.
- Wang, B. 1994 Climatic regimes of tropical convection and rainfall. *J. climate*, 7: 1109-1118
- Wang, X.L. 2008. Accounting for autocorrelation in detecting mean-shifts in climate data series using the penalized maximal t or F test, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-00005, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-00005.
- Wang, B. and Xu, X., 1997. Northern Hemisphere summer monsoon singularities and climatological intraseasonal oscillation. *J. Climatol.*, 10: 1071-1085.
- Wang, B. and Fan Z. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80: 629-638.
- Wang, B., Wu, R. and Lau, K.M. 2001. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific–East Asian monsoons. *J. Climate*, 14: 4073–4089.

- Wang, J.X.L., Gaffen, D.J. 2001. Late-twentieth-century climatology and trends of surface humidity and temperature in China. *J. Climate*, 14: 2833-2845.
- Wang, B. and Lin, H. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate*, 15: 386-398.
- Wang, B., Wu, R. and Li, T. 2003. Atmosphere–warm ocean interaction and its impacts on Asian–Australian monsoon variation. *J. Climate*, 16: 1195–1211.
- Wang, X.L. and Feng, Y. 2007. RHtestV2 User manual, Climate Research Divisions, Atmospheric Science and Technology Directorate, Science and Technology Branch, Environment Canada, Toronto, Ontario, Canada, Published on line at <http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/software.shtml>.
- Webster, P.J., Magana, V.O., Palmer, T.N., Shukla, J., Tomas, R.A., Yanai, M. and Yasunari, T. 1998. Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, 103(C7): 14 451-14 510.
- Wijffels, S. and Meyers, G. 2004. An intersection of oceanic waveguides — Variability in the Indonesian Throughflow region. *J. Phys. Oceanogr.*, 34: 1232–1253.
- Wilhelm, M. 2004. Variability and extremes of daily rainfall during the Indian summer monsoon in the period 1901–1989. *Global and Planetary Change*, 44: 83–105.
- Wilks, D.S. 1990. Maximum likelihood estimation for the gamma distribution using data containing zeros. *J. Climate*, 3: 1495–1501.
- Wilks, D.S. 1995. *Statistical Methods in Atmospheric Sciences*, Academic Press, USA.
- Wigley, T.M.L. 2000. ENSO, volcanoes and record-breaking temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 4101–4104.
- Wolter, K. and Timlin, M.S. 1993. Monitoring ENSO in ICOADS with a seasonally adjusted principle component index. In Proceedings of the 7th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL, Okalahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meter, 30 University of Oklahoma, 52–57.
- Wu, G. and Zhang, Y. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asian and the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 913-927.
- Wyrtki, K. 1956. The rainfall over the Indonesian waters. Lembaga Meteorologi dan Geofisik, *Verhandelingen* 49, 24 pp.

- Xie, S.P., Annamalai, H., Schott, F.A. and McCreary, J.P. 2002. Structure and mechanisms of south Indian Ocean climate variability. *J. Climate*, 15: 867–878.
- Xu, J. and Chan, J.C.L. 2001. The role of the Asian–Australian monsoon system in the onset time of El Niño events. *J. Climate*, 14: 418–433.
- Yamagata, T., Behera, S.K., Luo, J.J., Masson, S., Jury, M.R. and Rao, S.A. 2004. Coupled ocean–atmosphere variability in the tropical Indian Ocean. Ocean–Atmosphere Interaction and Climate Variability, *Geophys. Monogr., Amer. Geophys. Union*, 147: 189–212.
- Yasuda, T. and Hanawa, K. 1999. Composite Analysis of North Pacific Subtropical Mode Water Properties with Respect to the Strength of the Wintertime East Asian Monsoon. *J. Oceanogr*, 55: 531-541.
- Yeh, T.-C., Tao, S.Y. and Li, M.C. 1959. The abrupt change of circulation over the North Hemisphere during June and October. *The Atmosphere and the Sea in Motion*, B. Bolin, Ed., The Rockefeller Institute Press and Oxford University Press, 249-267.
- Yeh, P.-L. and Liu, P.-L. 2008. Application of the wavelet transform and the enhanced Fourier spectrum in the impact echo test. *NDT&E International*, 41:382–394.
- Yoo, C., Kim, K., Kim, H. and Park, M.J. 2006. Estimation of areal reduction factors using a mixed gamma distribution. *J. Hydrol*, 335: 271–284.
- Zhang, Y., Wallace, J. M. and Battisti, D. S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *J. Climate*, 10: 1004–1020.
- Zhu, Q., He, J. and Wang, P. 1986. A study of circulation differences between East-Asian and Indian summer monsoon with their interaction. *Adv. Atm. Sci*, 3: 466-477.

ภาคผนวก

ภาคผนวก ก
ปริมาณฝนรายเดือนจาก GPCP ของประเทศไทย

ตาราง ก-1 ปริมาณฝนจาก GPCP ของประเทศไทยในปี ค.ศ. 1979-2007 (พ.ศ.2522-2550) มีหน่วยเป็นมิลลิเมตร/วัน

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1979	1	0.95	0.93	0.54	0.61	0.48	0.35	1.01	0.26	0.06	0.05	0.07	0.36	0.64	0.55	1.82	3.54	4.72
1979	2	1.08	3.42	0.69	0.68	0.64	0.54	1.49	0.17	0.03	0	0.02	0.38	0.82	0.56	0.89	3.3	4.04
1979	3	1.02	0.96	0.87	0.86	1.06	1.36	1.12	0.51	0.35	0.38	0.12	0.61	1.58	0.77	0.7	2.01	2.45
1979	4	1.84	4.23	2.3	1.75	1.39	1.25	3.94	0.9	0.74	0.63	1.62	3.41	9.01	6.97	5.64	8.63	6.88
1979	5	1.32	1.77	0.88	0.42	0.48	0.68	2.65	0.33	0.21	0.33	2.36	4.04	10.12	8.22	13.82	9.98	9.04
1979	6	3.88	8.06	5.11	3.81	2.38	2.05	9.94	3.92	1.98	1.43	5.96	5.23	10.03	7.56	10.81	7.69	7.12
1979	7	3.35	2.88	3.91	2.18	1.06	0.89	5.5	1.06	0.45	0.34	2.73	3.57	8.37	6.42	13.64	8.57	6.86
1979	8	1.7	2.64	2.1	1.39	1.3	1.4	8.22	1.36	0.76	0.91	4.03	4.56	12.3	10.04	13.86	11.9	8.98
1979	9	7.78	9.61	6.71	7.52	6.92	6.59	7.5	5.74	5.83	5.26	6	7.37	11.3	8.38	12.32	9.43	8.34
1979	10	6.28	4	5.93	2.96	2	1.96	8.22	3.67	2.72	2.15	6.58	8.57	13.5	12.26	12.47	13.43	9.49
1979	11	3.51	2.8	4.44	4.44	3.63	2.1	7.8	4.79	2.79	1.36	5.74	5.51	11.93	9.75	16.83	15.98	9.72
1979	12	1.98	1.34	2.13	1.67	0.99	0.82	4.99	1.35	0.59	0.37	1.99	2.49	4.36	4.55	6.59	8.85	5.54
1980	1	1.96	2.79	2.23	1.83	1.24	1.19	2	1	0.48	0.4	0.64	0.94	2.55	2.64	4.67	7.79	9.16
1980	2	0.83	0.97	0.64	0.72	0.71	0.57	1.87	0.39	0.18	0.21	0.06	0.43	1.65	0.73	0.54	3.85	6.76
1980	3	0.44	0.67	0.26	0.29	0.4	0.5	0.74	0.4	0.19	0.12	0.11	0.24	0.68	0.53	1.18	1.39	1.63
1980	4	0.78	2.32	0.3	0.47	0.85	0.91	1.45	0.25	0.29	0.44	0.65	1.91	2.63	3.88	3.42	4.76	4.88
1980	5	1.4	1.78	1.79	1.28	1.11	1.06	4.13	0.86	0.41	0.64	1.66	3.89	11.46	8.56	13.76	8.86	8.33
1980	6	4.06	3.23	3.56	2.03	1.1	0.67	7.71	1.58	0.81	0.42	3.31	3.52	11.6	8.26	13.88	11.31	6.83
1980	7	1.29	1.99	2.17	1.24	0.63	0.64	6.11	1.23	0.46	0.33	3.36	3.96	8.74	7.54	12.82	7.99	4.76
1980	8	1.29	2.92	1.51	0.95	1.01	1.43	5.81	0.99	0.61	1	3.53	3.78	10.76	8.61	13.44	7.62	6.14
1980	9	3.58	3.72	4.12	3.36	2.14	1.95	8.6	2.88	1.69	1.53	3.95	4.32	12.65	8.5	12.13	10.42	6.82
1980	10	3.48	3.87	3.53	2.1	1.43	1.51	6.7	2.37	1.63	1.38	4.78	6.07	9.58	9.24	9.89	10.74	8.81
1980	11	6.59	4.74	6.58	4.76	3.41	2.09	8.51	3.12	1.8	1.02	2.77	3.67	10.27	7.04	8.1	10	6.1
1980	12	2.4	3.84	2.28	1.81	1.26	1.09	5.63	1.56	0.81	0.53	2.15	2.43	5.59	5.41	6.93	15.03	10.15

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1981	1	1.08	1.38	1.19	0.97	0.81	0.92	3.37	0.65	0.36	0.34	0.43	0.37	1.72	1.05	2	4.06	5.13
1981	2	0.81	0.8	1.04	0.65	0.69	0.68	2.56	0.49	0.26	0.42	0.31	0.78	1.42	1.43	1.24	4.76	6.47
1981	3	0.81	0.99	0.78	0.74	0.81	0.93	1.27	0.55	0.34	0.32	0.41	1.27	2.17	2.37	2.62	3.46	4.23
1981	4	0.07	0.42	0.37	0.57	0.96	1.06	3.09	0.64	0.69	0.76	1.63	3.19	4.96	5.2	3.65	5.76	5.87
1981	5	1.36	1.76	1.53	1.05	0.94	1.23	5.66	1.19	0.92	1.2	3.04	5.11	10.82	8.63	12.81	11.78	9.22
1981	6	4.88	4.25	6.23	3.83	1.74	1.35	10.79	4.18	1.92	1.34	7.5	4.01	14.96	11.19	13.84	8.52	7.86
1981	7	2.23	2.77	3.03	1.68	0.62	0.62	6.44	1.5	0.42	0.11	2.73	2.77	8.39	6.39	10.36	8.38	5.89
1981	8	2.78	3.49	2.9	1.85	1.75	1.46	7.16	1.41	0.93	0.99	3.75	4.5	12.55	10.98	15.67	10.78	6.06
1981	9	4.87	3.93	4.33	2.93	1.56	1.15	7.59	2.94	1.66	1.05	4.16	4.76	7.25	7.28	6.2	9.09	8.19
1981	10	2.68	2.82	3.66	2.26	2.05	2.62	7.35	2.4	1.96	1.98	4.92	5.66	11.28	10.26	12.17	12.3	7.93
1981	11	5.39	5.92	8.11	7.72	5.3	2.68	13.36	6.88	3.33	1.72	8.27	3.02	11.37	8.78	11.39	12.02	7.75
1981	12	2.4	2.22	2.97	2.89	2.11	2.2	5.15	2.58	1.6	1.16	3.41	2.49	5.49	6.03	8.47	8.35	4.92
1982	1	1.2	1.49	1.43	1.33	0.98	0.9	2.11	0.72	0.34	0.43	0.57	0.27	2.06	2.29	3.86	6.38	6.71
1982	2	0.42	0.51	0.4	0.39	0.57	0.57	0.31	0.32	0.2	0.18	0.19	0.15	0.89	0.93	1.52	3	3.7
1982	3	0.76	0.48	0.32	0.38	0.59	0.65	0.67	0.36	0.19	0.1	0.1	0.26	1.92	1.13	1.76	2.85	3
1982	4	0.1	0.4	0.11	0.24	0.56	0.7	0.8	0.22	0.29	0.41	0.86	1.11	3.48	4.06	3.75	5.99	5.57
1982	5	4.28	3.28	5.14	4.08	3.16	3.19	5.94	2.73	2.33	2.3	4.22	5.37	10.9	7.79	14.8	10.04	9.14
1982	6	3.82	2.87	4.06	2.18	1.05	0.93	6.66	2.58	1.01	0.54	5.91	3.28	11.62	8.96	12.14	11.97	10.38
1982	7	1.83	1.83	3.56	1.99	1.01	1.08	6.62	2.4	1.16	0.94	4.69	3.95	12.13	8.6	15.06	9.44	7.96
1982	8	1.49	1.33	1.39	0.71	0.71	0.88	3.87	0.5	0.33	0.57	1.98	1.86	9.5	6.77	13.66	7.57	5.18
1982	9	3.31	4.21	2.97	2.63	2.18	2.32	5.79	2.06	1.67	1.85	3.95	4.05	11.87	10.37	13.32	8.67	4.4
1982	10	3.25	2.8	3.81	2.19	1.49	1.66	8.91	3.42	2.31	2.1	7.04	6.23	10.88	10.65	12.53	7.82	8.05
1982	11	1.75	1.4	1.48	0.96	1	1.08	3.27	0.62	0.28	0.17	0.22	0.18	4.13	4.12	6.47	6.19	7.04
1982	12	1.65	1.15	1.76	1.39	0.8	0.71	3.18	0.9	0.44	0.39	1.02	0.63	2.2	2.2	4.42	5.41	6.94

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1983	1	2.03	2.15	1.38	1.24	0.91	0.87	1.86	0.6	0.26	0.2	0.26	0.2	0.9	0.49	1.17	1.82	3.59
1983	2	2.21	3.37	1.33	1.26	1.12	0.9	0.97	0.56	0.29	0.16	0.24	0.08	1.1	0.95	1.04	2.11	3.43
1983	3	1.08	1.23	0.86	0.89	0.9	0.94	0.89	0.64	0.35	0.18	0.41	0.3	3.07	2.08	4.53	3.79	4.82
1983	4	0.09	0.97	0.12	0.22	0.5	0.62	0.44	0.07	0.18	0.29	0.5	2.4	2.32	4.49	4.72	7.75	8.5
1983	5	0.32	0.4	0.12	0.26	0.64	1.29	1.78	0.52	0.87	1.16	2.76	3.31	10.07	7.58	11.43	8.2	7.53
1983	6	2.85	2.27	2.4	1.18	0.54	0.44	3.4	0.64	0.21	0.15	1.86	1.8	9.3	7.55	11.72	7.36	6.91
1983	7	3.47	3.37	5.24	2.69	1.29	1.28	7.71	2.53	1.09	0.79	4.81	3.75	10.6	8.42	14.11	7.16	6.98
1983	8	2.57	3.06	2.78	1.67	1.46	1.3	5.54	1.18	0.66	0.72	3.31	2.19	11.52	7.51	16.7	7.24	5.68
1983	9	3.83	3.58	2.61	1.65	1.13	1.22	7.03	1.83	0.95	0.74	4.93	4.27	13.13	10.78	16.13	8.56	7.71
1983	10	6.05	4.29	5.28	2.97	2.12	2.33	9.53	3.35	2.14	1.9	6.4	5.75	12.39	11.77	14.19	11.42	9.65
1983	11	2.84	1.84	2.48	1.5	1.42	1.08	4.11	2.24	0.94	0.42	5.3	2.4	10.95	9.45	13.02	8.42	5.2
1983	12	1.28	0.73	1.5	1.6	1.01	0.79	3.55	1.56	0.86	0.55	2.84	1.13	6.31	6.11	10.23	10.24	7.72
1984	1	1.28	1.08	0.91	0.87	0.69	0.67	0.61	0.48	0.2	0.21	0.29	0.07	1.74	1.82	3.11	7.07	8.26
1984	2	2.07	2.56	2.13	1.9	1.44	0.98	1.75	1.14	0.53	0.4	0.64	0.52	1.81	2.22	2.91	4.59	6.84
1984	3	1.2	0.98	0.74	0.75	0.73	0.81	0.41	0.35	0.16	0.09	0.04	0.07	0.97	1.32	1.55	2.32	3.31
1984	4	0.46	1.13	0.13	0.13	0.33	0.36	0.68	0	0.02	0	0.4	0.96	2.42	2.49	4.46	6.61	7.4
1984	5	2.37	1.73	1.51	0.79	0.67	0.62	1.26	0.75	0.45	0.34	2.49	2.14	9.4	7.43	10.16	8.2	6
1984	6	2.42	2.08	1.83	0.91	0.37	0.39	2.75	1.11	0.38	0.22	5.47	3.44	14.01	11.56	15.02	8.06	6.56
1984	7	3.16	3.91	4.28	2.4	1.17	1.13	5.88	2.13	0.98	0.81	5.42	4.66	9.53	12.59	12.55	6.1	4.9
1984	8	2.23	2.54	2.64	1.66	1.41	1.1	5.69	2	1.14	0.99	5.73	8.42	12.85	10.45	12.71	11.06	7.49
1984	9	4.77	5.59	3.28	3.88	3.14	2.89	3.65	3.04	2.81	2.55	4.57	6.15	10.23	9.1	13.18	12.09	11.43
1984	10	2.14	2.41	3.2	2.45	2.2	2.42	8.18	3.9	3.08	2.69	6.96	6.87	11.12	10.42	12.13	10.42	7.07
1984	11	2.5	3.14	3.18	2.85	2.9	2.22	4.11	3.55	2.26	1.65	4.61	3.01	5.04	5.46	7.11	5.5	5.44
1984	12	0.54	0.45	0.91	1.13	0.68	0.57	1.29	0.93	0.47	0.32	1.2	0.33	2.36	1.68	3.01	4.66	3.87

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1985	1	1.11	1.22	0.76	0.64	0.44	0.51	0.59	0.52	0.22	0.25	0.33	0.12	1.09	1.17	2.5	3.25	3.54
1985	2	1.08	0.97	0.76	0.78	0.79	0.7	0.4	0.34	0.17	0.11	0.04	0	0.2	0.51	0.55	1.11	1.6
1985	3	0.46	0.77	0.17	0.27	0.6	0.62	0.81	0.24	0.07	0.02	0	0.59	0.58	1.41	0.51	1.82	1.61
1985	4	0.44	1.45	0.13	0.24	0.39	0.46	1.02	0	0	0.01	0.07	0.96	1.19	1.02	2.05	1.59	2.05
1985	5	3.03	2.75	1.96	1.05	0.93	1.08	1.4	0.9	0.78	0.96	2.68	2.95	7.58	6.33	7.57	5.69	3.69
1985	6	1.07	1.53	1.77	1.04	0.53	0.55	3.36	2.12	1.18	0.96	4.57	3.48	11.68	10.77	12.21	8.5	3.83
1985	7	1.88	1.97	2.58	1.5	0.81	0.74	4.91	1.32	0.58	0.39	3.83	3.65	8.7	7.76	12.28	9.04	7.58
1985	8	2.4	3.72	2	1.45	1.7	1.87	5.43	1.37	0.91	1.09	4.37	4.54	11.18	8.84	13.69	8.92	6.99
1985	9	1.94	3.91	0.7	1	0.66	0.54	2.04	0.87	0.32	0.17	1.75	0.93	6.7	6.06	8.55	10.83	9.01
1985	10	3.7	3.54	4.04	2.48	2.44	3.32	7.74	3.82	2.98	2.93	7.39	8.56	11.64	11.08	11.38	13.7	5.7
1985	11	2.14	2.97	2.89	2.74	2.21	1.52	5.02	1.84	0.73	0.79	1.61	1.81	5	4.01	5.98	6.72	3.68
1985	12	1.61	1.42	1.85	1.99	1.57	1.31	2.83	1.71	1.28	1.48	2.34	2.25	3.29	3.17	4.45	4.84	4.47
1986	1	1.25	2.47	0.99	0.98	0.83	0.85	0.65	0.52	0.27	0.23	0.33	0.06	1.17	0.57	1.91	3.94	8.82
1986	2	0.48	0.45	0.11	0.22	0.41	0.39	0.18	0.26	0.2	0.22	0.19	0.23	0.51	0.74	0.88	3.77	4.63
1986	3	0.95	1.51	0.72	0.7	0.72	0.77	0.54	0.35	0.09	0.02	0.06	0.03	1.15	1.46	1.16	4.2	4.19
1986	4	0.06	1.62	0.1	0.38	0.86	0.99	0.18	0.32	0.51	0.72	0.88	1.3	2.99	3.83	3.02	8.47	6.28
1986	5	3.92	3.63	4.11	3.57	3.11	2.6	3.26	2.37	2.02	1.97	3.28	2.65	7.39	4.96	8.07	7.84	5.71
1986	6	3.97	4.75	5.09	2.74	1.45	1.3	6.86	3.39	1.53	1.04	6.8	4.71	11.44	9.63	10.4	11.89	6.53
1986	7	1.38	0.83	2.51	1.45	0.97	0.85	4.89	1.98	1.05	0.69	3.97	1.87	8.21	8.11	10.25	11.91	7.36
1986	8	2.93	2.19	2.91	1.77	1.63	1.88	4.15	2.32	1.7	1.78	5.34	3.62	10.37	7.97	10.12	8.75	6.59
1986	9	3	2.41	3.9	3.14	2.87	2.75	5.51	4.21	3.72	3.32	6.74	4.47	9.06	8.06	8.98	8.5	7.22
1986	10	2.8	1.64	3.5	2.89	2.35	2.09	5.21	4.39	3.78	3.56	7.51	7.19	11.4	11.91	10.6	14.24	10.15
1986	11	1.2	1.66	1.72	1.18	0.97	0.93	2.42	1.59	1.16	1.22	2.41	1.93	5.07	4.45	5.53	7.68	6.84
1986	12	1.81	1.29	1.56	1.14	0.84	0.61	1.31	0.94	0.67	0.52	1.32	0.95	2.93	3.46	3.91	4.61	4.97

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1987	1	0.94	2.25	0.73	0.66	0.59	0.51	0.66	0.49	0.31	0.19	0.48	0.25	1.51	0.98	2.56	4.12	7.54
1987	2	1.05	1.33	0.72	0.62	0.57	0.54	0.52	0.31	0.26	0.17	0.36	0.22	0.72	0.83	1.59	2.9	5.44
1987	3	1.65	1.41	0.96	0.8	0.75	0.72	0.77	0.48	0.5	0.46	0.9	0.59	2.1	1.27	3.17	3.89	5.35
1987	4	0.93	3.39	0.71	0.99	1.34	1.45	1.02	1.04	1.35	1.73	2.64	3.07	5.39	5.77	6.59	8.84	8.84
1987	5	1.83	1.91	2.22	1.9	1.84	1.96	3.51	3.01	2.9	3.08	5.97	5.1	9.44	9.37	10.27	11.58	8.61
1987	6	3.98	2.99	3.86	2.55	1.82	1.77	4.93	2.91	1.57	1.12	5.34	2.9	9.67	8.65	9.98	8.66	6.18
1987	7	0.94	1.05	4.54	0.89	1.18	1.73	10.37	2.12	1.21	0.75	5.48	4.04	14.8	14.11	17.33	11.66	13.11
1987	8	1.4	1.66	2.81	1.68	1.13	0.79	5.02	1.21	0.72	0.64	4.94	3.61	10.36	10.63	11.78	11.74	10.14
1987	9	1.74	3.95	1.67	1.14	0.34	0.71	2.75	1.34	0.86	0.95	4.79	5.97	10.41	11.02	13.54	12.07	9.35
1987	10	9.88	10.58	7.78	5.63	5.03	4.3	7.69	5.07	4.16	4.65	9.44	8.12	15.35	11	15.67	13.47	12.73
1987	11	0.36	3.04	0.87	0.97	0.58	1.69	2.18	1.38	0.78	0.81	3.12	2.14	6.35	5.58	12.44	12.15	10.12
1987	12	1.21	3.14	1.19	1.23	1.26	1.37	1.36	1.24	1.12	1.05	1.65	1.57	3.14	2.58	3.62	5.29	5.2
1988	1	1.62	1.08	1.83	1	0.73	0.81	1.06	1.08	0.62	0.53	0.66	0.09	0.41	0.53	1.55	7.84	10.58
1988	2	0.75	0.55	0.95	0.32	0.33	0.52	0.47	0.53	0.34	0.31	0.22	0.09	0.42	0.65	0.88	4.84	6.73
1988	3	0.23	0.63	0.24	0.22	0.22	0.32	0.16	0.14	0.08	0.12	0.23	0.06	0.46	0.27	0.26	1.68	1.35
1988	4	0.22	0.45	0.15	0.19	0.17	0.41	0.11	0.06	0.14	0.47	0.06	0.5	1.55	3.38	2.9	8.46	8.22
1988	5	5.82	3.79	2.45	0.78	0.47	0.29	1.53	0.91	0.25	0.29	2.66	2.14	9.04	9.47	9.84	10.96	14.05
1988	6	3.25	4.17	2.63	1.07	0.45	0.71	3.04	1.93	1.35	1.41	7.27	8.33	7.89	9.88	6.97	12.06	13.41
1988	7	2.27	3.3	2.93	0.97	0.76	0.49	4.63	1.35	0.61	0.51	4.81	4.51	12.96	11.9	11.62	13.55	11.87
1988	8	2.58	3.67	4.11	3.93	3.86	3.95	5.71	3.66	2.89	3.39	6.01	7.43	10.99	10.73	10.54	12.59	10.3
1988	9	5.42	7.38	7.88	9.9	7.05	5.53	8.54	7.34	5.4	3.46	7.24	5.63	12.25	10.88	10.32	11.94	10.76
1988	10	1.32	0.99	2.42	1.83	1.95	1.93	6.15	4.59	3.47	3.45	7.98	6.46	11.54	12.38	10.41	15.58	9.36
1988	11	2.4	2.83	2.29	4.13	7.38	5.92	2.42	2.61	5.33	6.63	4.96	5.27	10.06	9.62	11.45	15.29	11.2
1988	12	1.79	1.36	1.18	1.13	0.45	0.65	1.41	1.13	0.54	0.53	1.7	0.45	3.02	4.03	7.98	13.87	9.35

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1989	1	0.33	1.23	0.38	0.48	0.34	0.48	0.69	0.68	0.3	0.4	0.41	0.03	1.31	1.74	2.49	5.14	11.34
1989	2	0.81	1.35	0.69	0.94	0.95	0.8	0.42	0.7	0.57	0.46	0.26	0.1	0.03	0.54	0.08	3.19	4.33
1989	3	0.82	1.75	0.8	0.65	0.6	0.71	0.52	0.5	0.26	0.36	0.22	0.09	0.6	0.66	0.43	1.07	0.55
1989	4	0.15	0.36	0.09	0.19	0.19	0.27	0.04	0.03	0.11	0.13	0.27	0.24	0.97	1.15	1.53	3.66	5.07
1989	5	1.23	2.54	2.03	3.67	5.28	4.62	3.3	2.13	2.64	2.39	3	3.33	6.14	6.61	6.95	8.97	8.95
1989	6	1.13	1.74	0.93	0.99	0.43	0.36	2.08	1.04	0.24	0.31	3.54	2.02	16.21	11.87	16.53	17.44	13.7
1989	7	2.5	1.32	1.46	0.55	0.23	0.32	2.8	0.85	0.31	0.4	4.71	3.1	10.43	10.9	13.56	15.38	10.29
1989	8	0.73	2.35	0.64	0.53	0.26	0.44	1.23	0.78	0.34	0.38	5.15	3.66	12.54	12.89	14.74	12.07	11.21
1989	9	1.46	4.81	2.63	3.61	2.79	2.24	3.69	2.84	2.33	2.29	5.32	6.73	10.23	10.51	13.06	12.13	10.83
1989	10	1.98	1.89	5.01	2.23	0.78	1.57	4.01	2.48	2.08	1.93	5.53	5.98	9.25	9.59	10.02	13.7	10.95
1989	11	5.46	5.51	4.79	6.55	4.26	1.32	6.29	5.88	3.52	0.99	9.37	6.04	11.85	11.63	11.95	12.02	5.15
1989	12	5.17	1.38	5.57	4.04	1.49	0.84	3.24	3.48	2.04	0.89	3.01	3.95	4.02	4.12	4.55	11.52	11.13
1990	1	0.14	0.75	0.53	0.17	0.6	0.98	0.35	0.42	0.23	0.37	0.22	0.06	0.7	1.1	2.95	6.28	9.79
1990	2	0.85	1.45	0.67	0.51	0.37	0.45	0.4	0.44	0.24	0.15	0.26	0.11	0.32	0.59	0.4	3.57	6.73
1990	3	1.2	1.29	0.75	0.3	0.31	0.57	0.44	0.29	0.14	0.17	0.08	0.22	0.95	0.74	1.27	2.64	3.92
1990	4	0.14	0.76	0.28	0.31	0.41	0.45	0.54	0.07	0.07	0.16	0.24	0.51	1.98	2.51	3.02	5.72	6.4
1990	5	7.72	5.67	4.99	1.36	0.69	0.34	3.8	0.88	0.33	0.58	3.81	2.77	12.03	9.44	14.54	13.01	11.79
1990	6	1.11	1.73	1.51	1.72	1.32	1.26	3.64	1.34	1.14	0.67	3.32	1.54	8.44	7.62	7.12	9.94	11.88
1990	7	0.64	1.19	1.48	0.94	0.45	0.96	3.5	1.38	0.41	0.42	2.62	2.15	7.35	9.03	7.41	10.05	9.96
1990	8	1.22	2.04	2.61	1.47	0.47	0.25	3.36	1.02	0.36	0.59	2.24	2.08	9.08	7.87	7.83	7.76	5.31
1990	9	0.66	1.92	0.75	0.28	0.09	0.21	2.29	0.85	0.37	0.74	2.17	2.99	5.63	5	5.7	8.34	6.42
1990	10	1.38	2.47	3.15	2.09	1.86	3.74	3.96	2.32	1.3	2.3	3.82	5.63	9.85	7.59	9.86	11.24	11.47
1990	11	5.5	4.22	9.37	9.57	6.17	2.44	8.04	8.11	3.44	1.59	5.04	2.97	5.92	5.95	5.29	11.48	6.66
1990	12	1.99	2.91	3.45	3.94	1.92	0.73	4.87	2.9	1.14	0.31	2.33	1.57	3.67	3.41	5.49	8.52	6.49

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1991	1	0.45	0.72	0.4	0.23	0.24	0.35	0.42	0.16	0.2	0.34	0.01	0.04	1.11	0.75	2.85	6.35	7.14
1991	2	0.1	0.49	0.14	0.23	0.32	0.48	0.19	0.22	0.27	0.32	0.25	0.05	0.24	0.28	0.53	1.32	3.52
1991	3	0.31	0.4	0.28	0.28	0.21	0.33	0.14	0.19	0.01	0.06	0.01	0.02	0.67	2.09	1.99	4.67	6.32
1991	4	0.01	0.16	0.22	0.15	0.29	0.71	0.09	0.12	0.05	0.1	0.15	0.27	2.38	3.68	3.71	5.4	6.69
1991	5	1.5	3.18	2.59	1.79	0.75	0.74	2.63	2.06	0.88	0.46	2.42	2.09	7.8	7.92	10.52	9.79	9.01
1991	6	0.38	1.13	0.77	0.38	0.06	0.05	2.42	1.36	0.35	0.38	4	3.03	6.02	9.14	10.55	12.47	9.91
1991	7	1	1.5	1.36	0.5	0.17	0.08	2.58	0.4	0.28	0.32	1.24	1.45	6.81	6.31	8.27	10.22	9.36
1991	8	1.79	1.81	1.34	0.35	0.09	0.07	1.67	0.16	0.06	0.14	0.86	1.63	5.96	6.85	7.58	11.38	7.9
1991	9	1.62	2.59	1.85	1.77	1.16	1.17	2.04	1.01	0.77	0.84	2.83	3.19	8.54	8.54	8.68	11.36	8.91
1991	10	2.35	2.75	1.76	1.2	1	1.07	2.32	2.75	1.67	1.33	3.69	3.45	5.48	6.49	5.44	8.39	11.04
1991	11	3.49	5.14	8.02	3.7	1.13	1.98	7.1	4.79	0.87	0.56	5.71	1.9	4.88	7.6	7.6	13.75	11.25
1991	12	0.42	0.66	1.4	0.53	0.23	0.33	1.54	0.78	0.45	0.33	0.46	0.13	3	2.48	4.25	8.11	9.85
1992	1	0.13	0.36	0.19	0.31	0.28	0.26	0.11	0.21	0.34	0.41	0.14	0.19	0.45	0.41	1.47	2.04	5.1
1992	2	1.23	1.17	0.51	0.4	0.33	0.26	0.22	0.22	0.08	0.07	0	0.01	0.55	0.34	1.6	2.89	6.33
1992	3	0.15	1.07	0.2	0.13	0.14	0.31	0.17	0.04	0.02	0.03	0.02	0.04	0.25	0.19	0.71	2.1	3.31
1992	4	0.33	0.69	0.12	0.35	0.51	1.49	0.5	0.73	0.8	0.58	2.6	1.9	3.24	4.61	4.55	4.72	6.43
1992	5	2.54	3.41	1.76	2.72	1.94	2.39	0.91	1.81	1.76	1.74	3	3.81	7.3	7.64	9.44	11.35	9.1
1992	6	2.47	1.95	2.57	1.14	0.94	0.78	4.85	2.66	1.16	0.84	6.01	3.56	8.59	8.75	11.22	9.72	7.96
1992	7	1.5	1.77	1.78	0.56	0.24	0.72	4.07	1.37	1.21	0.94	5.32	4.69	14.47	13.62	15.49	14.16	9.56
1992	8	1.95	3.02	1.15	0.59	0.45	0.5	3.2	0.41	0.4	0.44	5.92	4.25	13.01	14.59	13.24	11.84	8.01
1992	9	3.64	4.11	3.84	1.77	1.38	2.54	4.39	1.66	1.36	1.75	3.59	4.26	10.46	9.5	11.2	12.56	10.92
1992	10	1	2.11	0.97	0.71	0.57	0.55	3.53	2.81	2.14	2.11	6.98	5.51	12.59	11.48	13.44	11.23	7.64
1992	11	0.23	0.71	0.33	0.45	0.25	0.17	1.48	0.64	0.16	0.37	1.11	1.2	4.91	5.89	7.61	12.46	10.28
1992	12	0.38	1.84	0.49	0.43	0.58	0.46	0.87	0.3	0.08	0.15	0.48	0.13	2.82	3.04	5.34	9.29	4.84

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1993	1	3.61	2.64	2.61	2.55	1.65	1.76	0.42	0.3	0.09	0.08	0.53	0.4	2.74	2.19	5.75	6.17	6.32
1993	2	1.46	1.59	0.92	0.76	0.81	0.56	0.61	0.3	0.21	0.15	0.23	0.14	0.37	0.12	1.21	1.01	4.61
1993	3	1.68	2.56	0.89	1.21	1.22	1.42	0.74	0.91	0.56	0.14	0.49	0.27	1.64	1.71	1.6	2.67	3.31
1993	4	1	4.48	0.34	0.48	1.04	1.14	0.2	0.18	0.33	0.35	0.9	1.03	3.31	3.32	3.87	6.13	7.14
1993	5	6.63	7.95	7.18	4.81	6.32	5.75	5.17	2.8	2.71	3.08	3.47	5.7	8.91	8.41	11.65	10.56	9.04
1993	6	4.35	2.6	8.57	3.55	1.64	2.09	11.46	4.75	1.52	0.48	7.45	3.14	14.17	12.32	14.81	5.52	5.13
1993	7	2	2.57	2.12	0.74	0.64	0.71	3.65	0.84	0.51	0.4	3.26	2.5	11.97	13.44	16.78	11.02	9.47
1993	8	1.79	1.47	2.47	0.8	0.32	0.2	3.72	0.62	0.34	0.36	3.18	2.83	13.22	10.98	17.5	11.42	8.11
1993	9	2.67	3.46	2.48	2.21	2.72	2.54	4.26	2.48	2.72	2.72	5.51	7.36	12.65	12.12	14.27	12.61	11.41
1993	10	3.6	4.5	4	1.92	0.73	0.38	5.51	2.35	0.74	0.38	4.27	3.24	10.15	10.1	12.64	13.66	13.15
1993	11	2.21	4.24	2.15	1.87	5.11	5.64	3.43	1.48	1.28	2.06	2.91	2.75	8.71	9.78	11.22	11.72	6.96
1993	12	1.27	1.91	0.9	1.02	1.03	1	0.63	0.43	0.21	0.16	0.7	0.34	3.65	3.89	10.06	7.02	9.79
1994	1	1.08	3	1.02	1.39	1.19	1.17	0.71	0.54	0.13	0.16	0.07	0.06	0.4	0.78	2.59	4.31	10.31
1994	2	0.67	0.64	0.27	0.64	1.07	1	0.28	0.25	0.03	0.06	0.15	0.01	0.09	0.38	0.23	1.41	2.62
1994	3	0.89	1.82	0.29	0.7	0.88	1.06	0.18	0.16	0	0.02	0	0.24	0.68	1.57	1.96	3.9	2.71
1994	4	0.7	1.14	0.12	0.46	2.32	1.98	0.06	0.11	0.32	0.52	0.27	0.42	2.54	3.04	3.71	6.41	6.86
1994	5	1.43	4.72	1.14	1.55	2.34	2.19	2.45	2.12	2.06	1.32	3.68	2.85	10.23	9.16	9.98	10.44	8.71
1994	6	0.94	1.08	0.21	0.16	0.2	0.14	1.75	0.22	0.04	0.15	2.52	1.49	13.63	11.41	12.43	11.32	8.86
1994	7	2.05	2.2	1.12	0.84	0.78	1.56	2.79	0.54	0.21	0.28	2.05	1.89	11.24	11.73	14.57	11.67	8
1994	8	2.84	3.81	2.51	1.55	1.33	1.58	4.77	2.26	0.89	0.68	5.77	4.22	13.36	13.92	14.76	8.72	6.23
1994	9	7.31	4.54	5.38	2.6	0.53	1.37	7.02	2.93	0.46	0.34	3.93	2.78	14.7	12.08	15.96	13.39	9.81
1994	10	0.82	2.02	1.3	1	0.65	0.87	1.6	1.16	1.74	1.37	2.47	4.51	9.66	9.32	11.54	12.43	9.55
1994	11	3.69	4.27	6.23	6.24	4.07	2.58	9.41	8.19	5.66	2.71	12.65	7.53	13.05	12.38	16.08	16.67	13.25
1994	12	0.36	0.74	0.16	0.7	0.83	0.92	0.42	0.31	0.18	0.52	0.12	0.07	1.3	0.9	3.34	4.22	6.02

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1995	1	2.53	1.49	0.73	1.09	0.99	1.02	0.43	0.43	0.21	0.17	0.28	0.03	0.34	0.21	0.24	0.94	3.85
1995	2	0.7	1.59	0.57	1.09	1.08	1.07	0.5	0.51	0.24	0.12	0.32	0.08	0.21	0.26	0.09	1.87	2.53
1995	3	1.17	1.44	0.98	1.31	1.38	1.51	0.71	0.57	0.15	0.12	0.04	0.11	1.09	0.93	1.32	3.1	2.29
1995	4	0.55	0.63	1.12	0.52	0.45	0.04	0.82	0.61	0.12	0.21	1.11	1.48	6.15	5.37	5.01	8.01	7.19
1995	5	1.21	2.39	0.97	1.49	1.41	1.66	1.62	2.37	1.94	1.12	6.01	5.63	13.1	11.14	10.45	11.13	10.48
1995	6	10.57	5.54	7.91	4.48	1.22	0.56	3.65	2.1	0.41	0.32	3.67	2.58	13.48	11.28	14.3	12.93	12.7
1995	7	2.84	2.6	5.14	3.18	1.71	1.46	5.55	2.86	1.45	1.14	5.73	7.06	10.03	11.25	13.3	11.75	10.9
1995	8	4.87	5.18	2.35	3.38	6.02	4.47	3.18	2.23	2.44	3.17	3.31	6.89	12.52	9.49	11.5	11.24	10.44
1995	9	5.24	4.22	3.32	4.91	6.11	5.02	4.33	4.99	4.22	4.38	5.13	5.33	12.85	11.22	14.44	14.79	12.9
1995	10	10.56	7.33	12.13	10.48	9.25	8.73	8.42	6.94	6.42	6.09	7.03	7.27	12.13	10.84	13.96	13.8	9.87
1995	11	3.78	4.5	5.23	2.64	1.1	0.86	6.11	3.69	1.18	0.59	6.77	2.87	13.86	11.96	15.14	12.65	9.09
1995	12	4.2	1.95	1.49	1.14	1.5	1.43	1.81	0.85	0.47	0.24	4.43	1.3	4.98	7.65	8.42	11.53	3.81
1996	1	1.48	1.5	1.38	1.59	1.39	1.26	1.59	1.39	0.51	0.28	0.98	0.14	4.46	4.47	6.84	13.31	10.71
1996	2	1.07	1.55	0.9	1.36	1.33	1.05	0.6	0.64	0.24	0.03	0.3	0.23	1.05	3.55	3.75	10.42	9.37
1996	3	1.97	2.71	1.22	1.54	1.68	1.63	0.7	0.69	0.56	0.32	0.08	0.52	1.18	1.12	2.08	3.67	4.17
1996	4	1.85	2.5	0.3	0.99	1.13	0.49	0.27	0.32	0.47	0.24	0.99	0.91	4.79	4.17	5.34	8.32	6.29
1996	5	6.4	5.26	3.11	3	1.3	0.35	3.57	2.55	1.34	0.85	6.14	6.26	12.56	11.47	11.67	8.29	7.11
1996	6	1.64	2.42	0.48	0.77	0.44	0.4	1.58	1.43	0.9	0.48	5.85	3.91	15.48	15.42	14.19	12.65	9.69
1996	7	3.02	3.57	8.41	6.72	2.39	1.22	9.8	5.75	2.13	0.93	8.38	4.99	13.77	14.3	12.27	13.29	8.65
1996	8	4.35	3.78	3.93	2.05	1.55	2.72	5.21	0.98	0.93	1.04	4.28	3.33	12.56	13.9	15.32	13.06	8.9
1996	9	1.9	2.63	2.47	3.24	2.75	2.13	4.68	5.77	4.38	2.19	6.29	6.91	11.84	11.57	12.69	12.34	7.75
1996	10	9.92	5.36	5.76	3.28	2.52	2.75	5.01	3.3	2.28	1.69	4.9	5.57	9.66	8.01	9.73	10.78	5.34
1996	11	10.87	7.08	9.37	12.63	14.05	9.24	11.39	11.32	7.31	3.82	7.53	4.63	10.19	9.86	9.33	10.34	4.18
1996	12	0.49	0.79	0.31	1.01	1.1	0.94	0.75	0.32	0.26	0.27	1.55	0.2	6.52	5	9.22	10.81	4.2

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1997	1	1.98	1.31	1.29	1.52	1.6	1.56	1.06	1.03	0.79	0.69	0.78	0.3	1.34	0.87	2.58	6.57	8.67
1997	2	1.08	1.02	0.63	0.65	0.78	1.15	0.38	0.42	0.27	0.19	0.34	0.13	1.25	1.65	3.03	3.66	3.85
1997	3	0.55	0.76	0.29	0.69	0.95	1.07	0.14	0.16	0.04	0.08	0.01	0.03	0.26	0.13	0.21	0.94	2.53
1997	4	0.04	0.45	0.09	0.65	0.92	1.08	0.2	0.19	0.13	0.1	0.78	0.86	2.36	2.46	2.32	4.87	4.78
1997	5	0.41	0.87	0.19	0.48	0.63	0.61	0.26	0.17	0.19	0.22	0.82	0.99	6.8	7.34	9.38	10.4	9.39
1997	6	5.1	5.14	2.19	1.09	1.38	0.89	5.41	1.06	0.75	0.71	5.13	4.22	9.97	10.9	9.59	9.22	8.02
1997	7	1.85	2.11	0.71	0.25	0.47	0.8	1.71	0.13	0.11	0.24	1.19	1.15	9.29	8.02	12.65	9.2	7.36
1997	8	3.76	3.47	1.94	0.7	0.33	0.42	1.39	0.07	0.06	0.16	0.87	0.87	9.71	9.48	12.2	8.43	6.05
1997	9	5.85	3.66	4.23	3.72	2.48	1.9	3.68	2.24	1.24	1.55	3.51	3.12	10.87	11.1	14.17	8.79	8.04
1997	10	2.33	4.58	3.14	4.99	5.32	5.91	3.78	4.09	4.6	3.56	3.27	3.52	11.12	10.31	14.94	5.82	4.69
1997	11	4.16	2.12	3.82	1.64	0.69	0.97	6.29	1.6	0.58	0.77	3.81	3.4	9.73	8.27	11.75	6.99	7.25
1997	12	0.84	1.33	0.64	0.92	0.94	1	0.55	0.53	0.17	0.11	0.15	0.02	2.42	1.49	1.92	3.76	8.58
1998	1	2.25	1.57	0.83	0.95	0.93	1.03	0.4	0.28	0.09	0.03	0.09	0.02	0.06	0.01	0.1	0.07	1.25
1998	2	1.24	1.33	0.32	0.68	1.03	1.12	0.22	0.19	0.22	0.16	0.01	0.02	0.56	0.5	1.75	0.52	2.37
1998	3	1.6	2.39	1.07	1.28	1.13	1.13	0.82	0.67	0.12	0.02	0.08	0.13	0.32	0.24	0.81	0.88	3.1
1998	4	0.92	0.92	0.59	1.01	1.36	1.52	0.49	0.57	0.14	0.27	1.61	0.72	2.7	3.76	3.87	5.19	6.79
1998	5	3.55	1.87	4.69	1.73	0.67	1.37	4.85	4.31	1.47	1.22	5.26	4.6	7.27	8.56	9.8	5.89	8.62
1998	6	3.37	2.32	4.39	2.37	0.85	1.37	6.48	2.38	0.74	0.74	5.65	3.62	12.77	12.8	15.92	11.61	9.89
1998	7	3.09	3.84	3.62	3.8	4.91	2.72	5.46	2.63	1.98	0.77	5.01	3.78	11.73	12.17	14.86	11.8	9.16
1998	8	2.75	2.75	1.85	1.79	1.77	2.01	2.67	0.89	0.86	1.12	3.4	3.06	12.77	11.92	17.41	11.3	9.26
1998	9	5.21	5.09	2.94	3.01	2.66	2.96	3.14	1.57	1.67	2.18	3.21	4.86	10.07	7.49	12.75	8.23	8.45
1998	10	16.28	6.7	18.87	11.18	6.31	3.95	15.94	13.95	6.92	4.44	13.19	10	9.44	10.33	6.73	7.38	5.1
1998	11	1.68	3.27	2.05	2.62	1.32	1.25	4.26	1.73	0.93	0.56	3.73	2.38	10.53	8.16	11.8	13.02	9.51
1998	12	2.27	3.69	2.52	2.34	3.78	4.95	4.96	1.98	1.2	2.25	6.17	2.53	9.93	10.31	9.35	10.14	5.63

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1999	1	1.04	1.37	1.12	1.15	1.04	1.21	0.68	0.82	0.47	0.33	0.25	0.05	2.26	2.69	7.16	8.05	5.9
1999	2	1.34	1.68	0.74	1.26	1.25	1.27	0.5	0.77	0.29	0.16	0.14	0.08	0.96	0.97	2.54	4.41	8.07
1999	3	0.76	1.55	0.54	1.01	0.98	1.02	0.5	0.45	0.06	0.07	0.31	0.22	0.73	1.22	1.15	5.11	5.06
1999	4	0.65	1.1	0.1	0.61	0.82	0.97	0.58	0.24	0.08	0.19	1.21	1.12	5.57	4	4.57	9.77	8.67
1999	5	2.38	4.3	4.99	6.95	4.76	2.36	5.62	4.19	2.7	1.73	3.69	3.17	10.7	8.93	8.18	8.4	7
1999	6	4.32	3.84	5.33	4	2.47	1.77	6.31	2.86	0.77	0.54	7.39	4.55	12.91	13.11	12.59	12.91	9.63
1999	7	4.06	2.76	4.6	2.7	1.71	1.48	4.52	1.08	0.39	0.3	3.21	2.49	11.7	11.41	13.4	10.38	7.61
1999	8	3.03	3.83	3.37	1.96	1.91	2.51	5.84	2.39	1.46	1.1	6.03	5.33	12.78	12.7	14.57	9.02	6.26
1999	9	4.42	5.45	3.05	4.98	5.84	4.98	4.04	3.71	4.09	3.98	4.06	5.43	12.83	8.16	14.75	10.75	9.05
1999	10	10.51	8.42	7.65	5.99	5.39	2.69	6.25	6.24	6.01	3.99	5.64	6.5	9.76	7.74	10.4	10.37	8.51
1999	11	7.71	6.02	6.13	4.95	5.92	6.76	3.65	3.13	3.14	3.22	2.65	4.68	6.52	7.76	4.31	11.93	5.43
1999	12	1.48	1.12	1.79	1.45	1.5	2.53	4.71	4.31	2.01	2.7	11.5	4.4	8.74	11.47	9	13.84	3.2
2000	1	0.91	1.14	0.67	1.17	1.14	1.42	0.76	0.76	0.43	0.48	0.57	0.13	1.03	0.53	3.66	7.96	8.32
2000	2	0.69	0.78	0.44	0.53	0.95	1.13	0.81	0.42	0.18	0.11	0.17	0.04	0.88	0.65	1.8	6	5.84
2000	3	0.51	0.53	0.13	0.66	1.02	1.13	0.34	0.18	0.04	0.08	0.04	0.04	0.92	0.78	1.77	3.69	2.31
2000	4	1.05	0.71	0.35	0.66	0.91	0.87	0.3	0.14	0.02	0.08	0.11	0.3	2.34	2.02	2.65	5.13	4.74
2000	5	1.49	1.56	1.93	1.68	0.78	0.57	2.57	0.95	0.22	0.24	2.43	1.69	9.44	8.93	10.4	11.53	10.96
2000	6	3.72	2.15	3.8	1.78	1.43	0.7	5.14	1.62	0.58	0.34	2.87	2.51	11.65	11.44	14.19	12.78	9.82
2000	7	1.95	3.47	1.6	1.79	1.98	2.29	2.9	1.88	1.47	0.7	2.89	3.72	11.42	11.72	15.51	9.64	6.65
2000	8	4.22	3.31	2.87	2.39	2.02	0.84	3.64	1.13	0.69	0.34	2.16	1.82	12.69	12.45	13.71	12.42	6.62
2000	9	5.68	6.44	5.24	5.23	4.24	4.01	3.9	3.33	2.17	2.62	5.15	5.66	12.6	10.98	16.19	12.5	9.9
2000	10	1.68	2.32	2.95	2.37	1.85	1.56	6.32	5	2.86	1.25	9.15	4.67	9.13	10.54	8.37	11.38	7.13
2000	11	2.48	2.65	4.62	6.29	2.12	1.3	4.4	4.59	0.72	0.65	2.27	1.52	6.82	6.27	10.01	12.94	6.09
2000	12	9.08	11.69	8.75	8.6	5.88	2.73	3.6	3.51	1.21	0.33	1.94	1.14	3.88	4.7	5.17	7.59	4.89

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2001	1	1.46	5.3	1.34	1.45	0.97	1.04	1.22	1.16	0.41	0.24	0.36	0.08	1.31	1	2.39	4.36	7.44
2001	2	0.37	0.56	0.18	0.72	0.89	0.98	0.25	0.17	0.12	0.22	0.12	0.03	0.44	0.19	0.16	1.16	2.8
2001	3	0.7	1.36	0.24	0.59	0.8	0.84	0.18	0.26	0.03	0.01	0.11	0.08	0.89	1.53	0.62	3.48	2.72
2001	4	0.34	0.52	0.17	0.56	0.73	0.9	0.24	0.08	0.1	0.09	0.2	0.18	2.42	1.24	2.08	3.6	3.55
2001	5	3.18	5.21	0.63	2.34	3.44	2.73	0.47	0.66	1.09	0.97	1.68	1.82	7.38	6.43	9.01	10.09	8.1
2001	6	0.67	0.86	0.45	0.27	0.25	0.4	1.82	0.1	0.11	0.12	1.52	1.45	10.3	9.24	9.48	11.83	7.6
2001	7	1	3.64	0.55	0.77	0.46	0.95	2.36	0.46	0.21	0.31	2.92	1.69	11.7	12.61	15.49	11.01	8.29
2001	8	3.69	3.25	1.79	2.04	1.84	1.59	1.78	0.31	0.3	0.48	2.07	1.43	12.15	10.44	11.17	16.03	5.79
2001	9	2.12	3.34	2.75	1.55	1.67	1.1	5.98	4.21	2.1	0.99	8.35	5.75	13.05	14.24	15.35	12.21	7.95
2001	10	8.03	7.91	8.68	11.14	4.21	2.7	8.23	5.72	1.34	1.19	5.36	5.96	13.22	11.81	15.11	14.26	6.47
2001	11	10.41	5.85	9.43	6.46	4.42	4.21	10.43	5.49	3.75	2.36	12.3	6.52	10.13	9.62	13.68	15.55	6.25
2001	12	0.84	2.82	1.29	0.69	0.51	0.85	3.59	1.09	0.21	0.23	2.54	1.11	7.51	8.61	9.98	10.67	4.62
2002	1	1.14	2.16	1.31	1.71	1.22	1.17	1.85	1.39	0.46	0.3	1.09	0.05	1.97	0.97	3.89	5.96	9.27
2002	2	1.08	0.95	0.74	0.86	0.95	1.11	0.39	0.51	0.23	0.13	0.22	0.02	0.69	0.32	0.9	1.91	8.5
2002	3	0.5	0.63	0.18	0.63	0.9	0.93	0.19	0.18	0	0.02	0.02	0.07	0.61	0.48	0.47	1.73	5.04
2002	4	0.5	1	0.21	0.77	1.21	1.89	0.03	0.08	0.05	0.2	0.32	0.37	2.9	4.18	3.86	7.87	9.79
2002	5	1.13	7.47	1.95	6.57	6.83	3.64	3.2	3.24	1.7	1.1	1.31	2.28	8.27	5.81	7.78	12.78	9.43
2002	6	2.76	4.79	2.08	4.17	2.67	1.04	1.56	1.13	0.29	0.45	2.89	2.76	11.3	10.47	11.1	13.23	9.53
2002	7	1.61	1.41	1.59	1.04	0.74	0.39	2.55	0.39	0.07	0.1	2.67	2.38	15.03	12.84	15.99	16.08	9.57
2002	8	2.21	3.64	3.53	2.14	0.97	1.2	6.78	3.21	1.11	0.64	4.65	2.63	13.23	12.92	12.74	11.16	5.86
2002	9	7.55	10.19	2.39	5.84	8.06	9.24	2.03	1.75	1.71	2.51	3.37	3.09	9.38	9.22	11.39	11.38	7.7
2002	10	2.57	2.99	4.42	5.06	2.66	0.72	6.56	4.6	2.75	1.25	6.97	3.82	10.72	10.32	14.14	11.21	11.18
2002	11	2.56	2.15	1.66	0.8	1.38	0.93	2.69	0.69	0.1	0.1	3.84	1.18	10.4	9.52	12.08	15.04	9.79
2002	12	1.51	1.64	1.17	1.24	1.1	2.1	0.45	0.45	0.38	0.76	0.06	0.13	1.47	1.54	5.34	8.73	11.69

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2003	1	2.24	3.52	1.76	1.71	1.24	1.12	1.45	1.12	0.43	0.25	0.49	0.04	0.37	0.14	0.42	1.38	7.16
2003	2	0.8	0.66	0.45	0.69	0.86	0.97	0.28	0.26	0.08	0.07	0.17	0.03	0.22	0.53	1.03	2.1	1.96
2003	3	0.62	0.86	0.4	0.64	0.73	0.86	0.25	0.25	0	0.02	0.03	0.11	1.39	0.58	0.82	1.76	2.52
2003	4	0.14	1.52	0.43	0.71	0.62	0.83	0.11	0.15	0.27	0.31	0.71	1.46	3.99	4.68	3.99	7.53	9.39
2003	5	2.41	4.42	1.49	2.58	2.53	1.18	2.19	0.94	0.37	0.38	3	1.75	12.65	12.35	11.01	12.62	11.14
2003	6	6.22	4.27	5.73	3.33	2.36	1.93	4.85	3.71	2.69	1.38	7.82	6.32	13.18	12.84	14.12	10.46	9.45
2003	7	3.54	2.84	2.29	2.15	1.48	3.29	1.71	0.59	0.28	0.72	5.14	3.37	15.31	15.8	15.01	13.35	7.91
2003	8	2.94	4.29	1.84	1.52	1.12	0.85	2.25	0.53	0.16	0.26	4.42	3.04	11.73	13.36	11.46	8.37	5.86
2003	9	3.34	3.58	2.3	1.61	1.74	1.91	2.72	2.03	1.56	1.45	6.4	5.41	10.86	11.95	13.47	12.18	11.11
2003	10	1.57	2.42	3.44	3.39	3.87	3.65	4.92	4.78	3.61	2.83	6.01	5.82	11.24	10.52	12.81	13.14	12.58
2003	11	1.29	1.66	4.02	3.24	2.32	1.01	8.21	3.86	2.04	1.43	5.47	4.69	13.35	10.11	13.85	14.06	13.6
2003	12	2.52	1.99	3.81	4.81	8.24	7.28	3.71	4.41	6.47	5.21	5.91	5.09	8.27	5.75	10.48	9.95	7.36
2004	1	1.03	0.99	0.8	1.09	1.1	1.13	0.74	0.7	0.42	0.29	0.43	0.09	0.42	0.2	1.07	2.41	4.67
2004	2	1.12	0.58	0.93	0.84	0.97	1.11	0.66	0.41	0.23	0.22	0.32	0.11	0.74	0.22	0.49	2.29	3.47
2004	3	0.57	0.91	0.3	0.73	0.94	1.21	0.35	0.34	0.07	0.25	0.12	0	0.74	0.3	0.54	3.97	4.27
2004	4	0.64	2.03	0.48	1.03	1.14	1.8	0.6	0.43	0.59	0.74	0.64	1.16	4.12	3.77	5.45	7.51	6.02
2004	5	0.85	1.9	1.23	1.25	1.5	1.56	5.87	3.12	1.78	1.99	7.87	5.4	15.96	12.17	12.4	14.19	11.8
2004	6	2.51	1.21	3.77	1.05	0.67	0.71	6.88	1.65	0.32	0.17	4.47	2.57	13.15	13.93	13.39	21.73	18.21
2004	7	1.59	2.92	1.59	1.31	0.69	0.66	4.81	1.41	0.49	0.64	4.29	3.74	14.16	14.55	13.86	11.3	9.85
2004	8	3.16	3.79	1.82	1.66	2.02	3.05	3.71	1.18	0.64	0.71	5.26	3.71	16.19	14.93	14.29	13.17	5.95
2004	9	4.28	6.17	3.4	5.01	5.32	5.99	2.18	2.23	2.27	3.43	3.82	6.07	12.93	10.6	15.51	13.19	10.01
2004	10	0.54	1.27	1.47	1.75	2.83	4.2	2.38	2.29	3.12	2.53	5.1	6.61	13.24	10.82	14.4	12.51	10.48
2004	11	1.51	0.79	3.81	3.87	2.86	3.13	6.88	6.57	2.59	2.8	9.53	5.6	11.7	8.71	11.27	13.45	10.83
2004	12	1.53	2.01	2.6	2	1.43	1.47	1.05	0.77	0.6	0.56	0.42	0.04	3.21	2.43	5.66	15.38	12.97

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2005	1	0.95	1.45	1.4	0.9	1.3	1.36	2.32	0.87	0.36	0.49	0.46	0.08	1.95	1.39	3.53	7.77	11.22
2005	2	0.69	0.55	0.17	0.84	1.23	1.4	0.22	0.33	0.4	0.64	0.29	0.15	0.54	0.32	0.55	2.56	3.38
2005	3	0.93	0.78	0.07	0.48	0.77	0.94	0.06	0.13	0.02	0.01	0.29	0.07	2.37	2.44	4.07	8.93	6
2005	4	1	3.07	0.8	1.53	1.21	1.02	0.18	0.27	0.13	0.18	0.47	0.38	3.63	4.02	5.32	9.13	11.03
2005	5	1.21	2.9	1.5	1.86	2.94	3.27	2.82	2.09	1.68	1.61	5.33	4.74	13.06	11.8	12.35	12.82	11.81
2005	6	6.79	5.18	7.08	5.92	7.93	7.95	7.54	4.89	4.07	3.52	7.1	4.86	11.71	13.06	14.93	13.98	11.62
2005	7	6.07	7.13	5.57	4.15	3.51	5.56	5.49	2.39	2.09	2.73	3.61	2.98	11.71	12.49	13.15	12.03	8.31
2005	8	1.96	3.1	1.64	2.64	2.89	2.75	2.45	1.31	0.91	1.24	4.26	4.49	15.07	13.43	17.31	12.95	10.91
2005	9	4.57	4.58	3.18	3.68	3.32	2.94	3.36	2.15	1.59	1.43	5.06	4.17	14.95	12.73	17.85	13.04	8.48
2005	10	12.78	13.84	13.79	14.84	14.05	12.48	13.68	11.64	9.94	8.22	8.41	6.22	8.07	7.56	7.19	13.16	12.03
2005	11	6.64	2.6	7.53	3.53	2.17	3.01	11.27	7.02	3.94	3.88	11.43	6.24	11.41	8.77	9.09	12.56	9.9
2005	12	2.75	2.37	3.26	2.95	1.85	1.27	3.61	1.02	0.46	0.55	0.21	0.08	4.11	3.68	10.69	15.01	8.64
2006	1	2.33	2.09	2.17	2.01	2.12	2.11	1.29	1.19	0.97	0.82	0.2	0.13	2.61	1.67	5.24	10.19	13.67
2006	2	1.56	3.11	0.92	1.97	1.04	1.06	0.53	0.87	0.16	0.05	0.31	0.04	0.87	1.88	2.24	5.63	9.54
2006	3	0.91	0.66	0.35	0.85	1.22	1.2	0.23	0.14	0.02	0.14	0.19	0.32	1.9	2.82	1.21	4.28	2.54
2006	4	0.62	0.66	0.21	0.67	0.88	0.94	0.06	0.06	0.04	0.2	0.35	0.59	4.23	4.38	4.42	6.01	4.08
2006	5	0.91	1.09	1.17	0.78	1.01	0.87	1.94	1.09	0.77	0.84	2.73	3.48	9.68	11.2	8.63	15.76	11.05
2006	6	7.7	9.01	6.2	5.55	2.84	1.34	5.31	2.2	1.85	0.77	3.35	4.05	10.27	9.9	12.79	12.26	10.32
2006	7	1.97	3.16	2.55	1.51	2.31	2.23	3.85	0.92	0.36	0.75	4	2.71	14.69	14.44	15.68	12.84	8.01
2006	8	2.9	4.07	1.16	1.7	1.66	1.73	1.82	1.25	0.35	0.32	3.33	3.53	12.76	11.88	15.82	13.55	10.71
2006	9	2.68	4.31	2.22	1.64	0.67	0.75	3.66	2.3	1.79	0.87	4.53	3.51	9.44	10.08	9.93	10.2	10.28
2006	10	5.61	4.28	4.85	2.9	2.61	1.37	7.1	1.95	0.75	1.34	4.82	4.98	10.76	11.69	15.54	15.03	11.99
2006	11	4.65	5.3	6.1	6.01	7	4.97	7.31	7.18	4.77	1.95	8.77	5.85	11.63	11.72	14	13.77	16.66
2006	12	3.62	1.19	4.53	1.51	1.34	1.31	2.98	0.39	0.24	0.31	0.29	1.07	4.7	5.11	7.81	12.27	16.95

ตาราง ก-1 (ต่อ)

Year	Month	Grid																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2007	1	0.78	0.88	0.42	0.69	0.95	1.06	0.27	0.19	0.15	0.18	0.03	0	0.38	0.4	2.25	5.7	10.77
2007	2	1.13	1.5	0.36	0.7	0.97	0.99	0.32	0.31	0.21	0.1	0.17	0.05	0.25	0.24	0.54	1.43	1.91
2007	3	0.81	1.77	0.48	0.87	0.99	0.99	0.2	0.28	0.07	0.21	0.04	0.06	0.53	0.73	1.05	3.66	3.44
2007	4	0.64	0.81	0.58	1.09	1.19	1.21	0.33	0.25	0.16	0.52	1.41	2.3	6.11	7.05	7.05	10.03	7.99
2007	5	4.59	7.33	2.61	5.04	3.78	2.93	2.62	3.43	2.66	2.15	5.39	6.78	11.75	12.5	11.34	14.65	12.97
2007	6	2.64	2.69	2.19	1.38	1.43	0.39	3.32	1.66	0.86	0.37	5.28	3.93	12.41	16	14.37	17.2	9.88
2007	7	1.22	1.86	1.42	0.64	0.78	1.1	2.51	0.61	0.23	0.17	2.89	2.55	11.02	12.39	9.97	11.16	5.48
2007	8	3.79	4.48	4.03	3.99	4.74	6.93	3.86	1.94	2.39	3.3	4.64	7.08	13.57	14.66	15.54	16.65	12.15
2007	9	4.17	4.11	3.97	2.5	1.16	1.45	10.26	3.69	1.5	1.07	7.21	6.44	12.12	11.86	11.13	17.04	10.85

ภาคผนวก ข

ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในการศึกษาความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์ต่างๆ

ตาราง ข-1 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Positive IMI โดยการศึกษาความสัมพันธ์
จากตัวชี้วัด IMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่มากกว่า 1

Positive IMI								
Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1
1979	6	0.295	1988	8	0.495	1998	7	0.078
1979	7	0.127	1988	9	0.707	1998	8	0.584
1979	8	0.433	1989	6	0.705	1998	9	0.539
1980	6	0.341	1989	7	0.415	1999	6	-0.300
1980	7	0.060	1989	8	0.447	1999	7	0.204
1980	8	0.158	1990	6	0.057	1999	8	0.612
1981	6	0.579	1990	7	0.012	2000	6	-0.656
1981	7	0.012	1990	8	-0.091	2000	7	0.175
1981	8	0.430	1991	6	-0.575	2000	8	0.453
1981	9	0.079	1991	7	0.076	2001	6	-0.750
1982	6	0.417	1991	8	0.106	2001	7	-0.016
1982	7	0.352	1992	6	-0.479	2001	8	0.064
1982	8	0.006	1992	7	0.099	2002	6	-0.412
1983	6	0.017	1992	8	0.178	2002	8	0.338
1983	7	0.276	1993	6	-0.472	2003	6	-0.379
1983	8	0.218	1993	7	0.410	2003	7	0.397
1983	9	0.439	1993	8	0.490	2003	8	0.620
1984	6	0.321	1993	9	0.462	2004	6	-0.402
1984	7	0.218	1994	6	-0.527	2004	7	0.648
1984	8	0.416	1994	7	0.184	2004	8	0.894
1985	7	0.128	1994	8	0.269	2005	6	-0.284
1985	8	0.263	1995	7	0.359	2005	7	0.500
1986	6	0.375	1995	8	0.664	2005	8	0.846
1986	7	0.123	1996	6	-0.358	2005	9	0.545
1986	8	0.136	1996	7	0.357	2006	6	-0.520
1987	6	0.151	1996	8	0.562	2006	7	0.285
1987	8	0.333	1997	7	-0.081	2006	8	0.512
1988	6	0.293	1997	8	0.233	2006	9	0.569
1988	7	0.499	1998	6	-0.512			

ตาราง ข-2 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Negative IMI โดยการศึกษา
ความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด IMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่น้อยกว่า -1

Negative IMI		
Year	Month	EOF1
1979	3	-0.832
1980	3	-0.906
1980	2	-0.717
1981	2	-0.659
1982	2	-0.812
1982	12	-0.494
1983	3	-0.602
1984	3	-0.811
1985	3	-0.894
1986	3	-0.751
1987	3	-0.648
1987	4	-0.162
1989	1	-0.562
1989	2	-0.833
1990	1	-0.589
1991	1	-0.027
1991	2	-0.197
1992	1	0.261
1992	2	-0.411
1992	3	-0.840
1993	1	-0.111
1994	3	-0.607
1995	4	-0.899
1996	3	-0.103
1996	1	0.618
1997	3	-0.542
1997	2	-0.209
1998	1	0.138
1999	3	-0.424
2000	1	0.101
2000	3	-0.533
2002	2	-0.020
2004	3	-0.814
2005	2	-0.106
2006	1	0.589

ตาราง ข-3 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Normal จาก Indian Summer Monsoon โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด IMI ซึ่งใช้เกณฑ์ที่ S.D. อยู่ในช่วง -0.5 ถึง 0.5

Normal IMI					
Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1
1979	11	0.713	1992	11	0.375
1979	10	0.689	1993	10	0.432
1979	5	0.181	1993	11	0.599
1980	10	0.288	1993	12	0.483
1980	11	0.215	1994	10	0.433
1980	12	0.080	1994	5	-0.779
1981	5	0.300	1995	10	0.445
1981	10	0.423	1995	5	-0.803
1981	11	0.602	1995	11	0.744
1982	5	0.420	1996	10	0.585
1982	11	-0.360	1996	5	-0.706
1982	10	0.377	1997	5	-0.942
1983	10	0.631	1997	10	0.048
1983	11	0.181	1998	11	0.229
1984	9	0.475	1998	5	-0.874
1984	10	0.408	1998	12	0.727
1985	10	0.511	1999	5	-0.722
1985	5	-0.233	1999	12	0.474
1986	5	-0.064	2000	10	0.396
1986	10	0.543	2000	5	-0.818
1986	11	-0.283	2001	10	0.311
1987	9	0.373	2001	5	-0.822
1987	10	1.003	2001	11	0.623
1987	11	0.091	2002	5	-0.859
1987	12	-0.509	2002	10	0.422
1988	10	0.544	2002	11	0.365
1988	5	0.243	2003	10	0.224
1988	11	0.502	2003	5	-0.873
1989	5	-0.018	2004	10	0.581
1989	10	0.368	2005	10	0.663
1990	5	0.517	2005	5	-0.508
1990	10	0.262	2005	11	0.689
1990	11	0.184	2006	5	-0.740
1991	10	-0.114	2006	10	0.522

ตาราง ข-4 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Positive WNPMI โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด WNPMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่มากกว่า 1

Positive WNPMI					
Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1
1979	8	0.433	1994	9	0.313
1980	9	0.367	1994	8	0.269
1981	8	0.430	1995	9	0.495
1981	6	0.579	1996	9	0.743
1982	9	0.280	1996	7	0.357
1982	8	0.006	1997	8	0.233
1982	7	0.352	1997	7	-0.081
1984	8	0.416	1999	7	0.204
1984	10	0.408	1999	9	0.354
1985	8	0.263	2000	9	0.581
1985	6	0.148	2000	8	0.453
1985	9	-0.053	2000	7	0.175
1986	8	0.136	2000	10	0.396
1986	9	0.175	2001	8	0.064
1986	7	0.123	2001	7	-0.016
1987	9	0.373	2002	7	0.157
1988	10	0.544	2002	8	0.338
1989	8	0.447	2003	9	0.607
1989	9	0.461	2003	8	0.620
1990	8	-0.091	2004	8	0.894
1990	9	-0.274	2004	6	-0.402
1990	7	0.012	2005	9	0.545
1990	6	0.057	2005	8	0.846
1991	9	-0.082	2005	7	0.500
1991	8	0.106	2006	8	0.512
1992	8	0.178	2006	9	0.159
1992	9	0.602	2006	7	0.285
1992	10	0.444	2006	10	0.569
1993	8	0.490	2006	11	0.522
1993	9	0.462	2007	11	0.667
1994	7	0.184			

ตาราง ข-5 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Negative WNPMI โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด WNPMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่น้อยกว่า -1

Negative WNPMI								
Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1
1979	1	-0.772	1990	2	-0.775	1999	2	0.202
1979	2	-0.783	1990	12	-0.245	1999	1	0.294
1979	3	-0.832	1991	12	-0.091	2000	1	0.101
1980	3	-0.906	1991	3	-0.642	2000	2	0.265
1980	1	-0.365	1991	1	-0.027	2001	1	0.115
1980	2	-0.717	1991	2	-0.197	2001	3	-0.606
1981	1	-0.666	1992	1	0.261	2002	2	-0.020
1981	4	-0.407	1992	12	0.394	2002	1	0.771
1981	2	-0.659	1992	2	-0.411	2003	1	0.323
1981	3	-0.671	1992	3	-0.840	2003	3	-0.761
1982	2	-0.812	1993	4	-0.852	2003	2	-0.379
1983	2	-0.787	1993	2	-0.453	2004	1	0.652
1983	12	-0.037	1993	3	-0.443	2005	12	0.890
1983	1	-0.800	1994	1	0.225	2005	1	0.527
1983	3	-0.602	1994	3	-0.607	2005	3	-0.426
1984	1	-0.537	1994	2	-0.251	2005	2	-0.106
1984	3	-0.811	1995	3	-0.880	2006	3	-0.239
1984	2	-0.554	1995	4	-0.899	2006	2	0.017
1985	2	-0.929	1995	2	-0.686	2006	4	-0.558
1986	4	-0.474	1995	1	1.034	2007	7	-0.917
1986	1	-0.652	1996	1	0.618	2007	4	0.882
1986	3	-0.751	1996	2	-0.097	2007	6	-0.617
1987	2	-0.768	1996	3	-0.103	2007	5	0.075
1987	1	-0.648	1997	2	-0.209			
1987	3	-0.648	1997	12	0.272			
1988	2	-0.735	1998	4	-0.894			
1988	1	-0.540	1998	3	-0.968			
1988	3	-0.948	1998	2	-0.632			
1990	3	-0.813	1998	1	0.138			

ตาราง ข-6 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เป็น Normal จาก Western North Pacific Summer Monsoon โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด WNPMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่อยู่ในช่วง -0.5 ถึง 0.5

Normal WNPMI								
Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1
1979	6	0.295	1989	5	-0.018	1999	11	0.501
1979	5	0.181	1989	11	0.540	1999	4	-0.641
1979	11	0.713	1990	10	0.262	1999	5	-0.722
1980	6	0.341	1990	5	0.517	1999	12	0.474
1980	5	0.207	1991	6	-0.575	2000	6	-0.656
1980	11	0.215	1991	11	0.092	2000	11	0.665
1981	11	0.602	1992	6	-0.479	2000	12	0.277
1982	10	0.377	1992	11	0.375	2001	5	-0.822
1982	5	0.420	1992	5	-0.899	2001	11	0.623
1982	11	-0.360	1993	11	0.599	2002	10	0.422
1983	11	0.181	1993	6	-0.472	2002	6	-0.412
1983	7	0.276	1993	12	0.483	2002	5	-0.859
1983	6	0.017	1994	6	-0.527	2002	11	0.365
1984	7	0.218	1994	5	-0.779	2003	11	0.481
1984	11	-0.183	1995	5	-0.803	2003	6	-0.379
1984	5	-0.044	1995	6	-0.312	2004	11	0.619
1985	4	-0.843	1995	11	0.744	2004	5	-0.810
1985	5	-0.233	1996	10	0.585	2004	12	0.504
1985	11	-0.303	1996	5	-0.706	2005	6	-0.284
1985	12	-0.463	1996	4	-0.392	2005	11	0.689
1986	6	0.375	1997	6	-0.658	2005	5	-0.508
1986	10	0.543	1997	5	-0.942	2006	5	-0.740
1986	11	-0.283	1997	10	0.048	2006	6	-0.520
1987	10	1.003	1998	8	0.584	2007	10	0.641
1987	11	0.091	1998	11	0.229	2007	8	-0.810
1988	6	0.293	1998	5	-0.874	2007	9	-0.158
1988	8	0.495	1998	7	0.078			
1988	5	0.243	1998	6	-0.512			
1988	11	0.502	1998	12	0.727			
1989	6	0.705	1999	10	0.444			

ตาราง ข-7 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เกิด Positive IOD โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด DMI ซึ่งใช้เกณฑ์ค่า S.D. ที่มากกว่า 0.3

Positive IOD					
Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1
1979	7	0.127	1994	5	-0.779
1981	4	-0.407	1994	6	-0.527
1981	5	0.3	1994	7	0.184
1982	1	-0.513	1994	8	0.269
1982	4	-0.522	1994	9	0.313
1982	5	0.42	1994	10	0.433
1982	6	0.417	1996	1	0.618
1982	7	0.352	1996	2	-0.097
1982	8	0.006	1997	9	0.038
1982	9	0.28	1997	10	0.048
1982	10	0.377	1997	11	0.357
1982	11	-0.36	1997	12	0.272
1983	8	0.218	1998	1	0.138
1983	9	0.439	1998	2	-0.632
1986	4	-0.474	2000	4	-0.688
1986	5	-0.064	2000	8	0.453
1986	10	0.543	2001	2	-0.083
1986	11	-0.283	2001	3	-0.606
1987	5	0.262	2001	4	-0.929
1987	9	0.373	2002	9	0.581
1987	10	1.003	2002	10	0.422
1988	1	-0.54	2002	11	0.365
1988	12	-0.132	2006	9	0.569
1991	4	-0.914	2006	10	0.522
1991	5	-0.708	2006	11	0.236
1991	10	-0.114	2007	3	-0.617
1991	11	0.092	2007	4	-0.917
1993	5	-0.742	2007	5	-0.81
1994	4	-0.924			

ตาราง ข-8 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เกิด Negative IOD โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด DMI ซึ่งใช้เกณฑ์ค่า S.D. ที่น้อยกว่า 0.3

Negative IOD					
Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1
1979	11	0.713	1992	9	0.602
1979	12	-0.237	1995	6	-0.312
1980	9	0.367	1996	6	-0.358
1981	7	0.012	1996	7	0.357
1983	1	-0.8	1996	8	0.562
1983	2	-0.787	1996	9	0.743
1983	3	-0.602	1996	10	0.585
1983	4	-0.416	1996	11	0.487
1984	6	0.321	1998	7	0.078
1984	7	0.218	1998	8	0.584
1984	8	0.416	1998	9	0.539
1984	9	0.475	1998	10	0.485
1985	2	-0.929	1998	11	0.229
1985	3	-0.894	1998	12	0.727
1985	6	0.148	1999	6	-0.3
1985	7	0.128	2001	7	-0.016
1988	6	0.293	2004	5	-0.81
1988	7	0.499	2004	6	-0.402
1989	6	0.705	2004	7	0.648
1989	7	0.415	2004	8	0.894
1990	6	0.057	2005	2	-0.106
1992	2	-0.411	2005	3	-0.426
1992	3	-0.84	2005	7	0.5
1992	6	-0.479			
1992	7	0.099			

ตาราง ข-9 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่ Normal จากปรากฏการณ์ IOD โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด DMI ซึ่งใช้เกณฑ์ S.D. ที่อยู่ในช่วง -0.1 ถึง 0.1

Normal IOD								
Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1
1979	4	-0.074	1990	8	-0.091	2000	6	-0.656
1979	5	0.181	1990	9	-0.274	2000	10	0.396
1979	8	0.433	1990	11	0.184	2000	11	0.665
1980	1	-0.365	1990	12	-0.245	2000	12	0.277
1980	11	0.215	1991	2	-0.197	2001	12	0.796
1980	12	0.08	1991	3	-0.642	2002	1	0.771
1981	3	-0.671	1991	7	0.076	2002	2	-0.02
1981	11	0.602	1991	8	0.106	2002	3	-0.491
1983	10	0.631	1992	1	0.261	2002	4	-0.762
1983	12	-0.037	1992	11	0.375	2002	5	-0.859
1984	1	-0.537	1992	12	0.394	2002	12	0.523
1984	2	-0.554	1993	1	-0.111	2003	1	0.323
1985	4	-0.843	1993	2	-0.453	2003	2	-0.379
1985	5	-0.233	1993	4	-0.852	2003	7	0.397
1985	9	-0.053	1993	8	0.49	2003	8	0.62
1985	10	0.511	1993	11	0.599	2003	12	0.563
1985	11	-0.303	1994	1	0.225	2004	1	0.652
1985	12	-0.463	1994	2	-0.251	2004	3	-0.814
1986	6	0.375	1994	3	-0.607	2004	4	-0.853
1986	8	0.136	1995	2	-0.686	2004	11	0.619
1987	1	-0.648	1995	3	-0.88	2004	12	0.504
1987	2	-0.768	1995	4	-0.899	2005	1	0.527
1987	3	-0.648	1995	8	0.664	2005	10	0.663
1988	3	-0.948	1995	9	0.495	2005	11	0.689
1988	4	-0.514	1996	3	-0.103	2005	12	0.89
1988	8	0.495	1996	4	-0.392	2006	1	0.589
1988	9	0.707	1996	5	-0.706	2006	2	0.017
1988	11	0.502	1997	4	-0.719	2006	3	-0.239
1989	2	-0.833	1997	7	-0.081	2006	6	-0.52
1989	5	-0.018	1998	6	-0.512	2006	7	0.285
1989	12	-0.042	1999	2	0.202	2007	1	0.882
1990	2	-0.775	1999	7	0.204	2007	6	-0.158
1990	3	-0.813	1999	10	0.444			
1990	4	-0.607	1999	12	0.474			

ตาราง ข-10 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เกิด El Niño โดยการศึกษาความสัมพันธ์จาก
ตัวชี้วัด MEI ซึ่งใช้เกณฑ์ค่า S.D. ที่มากกว่า 1

El Niño								
Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1	Year	Month	EOF1
1982	6	0.417	1987	7	0.761	1993	9	0.462
1982	7	0.352	1987	8	0.333	1994	10	0.433
1982	8	0.006	1987	9	0.373	1994	11	0.686
1982	9	0.280	1987	10	1.003	1994	12	0.222
1982	10	0.377	1987	11	0.091	1995	1	1.034
1982	11	-0.360	1987	12	-0.509	1997	5	-0.942
1982	12	-0.494	1991	6	-0.575	1997	6	-0.658
1983	1	-0.800	1991	7	0.076	1997	7	-0.081
1983	2	-0.787	1991	10	-0.114	1997	8	0.233
1983	3	-0.602	1991	11	0.092	1997	9	0.038
1983	4	-0.416	1991	12	-0.091	1997	10	0.048
1983	5	0.016	1992	1	0.261	1997	11	0.357
1983	6	0.017	1992	2	-0.411	1997	12	0.272
1983	7	0.276	1992	3	-0.840	1998	1	0.138
1986	9	0.175	1992	4	-0.781	1998	2	-0.632
1986	11	-0.283	1992	5	-0.899	1998	3	-0.968
1986	12	-0.535	1992	6	-0.479	1998	4	-0.894
1987	1	-0.648	1993	3	-0.443	1998	5	-0.874
1987	2	-0.768	1993	4	-0.852	2002	11	0.365
1987	3	-0.648	1993	5	-0.742	2002	12	0.523
1987	4	-0.162	1993	6	-0.472	2003	1	0.323
1987	5	0.262	1993	7	0.410	2006	11	0.236
1987	6	0.151	1993	8	0.490	2006	12	0.681

ตาราง ข-11 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีที่เกิด La Niña โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด MEI ซึ่งใช้เกณฑ์ค่า S.D. ที่น้อยกว่า -1

La Niña		
Year	Month	EOF1
1988	7	0.499
1988	8	0.495
1988	9	0.707
1988	10	0.544
1988	11	0.502
1988	12	-0.132
1989	1	-0.562
1989	2	-0.833
1998	11	0.229
1999	1	0.294
1999	11	0.501
1999	12	0.474
2000	1	0.101
2000	2	0.265
2007	10	0.854
2007	11	0.695

ตาราง ข-12 ปริมาณฝน (EOF โหมดที่ 1) ในปีเป็น Normal จาก ENSO โดยการศึกษาความสัมพันธ์จากตัวชี้วัด MEI ซึ่งใช้เกณฑ์ค่า S.D. ที่อยู่ในช่วง -0.5 ถึง 0.5

Normal จาก ENSO		
Year	Month	EOF1
1979	1	-0.772
1980	1	-0.365
1980	2	-0.717
1980	7	0.060
1981	3	-0.671
1986	7	0.123
1988	2	-0.735
1991	4	-0.914
1992	8	0.178
1992	9	0.602
1992	10	0.444
1992	11	0.375
1994	4	-0.924
1995	3	-0.880
2003	3	-0.761
2003	9	0.607
2003	10	0.224
2004	8	0.894
2004	9	0.514
2004	10	0.581
2005	2	-0.106
2005	6	-0.284
2006	7	0.285

ประวัติผู้เขียน

ชื่อ สกุล	นางสาวขนิษฐา กู้ศรีสกุล	
รหัสประจำตัวนักศึกษา	5010920003	
วุฒิการศึกษา		
วุฒิ	ชื่อสถาบัน	ปีที่สำเร็จการศึกษา
วิทยาศาสตร์บัณฑิต (สถิติ)	มหาวิทยาลัยธรรมศาสตร์	2548

การตีพิมพ์เผยแพร่ผลงาน

ขนิษฐา กู้ศรีสกุล, เพ็ญใจ สมพงษ์ชัยกุล และ อัสมน ลิ้มสกุล. 2552. การค้นแปรของฝนเชิงพื้นที่และเวลาในประเทศไทยและความเชื่อมโยงกับความแปรปรวนของภูมิอากาศระดับภูมิภาคและโลก. ในเอกสารประกอบ การประชุมวิชาการสิ่งแวดล้อมครั้งที่ 8 จัดโดยสมาคมวิศวกรรมสิ่งแวดล้อมแห่งประเทศไทย ระหว่างวันที่ 25-27 มีนาคม พ.ศ. 2552 ณ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี จังหวัดนครราชสีมา.