**รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์**

# โครงการการวิเคราะห์ผลกระทบของความแปรปรวนสภาพอากาศที่ส่งผลต่อน้ำบาดาลระดับลึกในพื้นที่ที่มีการสูบน้ำบาดาลหนาแน่น

**โดย**

**รศ.ดร.อุมา สีบุญเรือง**

**ตุลาคม 2560**

สัญญาเลขที่ RSA5780070

รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

# โครงการการวิเคราะห์ผลกระทบของความแปรปรวนสภาพอากาศที่ส่งผลต่อน้ำบาดาลระดับลึกในพื้นที่ที่มีการสูบน้ำบาดาลหนาแน่น

รศ.ดร.อุมา สีบุญเรือง
สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง

สนับสนุนโดยสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย
และต้นสังกัด

(ความเห็นในรายงานนี้เป็นของผู้วิจัยสกว.และต้นสังกัดไม่จำเป็นต้องเห็นด้วยเสมอไป)

# คำนำ

ปัญหาการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่ส่งผลกระทบไปทั่วโลก หลายประเทศได้รับผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศของโลกในปัจจุบัน ประเทศไทยก็ได้รับผลกระทบเช่นเดียวกัน โดยเฉพาะการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่ส่งผลต่อปริมาณฝนและน้ำบาดาล ที่อาจจะมีแนวโน้มเปลี่ยนแปลงไปจากอดีต รายงานวิจัยของโครงการการวิเคราะห์ผลกระทบของความแปรปรวนสภาพอากาศที่ส่งผลต่อน้ำบาดาลระดับลึกในพื้นที่ที่มีการสูบน้ำบาดาลหนาแน่น ฉบับนี้ได้นำเสนอเกี่ยวกับผลการวิเคราะห์พฤติกรรมต่างๆ ของข้อมูลภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ แนวทางการพยากรณ์ปริมาณฝนเบื้องต้น และนำเสนอผลการศึกษาเกี่ยวกับการเชื่อมโยงของสภาพภูมิอากาศต่อระดับน้ำบาดาลที่การสูบใช้บริเวณพื้นที่แอ่งเจ้าพระยาตอนล่างของประเทศไทย โดยการศึกษาและทำความเข้าใจผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศต่อทรัพยากรน้ำ จะทำให้สามารถเตรียมความพร้อมในการหาแนวทางในการจัดสรรน้ำที่เหมาะสมกับผลกระทบที่เปลี่ยนแปลง ย่อมทำให้ความสูญเสียที่จะเกิดขึ้นจากความเปลี่ยนแปลงดังกล่าวในอนาคตลดน้อยลงได้

อุมา สีบุญเรือง

# กิตติกรรมประกาศ

โครงการวิจัยเรื่อง Quantitative Impact Analysis of Climate Variability on Deep Groundwater Signals in an Intense Groundwater Pumpage Area ได้รับการสนับสนุนจากทุนพัฒนานักวิจัย (เมธีวิจัย สกว.) ประจำปี 2557 สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย การศึกษานี้สำเร็จลุล่วงไปด้วยดีด้วยความร่วมมือจากหลายหน่วยงานหลายฝ่ายที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูล เช่น กรมอุตุนิยมวิทยา กรมชลประทาน กรมทรัพยากรน้ำบาดาล กรมพัฒนาที่ดิน และกรมแผนที่ทหาร เป็นต้น และขอขอบคุณผู้ช่วยวิจัยทั้งระดับปริญญาตรี ปริญญาโท และปริญญาเอก ที่ช่วยในการรวบรวมข้อมูลและประมวลผลข้อมูลต่างๆ

ขอขอบคุณบุคลากรและนักศึกษาภาควิชาวิศวกรรมโยธา คณะวิศวกรรมศาสตร์ สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง ที่มีส่วนร่วมช่วยและสนับสนุนให้การดำเนินการวิจัยสำเร็จลุล่วงไปด้วยดี

ท้ายนี้ผู้วิจัยขอกราบขอบพระคุณบิดา มารดา ที่ให้การอุปการะอบรมเลี้ยงดู ตลอดจนส่งเสริมการศึกษา และให้กำลังใจเป็นอย่างดี อีกทั้งขอขอบคุณเพื่อนอาจารย์ทุกท่าน ที่ให้การสนับสนุนและช่วยเหลือด้วยดีเสมอมา และขอขอบพระคุณเจ้าของข้อมูลและงานวิจัยทุกท่านที่ผู้วิจัยได้นำมาอ้างอิงในการทำวิจัยจนกระทั่งงานวิจัยฉบับนี้สำเร็จลุล่วงไปได้ด้วยดี

คณะวิจัย

ตุลาคม 2560

**Abstract**

**Project Code:** RSA5780070

**Project Title:** Quantitative Analysis of Impacts of Climate Variability on Deep Groundwater Signals in an Intense Groundwater Pumpage Area

**Investigator:** Assoc.Prof.Dr.Uma Seeboonruang

**E-mail Address:** uma.se@kmitl.ac.th

**Project Period:** 15 July 2014 - 9 October 2017

The objective of this study is to investigate the impacts of variability of Indian Ocean Dipole (IOD) and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on rainfall and deep groundwater in the Lower Chao Phraya Basin Area including those impacts from groundwater pumpage. The time series of all variables were measured from 1981-2012. The two methods of Wavelet Transform and Spectral Analysis are employed to order to establish the groundwater periodicity. Individual pairs of time series are analyzed by cross correlation. Multiple linear regression is employed to establish the rainfall pattern from the climate variables. Finally, MODFLOW model is constructed to investigate the linkage among the climate variability, rainfall, pumpage and groundwater levels.

The results found that the periodicities of IMI and WNPMI are identical, which are approximately 1 year, while that of MEI is approximately 2.5 – 5 years. Regarding to the relationship between climate/oceanic variables and rainfall, the correlation coefficients between IMI/ WNPMI and rainfall are around 0.6, which are higher than that of other parameters. In addition, the resultant equations from the multiple linear analysis perform well with the correlation coefficient (R) between 0.5 – 0.8.

Moreover the equations of polynomial order 5th and 3rd order sine function significantly relate to the pumpage trends. When the effects of the pumpage are eliminated from the groundwater signals, the relationship between climate variability and the deep groundwater signals in the Lower Chao Phraya Basin become elevated. It is found that Nino4 is highly correlated with the groundwater signal. The MODFLOW conceptual model include the aquifer system of 9 layers with 316 observation wells. When rainfall pattern changes, the simulated groundwater signals and those from measurement are moderately analogous and the impacts on groundwater level from the climate variability are less than that from the human activity.

From this study, statistical analysis can be applied and assess the linkage between climate and groundwater. It can be an alternative technique and can be quite benefit to the groundwater management because the necessary data are inexpensive but effective in comparison to the well drilling.

**Keywords :** climate variability; groundwater pumpage; signal decomposition; time series.

**บทคัดย่อ**

**รหัสโครงการ** : RSA5780070

**ชื่อโครงการ**: การวิเคราะห์ผลกระทบของความแปรปรวนสภาพอากาศที่ส่งผลต่อน้ำบาดาลระดับลึกในพื้นที่ที่มีการสูบน้ำบาดาลหนาแน่น

**ชื่อนักวิจัย**: รศ.ดร.อุมา สีบุญเรือง

**E-mail address**: uma.se@kmitl.ac.th

**ระยะเวลาโครงการ**: 15 กรกฎาคม 2557 - 9 ตุลาคม 2560

การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาผลกระทบของความแปรปรวนจากปรากฏการณ์ Indian Ocean Dipole (IOD) และ El Niño-Southern Oscillation (ENSO) ที่มีต่อปริมาณน้ำฝนและน้ำบาดาลระดับลึกในพื้นที่แอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง ซึ่งนำผลจากการสูบน้ำมาพิจารณาด้วย โดยข้อมูลอนุกรมเวลาของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ศึกษาอยู่ในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 1981 – 2012 การหาคาบการเกิดของข้อมูลต่างๆ ได้ใช้การแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ร่วมกับการวิเคราะห์ความถี่สเปคตรัม (Spectral Analysis) การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรต่างๆ ใช้วิธีสหสัมพันธ์ข้ามตัวแปร (Cross Correlation) ร่วมกับการวิเคราะห์สมการถดถอยเชิงพหุ (Multiple linear regression) สุดท้ายได้ทำการการสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล (MODFLOW) ในพื้นที่ศึกษา เพื่อตรวจสอบความเชื่อมโยงระหว่างการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ ปริมาณฝนและสัญญาณจากการสูบน้ำที่มีต่อระดับน้ำบาดาลด้วย

ผลการศึกษาพบว่าคาบการเกิดซ้ำของดัชนี IMI และ WNPMI มีความคล้ายคลึงกันคืออยู่ที่ประมาณ 1 ปี ดัชนี MEI อยู่ในช่วงประมาณ 2.5 - 5 ปี เป็นต้น ส่วนความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝน นั้น พบว่าดัชนี IMI กับ WNPMI มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพัทธ์ประมาณ 0.6 สูงกว่าดัชนีอื่นๆ และจากการวิเคราะห์สมการถดถอยเชิงพหุพบว่าค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R) อยู่ระหว่าง 0.5 - 0.8 ซึ่งพบว่าสามารถทำนายค่าได้ดีพอสมควร

นอกจากนี้ พบว่า สมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ 5 และสมการรูปคลื่นไซน์ออร์เดอร์ 3 จะมีความสัมพันธ์ในภาพรวมสูงสุดต่อปริมาณการสูบน้ำ โดยตัวแปรทางภูมิอากาศและน้ำบาดาลมีความสัมพันธ์กันมากขึ้นเมื่อมีการตัดอิทธิพลจากการสูบน้ำบาดาลออก ซึ่งตัวแปร Nino4 ให้ค่าความสัมพันธ์สูงสุด ส่วนการจำลองน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา ได้จำลองสภาพชั้นน้ำบาดาลทั้งหมด 8 ชั้น ด้วยบ่อสังเกตการณ์น้ำบาดาลจำนวน 316 บ่อ เมื่อแปรผันการเติมน้ำผิวดิน พบว่า ค่าของระดับน้ำที่คำนวณได้มีค่าใกล้เคียงกับบ่อสังเกตการณ์พอสมควร ทั้งนี้ เห็นว่าการนำกระบวนการวิเคราะห์ทางสถิติเข้ามาใช้ในการศึกษาและประเมินถึงความเชื่อมโยงของสภาพภูมิอากาศที่มีต่อระดับน้ำบาดาลจะเป็นอีกแนวทางหนึ่ง ที่มีประโยชน์อย่างมากต่อการพัฒนาแหล่งน้ำบาดาล เนื่องจากข้อมูลที่ใช้มีค่าใช้จ่ายไม่มากแต่ให้ผลที่ดี เมื่อเทียบกับการเจาะสำรวจที่อาจมีค่าใช้จ่ายสูงมาก



**คำหลัก :** ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ; การสูบน้ำบาดาล; การแยกองค์ประกอบ; อนุกรมเวลา

# สารบัญ


| | หน้า |
|---|---|
| **คำนำ** | ก |
| **กิตติกรรมประกาศ** | ข |
| **บทคัดย่อภาษาไทย** | ค |
| **บทคัดย่อภาษาอังกฤษ** | ง |
| **สารบัญ** | จ |
| **สารบัญตาราง** | ญ |
| **สารบัญรูป** | ฐ |
| **บทที่** | |
| **1. บทนำ** | **1-1** |
| 1.1 บทนำ | 1-1 |
| 1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ | 1-2 |
| 1.3 ขอบเขตของการศึกษา | 1-2 |
| 1.4 พื้นที่ศึกษา | 1-3 |
| 1.5 สถานการณ์น้ำบาดาลบริเวณพื้นที่ศึกษา | 1-3 |
| 1.6 เป้าหมาย | 1-5 |
| **2. พื้นที่ศึกษาและสภาพภูมิอากาศ** | **2-1** |
| 2.1 ลักษณะทั่วไปของประเทศไทย | 2-1 |
| 2.2 ทรัพยากรน้ำบาดาลของประเทศไทย | 2-3 |
| 2.3 ข้อมูลสภาพภูมิอากาศและสมุทรศาสตร์ | 2-5 |
| 2.3.1 ความแปรปรวนของการหมุนเวียนบรรยากาศ | 2-5 |
| 2.3.2 ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพลในมหาสมุทรอินเดียบริเวณเส้นศูนย์สูตร | 2-6 |
| 2.3.3 ปรากฏการณ์เอนโซ่ | 2-7 |
| 2.3.4 มรสุมฤดูร้อน | 2-9 |
| 2.4 พื้นที่แอ่งน้ำบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง | 2-11 |
| 2.4.1 สภาพภูมิประเทศ | 2-11 |
| 2.4.2 สภาพทางธรณีวิทยา | 2-12 |
| 2.4.3 อุทกธรณีวิทยา | 2-17 |
| **3. งานวิจัยที่ผ่านมาและทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง** | **3-1** |
| 3.1 วรรณกรรมที่เกี่ยวข้องกับสภาพภูมิอากาศและทรัพยากรน้ำ | 3-1 |
| 3.1.1 ปริมาณน้ำฝน | 3-1 |
| 3.1.2 น้ำบาดาล | 3-2 |
| 3.2 ทฤษฎีที่ใช้ | 3-5 |
| 3.2.1 การแยกองค์ประกอบข้อมูลอนุกรมเวลา | 3-5 |

# สารบัญ (ต่อ)


| | | หน้า |
|---|---|---|
| | 3.2.2 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ | 3-6 |
| | 3.2.3 รูปแบบจำลองความถดถอยเชิงพหุ | 3-9 |
| | 3.2.4 การวิเคราะห์ความถี่สเปคตรัม | 3-10 |
| | 3.2.5 การแปลงเวฟเล็ต | 3-10 |
| 3.3 | การจำลองสภาพพฤติกรรมน้ำบาดาล | 3-11 |
| | 3.3.1 การไหลของน้ำบาดาล | 3-11 |
| | 3.3.2 สมดุลของน้ำบาดาล | 3-13 |
| | 3.3.3 ปริมาณการไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาล | 3-13 |
| | 3.3.4 ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากชั้นหินอุ้มน้ำ | 3-15 |
| | 3.3.5 แบบจำลองการไหลของน้ำบาดาลทางคณิตศาสตร์ | 3-16 |
| | 3.3.6 ขั้นตอนในการสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล | 3-21 |
| | 3.3.7 แบบจำลองที่ใช้ในการศึกษา | 3-24 |
| **4.** | **ระเบียบวิธีวิจัย** | **4-1** |
| 4.1 | การรวบรวมข้อมูล | 4-1 |
| | 4.1.1 ปริมาณฝน | 4-1 |
| | 4.1.2 ระดับน้ำบาดาล | 4-3 |
| | 4.1.3 ดัชนีสภาพภูมิอากาศและสมุทรศาสตร์ | 4-5 |
| 4.2 | การตรวจสอบและปรับแก้ข้อมูล | 4-10 |
| 4.3 | การวิเคราะห์ข้อมูล | 4-11 |
| | 4.3.1 การแยกองค์ประกอบข้อมูลอนุกรมเวลาน้ำบาดาล | 4-11 |
| | 4.3.2 หาค่าเศษเหลือของข้อมูล | 4-12 |
| | 4.3.3 การทดสอบอัตตสัมพันธ์ | 4-12 |
| | 4.3.4 ตรวจสอบคาบการเกิดซ้ำ | 4-13 |
| | 4.3.5 การทดสอบสหสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร | 4-13 |
| | 4.3.6 การวิเคราะห์ความถดถอยเชิงพหุ | 4-14 |
| 4.4 | ตรวจสอบผลจากการแยกองค์ประกอบน้ำบาดาลด้วยแบบจำลอง MODFLOW | 4-16 |
| **5.** | **พฤติกรรมของตัวแปรที่ศึกษา** | **5-1** |
| 5.1 | การวิเคราะห์ดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรสาสตร์ | 5-1 |
| | 5.1.1 การตรวจสอบคาบการเกิดซ้ำของมรสุมฤดูร้อนเอเชีย | 5-1 |
| | 5.1.2 ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล | 5-2 |
| | 5.1.3 ปรากฏการณ์เอนโซ่ | 5-3 |
| 5.2 | การวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณน้ำฝน | 5-6 |
| 5.3 | การวิเคราะห์ข้อมูลระดับน้ำบาดาล | 5-9 |
| | 5.3.1 การแยกองค์ประกอบข้อมูลน้ำบาดาล | 5-11 |

# สารบัญ (ต่อ)


| | หน้า |
|---|---|
| 5.3.2 ค่าเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 5-15 |
| 5.3.3 การตรวจสอบคาบการเกิดซ้ำของเศษเหลือ | 5-21 |
| **6. การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณฝน** | **6-1** |
| 6.1 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณฝน | 6-1 |
| 6.1.1 ดัชนี IMI กับปริมาณฝน | 6-2 |
| 6.1.2 ดัชนี WNPMI กับปริมาณฝน | 6-4 |
| 6.1.3 ดัชนี DMI กับปริมาณฝน | 6-7 |
| 6.1.4 ดัชนี MEI กับปริมาณฝน | 6-9 |
| 6.1.5 ดัชนี SOI กับปริมาณฝน | 6-12 |
| 6.1.6 ดัชนี NINO4 กับปริมาณฝน | 6-14 |
| 6.2 ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝนด้วยสมการถดถอยเชิงพหุ | 6-17 |
| **7. การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาลและเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม** | **7-1** |
| 7.1 ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาล | 7-2 |
| 7.1.1 ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาล | 7-2 |
| 7.1.2 ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาล | 7-10 |
| 7.1.3 ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาล | 7-18 |
| 7.1.4 ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาล | 7-26 |
| 7.1.5 ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาล | 7-34 |
| 7.1.6 ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาล | 7-42 |
| 7.2 ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 7-50 |
| 7.2.1 ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 7-50 |
| 7.2.2 ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 7-58 |
| 7.2.3 ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 7-66 |
| 7.2.4 ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 7-74 |
| 7.2.5 ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 7-82 |
| 7.2.6 ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 7-90 |
| **8. การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับระดับน้ำบาดาลและเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม** | **8-1** |
| 8.1 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับระดับนำบาดาล | 8-3 |

# สารบัญ (ต่อ)


| | | หน้า |
|---|---|---|
| | 8.1.1 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาล | 8-3 |
| | 8.1.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาล | 8-11 |
| | 8.1.3 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาล | 8-19 |
| | 8.1.4 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาล | 8-27 |
| | 8.1.5 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาล | 8-36 |
| | 8.1.6 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาล | 8-43 |
| 8.2 | ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับเศษเหลือระดับน้ำบาดาลหลังจากการแยกแนวโน้ม | 8-51 |
| | 8.2.1 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 8-51 |
| | 8.2.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 8-59 |
| | 8.2.3 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 8-68 |
| | 8.2.4 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 8-76 |
| | 8.2.5 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 8-85 |
| | 8.2.6 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม | 8-93 |
| **9.** | **การจำลองและการตรวจสอบผลจากการจำลองการไหลของน้ำบาดาล** | **9-1** |
| 9.1 | แบบจำลองเชิงมโนทัศน์ | 9-1 |
| 9.2 | การออกแบบกริดและขอบเขตของแบบจำลอง | 9-3 |
| | 9.2.1 การออกแบบกริด | 9-3 |
| | 9.2.2 ขอบเขตของแบบจำลอง | 9-3 |
| | 9.2.3 ชนิดของชั้นอุ้มน้ำ | 9-5 |
| 9.3 | พารามิเตอร์นำเข้าในแบบจำลอง | 9-6 |
| | 9.3.1 ระดับความสูงด้านบนและล่าง | 9-6 |
| | 9.3.2 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำ | 9-7 |
| | 9.3.3 ระดับน้ำเริ่มต้น | 9-7 |
| | 9.3.4 อัตราการเติมน้ำ | 9-8 |
| | 9.3.5 ข้อมูลแม่น้ำ | 9-9 |
| | 9.3.6 อัตราการสูบน้ำใต้ดิน | 9-9 |
| 9.4 | การจำลองในสภาวะคงที่ | 9-10 |
| | 9.4.1 เงื่อนไขของการจำลองในสภาวะคงที่ | 9-10 |
| | 9.4.2 ผลการจำลองในสภาวะคงที่ | 9-11 |

# สารบัญ (ต่อ)


| | | หน้า |
|---|---|---|
| | 9.4.3 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรในสภาวะคงที่ | 9-17 |
| 9.5 | การหาความเชื่อมโยงของตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาลจากแบบจำลอง MODFLOW | 9-18 |
| **บทที่ 10** | **บทสรุปและข้อเสนอแนะ** | **10-1** |
| 10.1 | สรุป | 10-1 |
| 10.2 | ข้อเสนอแนะ | 10-4 |
| **เอกสารอ้างอิง** | | |
| Output | | |
| **ภาคผนวก ก** | | **ก-1** |
| **ภาคผนวก ข** | | **ข-1** |
| **ภาคผนวก ค** | | **ค-1** |
| **ภาคผนวก ง** | | **ง-1** |
| **ภาคผนวก จ** | | **จ-1** |
| **ภาคผนวก ฉ** | | **ฉ-1** |
| **ภาคผนวก ช** | | **ช-1** |

# สารบัญตาราง


| ตารางที่ | | หน้า |
|---|---|---|
| 2.1 | ตารางแสดงจำนวนบ่อสังเกตการณ์ในแอ่งน้ำบาดาลต่างๆทั่วประทศ | 2-3 |
| 3.1 | สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์และระดับความสัมพันธ์ | 3-9 |
| 4.1 | ตัวอย่างปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือน ณ สถานี จ.สุพรรณบุรี | 4-3 |
| 4.2 | แสดงค่าสถิติพื้นฐานของปริมาณน้ำฝนรายเดือนในพื้นที่ศึกษา | 4-3 |
| 4.3 | ตัวอย่างค่าระดับน้ำบาดาลเฉลี่ยรายเดือนบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง | 4-4 |
| 4.4 | ตัวอย่างค่าสถิติพื้นฐานของระดับน้ำบาดาลรายเดือนในพื้นที่ศึกษา | 4-4 |
| 4.5 | การหาค่าเศษเหลือหรือค่าระดับน้ำบาดาลที่ผ่านการแยกแนวโน้มออกออกไปแล้ว | 4-12 |
| 5.1 | สรุปค่าพฤติกรรมรอบการเกิดที่มีความถี่สูงสุดสามลำดับแรกของดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ที่ศึกษา | 5-6 |
| 5.2 | ค่าสถิติพื้นฐานของปริมาณน้ำฝนรายเดือนในพื้นที่ศึกษา | 5-6 |
| 5.3 | ค่าสถิติพรรณนาของระดับน้ำบาดาลในสถานีที่ศึกษา | 5-11 |
| 5.4 | การประมาณค่าแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียลและสมการรูปคลื่นไซน์ที่อันดับต่างๆของสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ ห้วยขวาง กรุงเทพฯ | 5-12 |
| 5.5 | ค่าสหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลระดับน้ำบาดาลกับการประมาณแนวโน้มทั้งสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียล | 5-14 |
| 5.6 | ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการใช้น้ำกับค่าระดับน้ำบาดาลจากแนวโน้มของสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียล | 5-15 |
| 5.7 | ค่าพฤติกรรมรอบการเกิด (ปี) ที่มีความถี่สูงสุดสองอันดับแรกของค่าเศษเหลือระดับน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์ที่ทำการศึกษา | 5-22 |
| 5.8 | ค่าพฤติกรรมรอบการเกิด (ปี) ที่มีความถี่สูงสุดสองอันดับแรกของค่าเศษเหลือระดับน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการโพลีโนเมียลที่ทำการศึกษา | 5-24 |
| 6.1 | ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี IMI | 6-2 |
| 6.2 | ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี WNPMI | 6-5 |
| 6.3 | ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี DMI | 6-7 |
| 6.4 | ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี MEI | 6-10 |
| 6.5 | ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี SOI | 6-12 |
| 6.6 | ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี NINO4 | 6-15 |
| 6.7 | แสดงสมการถดถอยเชิงพหุและสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R) ระหว่างปริมาณฝนกับดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ | 6-18 |
| 6.8 | สรุปค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงสุดระหว่างดัชนีสภาพอากาศและปริมาณฝน | 6-22 |

ที่สถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา
7.1 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาล 7-8
7.2 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาล 7-16
7.3 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาล 7-24
7.4 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาล 7-32
7.5 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาล 7-40
7.6 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาล 7-48
7.7 ค่าสหสัมพันธ์ที่สูงสุดเฉลี่ยจากการวิเคราะห์สหสัมพันธ์ข้ามตัวแปรของแต่ละดัชนีกับค่าระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 รูปแบบ 7-50
7.8 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมของดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มในแต่ละสถานีที่คัดเลือก 7-58
7.9 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม 7-66
7.10 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม 7-74
7.11 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม 7-82
7.12 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม 7-90
7.13 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม 7-98
7.14 เปรียบเทียบค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์สูงสุดระหว่างดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาลและระดับน้ำบาดาลหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการที่ใช้ศึกษา 7-98
8.1 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดแสดงเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาล 8-10
8.2 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดแสดงเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาล 8-18
8.3 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดแสดงเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาล 8-26
8.4 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดแสดงเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาล 8-33
8.5 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดแสดงเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับ 8-41

ระดับน้ำบาดาล
8.6 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดแสดงเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาล 8-49
9.1 ค่าเฮดคงที่ๆใช้ในการจำลองการศึกษา 9-4
9.2 ค่าพารามิเตอร์ที่นำเข้าขอบเขตเงื่อนไขแม่น้ำ (RIV) ให้กับแบบจำลองตั้งต้น 9-9
4.2 สรุปค่าตัวแปรค่าความนำทางชลสาสตร์ที่ได้จากการปรับเทียบในสภาวะคงที่ 9-12
4.3 ข้อมูลแรดันน้ำที่ชุดสังเกตการณ์ 12 จุดหลังปรับเทียบแบบจำลองในสภาวะคงที่ 9-12
4.4 สมดุลของน้ำใต้ดินจากการจำลองในสภาวะคงที่ 9-12

# สารบัญรูป


| รูปที่ | | หน้า |
|---|---|---|
| 1.1 | ตำแหน่งที่ตั้งของแอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง (พื้นที่ศึกษา) | 1-4 |
| 1.2 | ขอบเขตพื้นที่ศึกษาแอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง | 1-5 |
| 2.1 | ทิศทางของลมมรสุมที่พัดผ่านประเทศไทย | 2-2 |
| 2.2 | ร่องมรสุม (Monsoon trough) และแนวประทะลมร้อน (Inter tropical convergence zone; ITCZ) บริเวณศูนย์สูตร | 2-2 |
| 2.3 | แสดงแอ่งน้ำบาดาลทั่วประเทศ | 2-4 |
| 2.4 | ความเชื่อมโยงกันระหว่างบรรยากาศกับมหาสมุทรที่ระดับความสูง 500 hPa | 2-5 |
| 2.5 | ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian ocean Dipole หรือ IOD) (ซ้าย) กรณีที่เกิด Positive IOD; (ขวา) กรณี รูปแบบ Negative IOD) | 2-6 |
| 2.6 | การหมุนเวียนอากาศแบบวอคเกอร์ (Walker circulation) ประกอบด้วย 2 เซลล์ คือ การหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรแปซิฟิก และการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรอินเดีย | 2-8 |
| 2.7 | แผนที่ธรณีวิทยาบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง | 2-14 |
| 2.8 | ลักษณะของชั้นน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ศึกษา | 2-19 |
| 2.9 | ลักษณะทางอุทกธรณีวิทยาบริเวณภาคกลางตอนล่าง | 2-20 |
| 3.1 | ส่วนประกอบในข้อมูลอนุกรมเวลา | 3-6 |
| 3.2 | ลักษณะของข้อมูลที่มีรูปแบบเหมือนกันทั้ง 2 ชุด | 3-7 |
| 3.3 | ลักษณะของข้อมูลที่มีรูปแบบต่างกัน | 3-7 |
| 3.4 | ลักษณะของข้อมูลที่มีการเหลื่อมเวลากัน | 3-7 |
| 3.5 | การกระจายตัวของพื้นที่รับน้ำพื้นที่เส้นกึ่งกลางและพื้นที่สูญเสียน้ำ | 3-12 |
| 3.6 | ระบบการไหลของน้ำบาดาล | 3-12 |
| 3.7 | ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำบาดาลและน้ำผิวดิน (a) เขตชุ่มชื้นและ (b) เขตแห้งแล้ง | 3-15 |
| 3.8 | การเปลี่ยนแปลงระดับของน้ำบาดาลในระดับตื้นเนื่องจากการระเหยสู่บรรยากาศ | 3-16 |
| 3.9 | Computational molecules. | 3-18 |
| 3.10 | การกำหนดขอบเขตของชั้นหินอุ้มน้ำในรูปของแถว สดมภ์และชั้น | 3-19 |
| 3.11 | การกำหนดรูปแบบของเซลล์ | 3-20 |
| 4.1 | ขั้นตอนการศึกษา | 4-2 |
| 4.2 | ลักษณะค่าระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 และ CT22/3 | 4-4 |
| 4.3 | บริเวณพื้นที่สัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศสำหรับตัวชี้วัด 2 ตัว | 4-6 |
| 4.4 | บริเวณที่ใช้พิจารณาค่า Dipole Mode Index (DMI) | 4-7 |
| 4.5 | ข้อมูลรายเดือนของค่า Dipole Mode Index (DMI) | 4-7 |

4.6 บริเวณพื้นที่ศึกษาค่าตัวแปร MEI 4-8

## สารบัญรูป (ต่อ)

**รูปที่** **หน้า**

4.7 ข้อมูลรายเดือนของค่า Multivanate ENSO index (MEI) 4-8
4.8 ที่ตั้งของเกาะตาฮิติและเมืองดาร์วิน 4-9
4.9 การกำหนดพื้นที่ศึกษาค่าผิดสภาพอุณหภูมิผิวหน้าน้ำทะเลบริเวณกลางมหาสมุทรแปซิฟิก Nino1+2 Nino3.4 และ Nino4 4-9
4.10 การประมาณค่าช่วงเวลา 31 วันเพื่อการวิเคราะห์ข้อมูลในโปรแกรม PAST 4-11
4.11 ตัวอย่างข้อมูลในโปรแกรมสำเร็จรูป SPSS หน้าต่าง Data View 4-14
4.12 ตัวอย่างการเลือกคำสั่ง Linear Regression 4-15
4.13 ตัวอย่างการเลือกตัวแปรอิสระและตัวแปรตามของโปรแกรม 4-15
4.14 ตัวอย่างผลการวิเคราะห์ข้อมูลโดยโปรแกรมสำเร็จรูป SPSS 4-16
5.1 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีแบบแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี IMI 5-2
5.2 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีแบบแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี WNPMI 5-2
5.3 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีแบบแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี DMI 5-3
5.4 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีแบบแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี MEI 5-4
5.5 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีแบบแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี SOI 5-4
5.6 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีแบบแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี NINO4 5-5
5.7 แสดงการวิเคราะห์ความถี่ด้วยวิธี (Spectral Analysis) ของปริมาณฝนรายเดือนที่สถานีที่คัดเลือก 5-7
5.8 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavele Transform) ของปริมาณฝนรายเดือนที่สถานีคัดเลือกที่ศึกษา 5-8
5.9 ตัวอย่างลักษณะอนุกรมเวลาของระดับน้ำบาดาลในแต่ละบ่อที่ศึกษา 5-10
5.10 อนุกรมเวลาของระดับน้ำบาดาลที่สถานีที่คัดเลือก ที่ประมาณค่าแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ต่างๆ 5-13
5.11 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียและสมการรูปคลื่นไซน์ 5-16

ของสถานี CT4

## สารบัญรูป (ต่อ)


| รูปที่ | | หน้า |
|---|---|---|
| 5.12 | ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียและสมการรูปคลื่นไซน์ของสถานี CT7/1 | 5-17 |
| 5.13 | การทำอัตตสัมพันธ์ของข้อมูลเศษเหลือจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 | 5-19 |
| 5.14 | การทำอัตตสัมพันธ์ของข้อมูลเศษเหลือจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 | 5-20 |
| 5.15 | แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานี CT4 | 5-21 |
| 5.16 | แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการโพลีโนเมียลและสมการรูปคลื่นไซน์ด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) สถานี CT4 | 5-23 |
| 6.1 | ตำแหน่งสถานีวัดน้ำฝนที่คัดเลือกในพื้นที่ศึกษา | 6-1 |
| 6.2 | ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆที่ศึกษา | 6-3 |
| 6.3 | ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา | 6-5 |
| 6.4 | ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา | 6-8 |
| 6.5 | ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา | 6-10 |
| 6.6 | ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา | 6-13 |
| 6.7 | ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา | 6-15 |
| 6.8 | สรุปการแสดงผลการวิเคราะห์ข้อมูลดัชนีและปริมาณน้ำฝน จ.กรุงเทพมหานคร โดย SPSS | 6-17 |
| 6.9 | อนุกรมเวลาของปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษาปี 2012 | 6-19 |
| 6.10 | การเปรียบเทียบปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงในสถานีต่างๆ ที่ศึกษา | 6-20 |
| 7.1 | ตำแหน่งสถานีบ่อน้ำบาดาลที่คัดเลือกในพื้นที่ศึกษา | 7-1 |
| 7.2 | ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT4 | 7-3 |

7.3 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT7/1 7-4
7.4 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT17/2 7-6

## สารบัญรูป (ต่อ)

**รูปที่** **หน้า**

7.5 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT26/1 7-7
7.6 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT48/2 7-9
7.7 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT4 7-11
7.8 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT7/1 7-12
7.9 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT17/2 7-14
7.10 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT26/1 7-15
7.11 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT48/2 7-17
7.12 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT4 7-19
7.13 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT7/1 7-20
7.14 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT17/2 7-22
7.15 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT26/1 7-23
7.16 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT48/2 7-25
7.17 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT4 7-27
7.18 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT7/1 7-28
7.19 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT17/2 7-30
7.20 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT26/1 7-31
7.21 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT48/2 7-33
7.22 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT4 7-35
7.23 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT7/1 7-36
7.24 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT17/2 7-38
7.25 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT26/1 7-39
7.26 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT48/2 7-41
7.27 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT4 7-43
7.28 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT7/1 7-44
7.29 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT17/2 7-46
7.30 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT26/1 7-47
7.31 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆของสถานี CT48/2 7-49

7.32 ความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 7-51
7.33 ความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 7-52
7.34 ความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 7-54
7.35 ความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 7-55

## สารบัญรูป (ต่อ)

**รูปที่** **หน้า**

7.36 ความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 7-57
7.37 ความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 7-59
7.38 ความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 7-60
7.39 ความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 7-62
7.40 ความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 7-63
7.41 ความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 7-65
7.42 ความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 7-67
7.43 ความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 7-69
7.44 ความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 7-70
7.45 ความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 7-72
7.46 ความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 7-73
7.47 ความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 7-75
7.48 ความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 7-77
7.49 ความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 7-78
7.50 ความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 7-80
7.51 ความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 7-81
7.52 ความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 7-83
7.53 ความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 7-85
7.54 ความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 7-86
7.55 ความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 7-88
7.56 ความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 7-89
7.57 ความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 7-92
7.58 ความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 7-93
7.59 ความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 7-95
7.60 ความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 7-96
7.61 ความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 7-97

8.1 บริเวณพื้นที่ศึกษาที่มีพื้นผิวปกคลุมด้วยชั้นดินเหนียวกรุงเทพ 8-2
8.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4 8-3
8.3 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1 8-5
8.4 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2 8-6
8.5 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1 8-8

## สารบัญรูป (ต่อ)

**รูปที่** **หน้า**

8.6 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2 8-9
8.7 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4 8-11
8.8 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1 8-13
8.9 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2 8-14
8.10 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1 8-16
8.11 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2 8-17
8.12 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4 8-19
8.13 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1 8-21
8.14 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2 8-22
8.15 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1 8-24
8.16 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2 8-25
8.17 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4 8-27
8.18 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1 8-29
8.19 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2 8-30
8.20 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1 8-32
8.21 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2 8-33
8.22 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4 8-35
8.23 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1 8-37
8.24 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2 8-38
8.25 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1 8-40
8.26 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2 8-41
8.27 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4 8-43
8.28 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1 8-45
8.29 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2 8-46
8.30 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1 8-48

8.31 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2 8-49
8.32 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT4 8-51
8.33 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT7/1 8-53

## สารบัญรูป (ต่อ)

**รูปที่** **หน้า**

8.34 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT17/2 8-54
8.35 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT26/1 8-56
8.36 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT48/2 8-57
8.37 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT4 8-60
8.38 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT7/1 8-61
8.39 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT17/2 8-63
8.40 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT26/1 8-64
8.41 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT48/2 8-66
8.42 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT4 8-68
8.43 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT7/1 8-70
8.44 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT17/2 8-71
8.45 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT26/1 8-73

8.46 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 8-72
8.47 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 8-77
8.48 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 8-78

## สารบัญรูป (ต่อ)

**รูปที่** **หน้า**

8.49 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 8-80
8.50 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 8-81
8.51 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 8-83
8.52 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 8-85
8.53 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 8-87
8.54 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 8-89
8.55 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 8-90
8.56 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 8-91
8.57 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 8-94
8.58 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 8-96
8.59 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 8-97
8.60 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม 8-99

ของสถานี CT26/1
8.61 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT48/2 8-100
9.1 ขอบเขตแบบจำลองและแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ของพื้นที่ศึกษา 9-2
9.2 ลักษณะของชั้นน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ศึกษา 9-2
9.3 ลักษณะการแบ่งกริดในพื้นที่ศึกษา 9-3
9.4 การกำหนดขอบเขตแบบกำหนดแบบไม่มีการไหล 9-5
9.5 การจำลองชั้นน้ำบาดาล 9-6

## สารบัญรูป (ต่อ)

**รูปที่** **หน้า**

9.6 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้เริ่มต้นที่ใช้ในแบบจำลอง 9-7
9.7 ลักษณะพื้นที่เติมน้ำโดยใช้การกระจายปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษาด้วยรูปหลายเหลี่ยมโพลีกอน 9-8
9.8 ตำแหน่งของบ่อบาดาลในแบบจำลอง 9-10
9.9 ตำแหน่งบ่อสังเกตการณ์ที่ใช้ในการจำลองสภาวะคงที่ 9-11
9.10 ผลการปรับเทียบแบบจำลองระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา 9-12
9.11 สมดุลของน้ำใต้ดินจากการจำลองในสภาวะคงที่ 9-14
9.12 ผลการจำลองแสดงเส้นแรงดันเท่า และทิศทางการไหลในสภาวะคงที่ 9-15
9.13 ผลการจำลองแสดงเส้นแรงดันเท่า ระดับน้ำใต้ดิน และทิศทางการไหลในสภาวะคงที่ 9-16
9.14 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรต่างๆ ในแบบจำลอง 9-17
9.15 ผลการจำลองระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาช่วงเวลาปี พ.ศ. 2555 9-19

# บทที่ 1
# บทนำ

## 1.1 บทนำ

ปรากฏการณ์โลกร้อนเป็นหนึ่งในปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่รู้จักกันอย่างกว้างขวาง เกิดขึ้นจากการเพิ่มก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์และก๊าซเรือนกระจกต่างๆ ที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ เช่น กระบวนการผลิตในโรงงานอุตสาหกรรม การตัดไม้ทำลายป่าเป็นจำนวนมาก ส่งผลให้ความสมดุลของพลังงานโลกเปลี่ยนแปลงไป ทำให้บรรยากาศของโลกกักเก็บพลังงานความร้อนเพิ่มขึ้น บรรยากาศบริเวณผิวโลกและมหาสมุทรเพิ่มสูงขึ้น ผืนน้ำแข็งบริเวณขั้วโลกเหนือและธารน้ำแข็งบนภูเขาทั้งหมดทั่วโลกค่อยๆ ละลายลงเรื่อยๆ คลื่นความร้อนเกิดบ่อยครั้งและรุนแรงขึ้น จากปรากฏการณ์ดังกล่าวได้ส่งผลถึงปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในระดับโลกอื่นๆ อีก โดยที่รู้จักกันโดยทั่วไปก็คือ ปรากฏการณ์เอลนีโน่ (El Nino) ที่ก่อให้เกิดความแห้งแล้งและลานีญ่า (La nina) ที่ทำให้เกิดฝนตกหนัก เป็นปรากฏการณ์ที่มีความเชื่อมโยงกันในหลายภาคส่วน เช่น พื้นดิน บรรยากาศ มหาสมุทรและแสงอาทิตย์ อุณหภูมิเฉลี่ยของโลก ซึ่งจะส่งผลต่อ ฤดูกาล ปริมาณและการกระจายของน้ำฝนเปลี่ยนแปลงไป เกิดภัยพิบัติที่รุนแรงและโดยมีแนวโน้มความรุนแรงและความถี่เพิ่มขึ้น (กลุ่มวิชาการภูมิอากาศ สานักพัฒนาอุตุนิยมวิทยา กรมอุตุนิยมวิทยา 2550) และจากการศึกษาของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ หรือ IPCC ในปี 2544 พบว่า อุณหภูมิเฉลี่ยของโลกจะเพิ่มขึ้นอีกประมาณ 1.4 ถึง 5.8 องศาเซลเซียส ทำให้เกิดการละลายของน้ำแข็งขั้วโลกและการขยายตัวของน้ำทะเล จะส่งผลให้ระดับน้ำทะเลเพิ่มสูงขึ้นอย่างน้อย 0.09 เมตรและสามารถขึ้นถึง 0.88 เมตร อีกทั้งส่งผลต่อการกระจายตัวของอัตราฝนตก ส่งผลให้เกิดความแห้งแล้งและน้ำท่วมอย่างรุนแรงขึ้น

ประเทศไทยอยู่ในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ซึ่ง ตั้งอยู่ใกล้จุดศูนย์กลางของความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ อาจได้รับผลกระทบจากความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศได้ ซึ่งความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศที่เกิดจากการปฏิสัมพันธ์ระหว่างมหาสมุทร บรรยากาศและพื้นดินในบริเวณเส้นศูนย์สูตรระหว่างมหาสมุทรอินเดียและมหาสมุทรแปซิฟิก โดยความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่สำคัญในแถบภูมิภาคนี้ ได้แก่ ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ่ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) การศึกษาความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ เพื่อให้เข้าใจถึงผลกระทบที่มีต่อทรัพยากรน้ำและเตรียมพร้อมในการจัดสรรน้ำ จึงเป็นสิ่งจำเป็น

ปัจจุบันน้ำบาดาลเป็นหนึ่งในทรัพยากรน้ำที่สำคัญ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในประเทศกำลังพัฒนาในแถบทวีปเอเชีย มีการใช้น้ำบาดาลประมาณ 50 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณน้ำอุปโภคบริโภคทั้งหมด

ประมาณ 40 เปอร์เซ็นต์ของความต้องการน้ำในอุตสาหกรรม และประมาณ 20 เปอร์เซ็นต์ของน้ำเพื่อการเกษตร ทั้งนี้บริเวณพื้นที่เอเชีย-แปซิฟิกมีประชากรประมาณ 32 เปอร์เซ็นต์ใช้น้ำบาดาลสำหรับน้ำดื่ม (Morris et.al, 2003) จากสถานการณ์ดังกล่าวทำให้มีความกังวลต่อความต้องการใช้ปริมาณน้ำบาดาล เพิ่มมากขึ้น ดังนั้น ถ้าเราสามารถศึกษาถึงความเชื่อมโยงระหว่างความแปรผันของสภาพภูมิอากาศกับปริมาณน้ำบาดาล หรือความเชื่อมโยงระหว่างปริมาณฝนกับน้ำบาดาลได้ ก็จะเป็นอีกหนึ่งแนวทางที่จะช่วย ในการวางแผนการจัดหาน้ำบาดาลได้อย่างยั่งยืนต่อไปในอนาคต โดยการศึกษานี้ได้พิจารณาพื้นที่ภาคกลางตอนล่าง เขตกรุงเทพฯและปริมณฑลเป็นสำคัญ เนื่องจากมีจำนวนประชากรหนาแน่นและเป็นพื้นที่อุตสาหกรรมหลักแห่งหนึ่งของประเทศไทย

## 1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ

1) เพื่อประเมินผลกระทบของอิทธิพลของความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์และอัตราการสูบน้ำที่มีผลต่อสัญญาณของอนุกรมเวลาน้ำบาดาลในระดับลึกด้วยวิธีการแยกองค์ประกอบ

2) เพื่อตรวจสอบและระบุความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์จากปรากฏการณ์ Indian Ocean Dipole (IOD) และ El Niño-Southern Oscillation (ENSO) กับน้ำบาดาลระดับลึกในบริเวณพื้นที่ศึกษาลุ่มน้ำเจ้าพระยาตอนล่าง

## 1.3 ขอบเขตการศึกษา

1) ทำการศึกษารวบรวมข้อมูลสภาพพื้นที่แอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง และพื้นที่โดยรอบประมาณ 17 จังหวัดได้แก่ จังหวัดกรุงเทพมหานคร จังหวัดสระบุรี จังหวัดสมุทรสาคร จังหวัดสมุทรปราการ จังหวัดนครปฐม จังหวัดนนทบุรี จังหวัดปทุมธานี จังหวัดพระนครศรีอยุธยา จังหวัดอ่างทอง จังหวัดสิงห์บุรี จังหวัดชัยนาท จังหวัดอุทัยธานี จังหวัดนครสวรรค์ จังหวัดลพบุรี จังหวัดสุพรรณบุรี จังหวัดราชบุรีและจังหวัดกาญจนบุรีเป็นต้น

2) เนื่องจากงานวิจัยวิเคราะห์ผลกระทบของความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศต่อระดับน้ำบาดาลจำเป็นต้องใช้ข้อมูลที่มีความต่อเนื่องในระยะเวลายาวนานจึงจะสามารถที่จะวิเคราะห์ผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศได้ดี งานวิจัยนี้จึงรวบรวมข้อมูลตัวแปรภูมิอากาศและสมุทรศาสตร์ในแถบภูมิภาคนี้ ได้แก่ มรสุมฤดูร้อนอาเซียน (Asian summer monsoon) ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ่ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) จากเว็บไซต์ NOAA

3) รวบรวมข้อมูลน้ำฝนรายเดือนในพื้นที่ศึกษาที่มีช่วงเวลาการเก็บข้อมูลประมาณ 20 ปี จากกรมกรมอุตุนิยมวิทยา

4) รวบรวมข้อมูลระดับน้ำบาดาลรายเดือนในพื้นที่ศึกษาที่มีช่วงเวลาการเก็บข้อมูลไม่น้อยกว่า 20 ปี จากกรมทรัพยากรน้ำบาดาล

5) หาความสัมพันธ์ระหว่างความแปรปรวนของภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝน น้ำบาดาลด้วยการวิเคราะห์มิติเวลาและความถี่

6) ตรวจสอบพฤติกรรมของน้ำบาดาลโดยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ ด้วยโปรแกรม MODFLOW

## 1.4 พื้นที่ศึกษา

พื้นที่ศึกษาของโครงการครอบคลุมพื้นที่แอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่างซึ่งจะอยู่บริเวณภาคกลางตอนล่างของประเทศไทยและมีขอบเขตต่อเนื่องหลายจังหวัด ดังแสดงในรูปที่ 1.1 และ 1.2

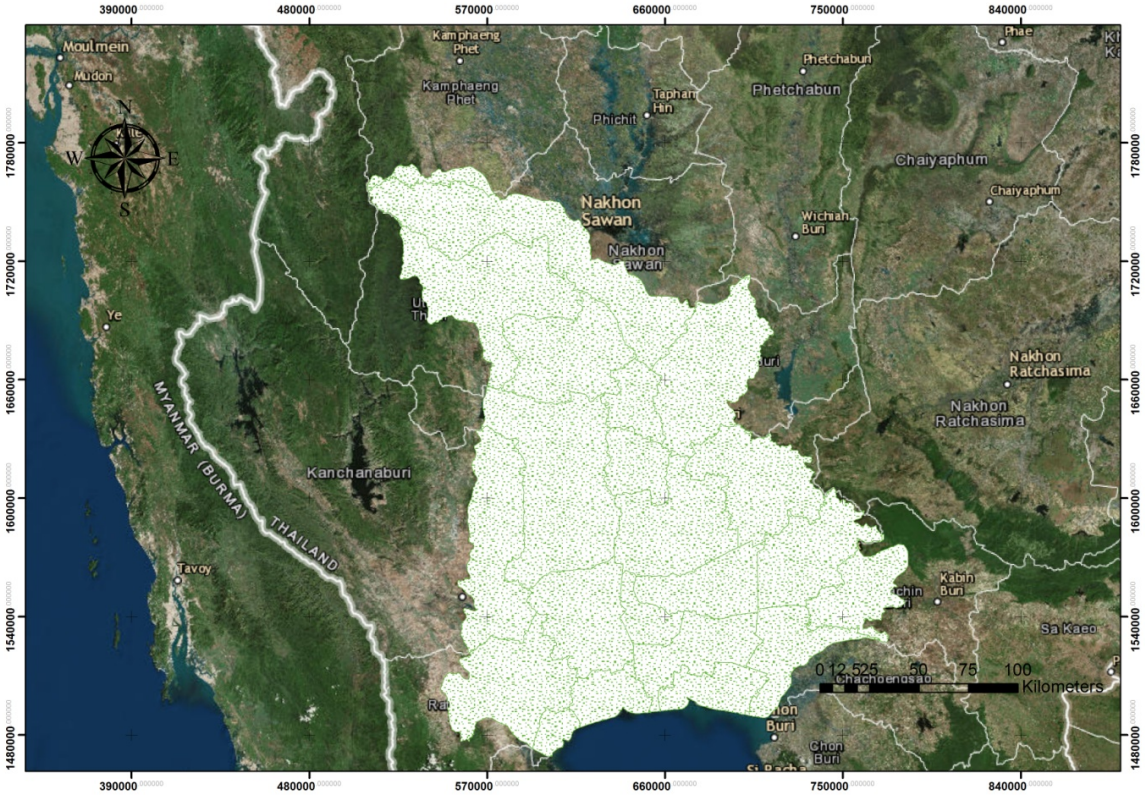
## 1.5 สถานการณ์น้ำบาดาลบริเวณพื้นที่ศึกษา

พื้นที่บริเวณกรุงเทพมหานครและปริมณฑล ได้แก่ ปทุมธานี นนทบุรี สมุทรปราการ สมุทรสาคร นครปฐม และพระนครศรีอยุธยา รองรับด้วยชั้นน้ำบาดาลในแอ่งเจ้าพระยา เป็นพื้นที่ที่มีการขยายตัวอย่างรวดเร็วของประชากร พื้นที่เขตเมือง และการขยายตัวทางด้านเศรษฐกิจและสังคม รวมทั้งมีการขยายตัวของอุตสาหกรรมอย่างรวดเร็ว มีบางพื้นที่ใช้น้ำบาดาลมาก เนื่องจากอุตสาหกรรมบางประเภทต้องการใช้น้ำบาดาลเป็นวัตถุดิบในกระบวนการผลิต เมื่อสังเกตจากปริมาณการใช้น้ำบาดาลในพื้นที่กรุงเทพมหานครและปริมณฑล ตามใบอนุญาตประกอบกิจการน้ำบาดาล จากสำนักควบคุมกิจการน้ำบาดาล กรมทรัพยากรน้ำบาดาล ตั้งแต่ ปี พ.ศ. 2521 จนถึงปัจจุบัน พบว่าในช่วงปี พ.ศ. 2540-2544 มีการใช้น้ำบาดาลสูงที่สุด คือมีปริมาณการใช้น้ำบาดาลมากกว่า 1.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อวันโดยที่ศักยภาพน้ำบาดาลในกรุงเทพมหานครมีเพียง 1.25 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อวัน แต่หลังจากนั้นมีแนวโน้มการใช้น้ำบาดาลลดลงเรื่อยๆ ในปี พ.ศ. 2545 ปริมาณการใช้น้ำบาดาลบริเวณกรุงเทพมหานครและปริมณฑลลดลงเหลือประมาณ 584,000 ลูกบาศก์เมตรต่อวัน และลดลงต่อเนื่องจนถึงปัจจุบัน เนื่องจากกรมทรัพยากรน้ำบาดาลได้ดำเนินมาตรการต่าง ๆ เพื่อแก้ไขและป้องกันการเกิดวิกฤติการณ์น้ำบาดาลและแผ่นดินทรุด ประกอบด้วยมาตรการกำหนดเขตวิกฤตการณ์น้ำบาดาลและแผ่นดินทรุดและมาตรการเก็บค่าใช้น้ำบาดาลและค่าอนุรักษ์น้ำบาดาล ในปลายปี พ.ศ. 2546

สภาวะความเป็นจริงในการรายงานปริมาณการใช้น้ำบาดาลของผู้ประกอบการที่ได้รับในอนุญาตปัจจุบันมีประสิทธิภาพต่ำกว่าความเป็นจริง ส่งผลให้การควบคุมการใช้น้ำบาดาลไม่สามารถกระทำอย่างได้ผล อีกทั้งปัญหาด้านการบริหารจัดการข้อมูลอย่างเป็นระบบเพื่อการบริหารด้านการคำนวณการจัดเก็บค่าใช้น้ำบาดาลแบบบูรณาการ ยังเป็นปัญหาที่ยังไม่อาจแก้ได้ในปัจจุบัน รวมไปถึงปัญหาของแหล่งข้อมูล แนวคิดของผู้มีส่วนได้ส่วนเสียไม่ครบทุกภาคส่วน ปัญหาการกำหนดค่าอัตราการสูบน้ำปลอดภัยไม่เป็นที่ยอมรับของทุกฝ่าย จึงทำให้ค่าอนุรักษ์ที่กำหนดขึ้นก็ไม่เป็นที่ยอมรับของทุกฝ่ายเช่นกัน

เพื่อบรรเทาปัญหาความเดือดร้อนของภาคเอกชนที่มีความจำเป็นที่ต้องใช้น้ำบาดาลและเพื่อความสามารถในการแข่งขันด้านต้นทุนการผลิตของภาคเอกชนที่มีความจำเป็นที่ต้องใช้น้ำบาดาลและเพื่อแข่งขันกับต่างประเทศได้ คณะกรรมการ กรอ. จึงมีมติมอบหมายให้กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อมพิจารณาดำเนินการร่วมกับสภาอุตสาหกรรมแห่งประเทศไทย กระทรวงอุตสาหกรรม

รูปที่ 1.1 ตำแหน่งที่ตั้งของแอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง (พื้นที่ศึกษา)




รูปที่ 1.2 ขอบเขตพื้นที่ศึกษาแอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง

กระทรวงมหาดไทย โดยการประปานครหลวงและประปาส่วนภูมิภาค ทบทวนความเป็นไปได้ในการปรับปรุงอัตราค่าอนุรักษ์น้ำบาดาลในพื้นที่กรุงเทพมหานครและปริมณฑล โดยคำนึงถึงแนวโน้มปริมาณการใช้น้ำที่เพิ่มขึ้นและความเสี่ยงของสถานการณ์ ทรุดตัวของแผ่นดิน ทั้งนี้ให้มีการศึกษารายละเอียดเพิ่มเติมในประเด็นเรื่องอัตราการสูบน้ำปลอดภัย (Safe yield) ที่เชื่อถือได้และมีผลวิจัยทางวิทยาศาสตร์รองรับ อัตราการทรุดตัวของแผ่นดินและปัญหาการปนเปื้อนของสารเคมีในน้ำบาดาล ซึ่งส่งผลกระทบต่อสิ่งแวดล้อม เป็นต้น จากการศึกษาของสถาบันต่างๆ ที่ผ่านมาอาจยังมีความแตกต่างกันอยู่บ้าง เนื่องจากมีสมมติฐานและเงื่อนไขที่แตกต่างกัน ซึ่งยังขาดการมีส่วนร่วมและการบูรณาการทั้งกระบวนการ

## 1.6 เป้าหมาย

1) ได้ทราบถึงลักษณะความสัมพันธ์และความเชื่อมโยงของตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณฝนและระดับน้ำบาดาล

2) ได้รูปแบบความสัมพันธ์ของตัวแปรภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณฝนหรือระดับน้ำบาดาลเพื่อใช้เป็นแนวทางเลือกในการพยากรณ์ข้อมูลดังกล่าวได้

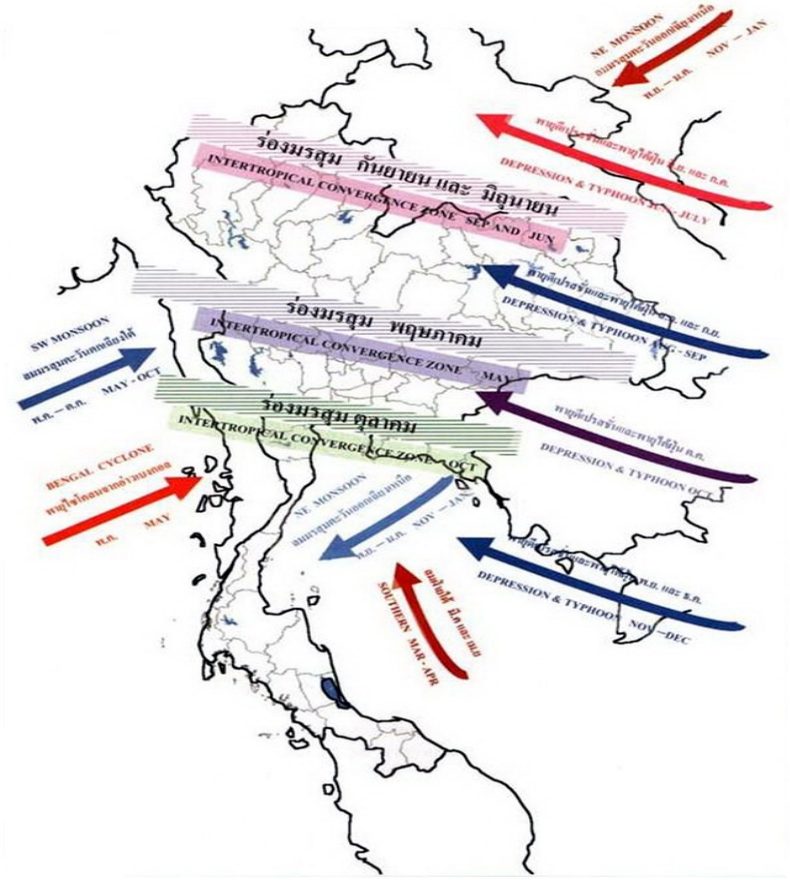
3) เพื่อนำผลการศึกษาที่ได้ประกอบการพิจารณาการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำในอนาคตต่อไป

# บทที่ 2
# พื้นที่ศึกษาและสภาพภูมิอากาศ

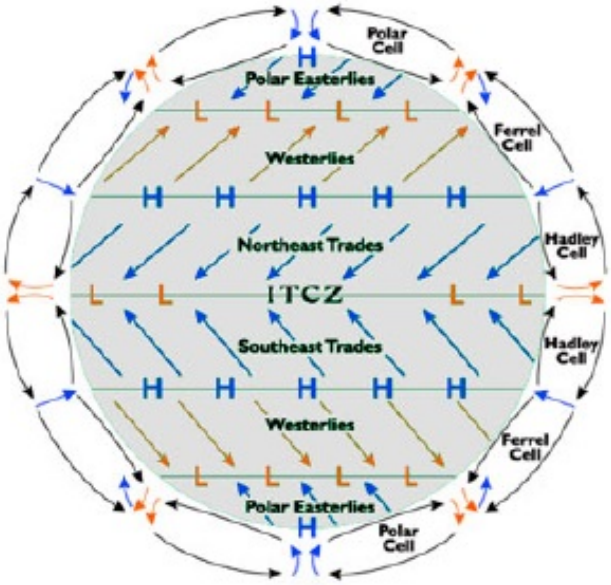
## 2.1 ลักษณะทั่วไปของประเทศไทย

สภาพภูมิประเทศทั่วไปของประเทศไทยประกอบด้วย 3 ส่วนที่สำคัญคือ ส่วนที่เป็นภูเขา ได้แก่ บริเวณภาคเหนือ ตะวันตกของประเทศ ภาคใต้ ภาคตะวันออกเฉียงใต้ ขอบของที่ราบสูงโคราช ส่วนที่ราบสูง ได้แก่ บริเวณที่ราบสูงโคราช ซึ่งมีขอบที่ราบสูงชันทางด้านตะวันตกและด้านใต้ และส่วนที่เป็นที่ราบ ได้แก่ ที่ราบภาคกลางซึ่งเป็นที่ราบที่กว้างที่สุดในประเทศ ในภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีที่ราบลุ่มแม่น้ำชี มูล นอกจากนี้ก็จะมีแต่ที่ราบแคบๆ ในภาคเหนือมีลักษณะเป็นที่ราบระหว่างภูเขา ส่วนภาคใต้และภาคตะวันออกจะมีลักษณะเป็นที่ราบชายฝั่งทะเล สำหรับลักษณะภูมิอากาศของประเทศโดยทั่วไปแล้วขึ้นกับลมมรสุมที่พัดผ่าน 2 ชนิดคือ ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (ช่วงเดือน พ.ค. ถึง ต.ค.) ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (ช่วงเดือน ส.ค. ถึง ก.ย.) โดยทิศทางของลมมรสุมจะแสดงดังรูปที่ 2.1

มรสุมจะเริ่มประมาณต้นเดือนหรือกลางเดือนพฤษภาคม โดยจะนำมวลอากาศชื้นจากมหาสมุทรอินเดีย มาสู่ประเทศไทย ทำให้มีเมฆมากและฝนตกชุกทั่วไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งตามบริเวณชายฝั่งทะเลและเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่นนอกจากนี้ประเทศไทยยังได้รับอิทธิพลจากร่องมรสุมหรือแนวปะทะลมร้อน (intertropical convergence zone; ITCZ) ซึ่งเป็นโซนหรือแนวแคบๆ ที่ลมสินค้า (trade wind) ในเขตร้อนของทั้ง 2 ซีกโลกมาบรรจบกัน คือ ลมสินค้าตะวันออกเฉียงเหนือของซีกโลกเหนือกับลมสินค้าตะวันออกเฉียงใต้ของซีกโลกใต้ โดยมีลักษณะเป็นแนวพาดขวางในทิศตะวันออก-ตะวันตก ITCZ จะอยู่ในเขตร้อนใกล้เส้นศูนย์สูตร ดังแสดงในรูปที่ 2.2 มีความกว้างเปลี่ยนแปลงไปตามความรุนแรงของลมสินค้าทั้งสอง แนวนี้สามารถเลื่อนขึ้นเหนือหรือลงใต้ได้ตามฤดูกาล ขึ้นอยู่กับการเลื่อนขึ้นลงของแสงอาทิตย์ที่ส่องลงมาบนพื้นโลก ซึ่งแนวปะทะลมร้อนนี้เป็นปัจจัยสำคัญในการเกิดฝนของประเทศไทย โดยช่วงระหว่างเดือนกุมภาพันธ์ไปถึงกลางเดือนพฤษภาคม เป็นช่วงที่ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนืออ่อนกำลังลงและจะมีลมฝ่ายใต้พัดปกคลุมประเทศไทยประกอบกับพื้นดินได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์ทำให้เกิดหย่อมความกดอากาศต่ำอากาศในประเทศไทยในระยะนี้ร้อนอบอ้าว แต่มวลอากาศเย็นจากประเทศจีนยังสามารถแผ่ลงมาถึงประเทศไทยตอนบนได้บ้างเป็นบางเวลาทำให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองได้ เดือนตุลาคมเป็นช่วงที่ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดเข้าแทนที่ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ โดยทั่วไปฝนจะลดลงยกเว้นภาคใต้ฝั่งตะวันออกยังคงมีฝนตกชุกอยู่ เดือนตุลาคมเป็นช่วงระยะเวลาที่พายุดีเปรสชัน (depression) เคลื่อนตัวผ่านภาคใต้ของประเทศไทยทำให้เกิดฝนตกและน้ำท่วม




รูปที่ 2.1 ทิศทางของลมมรสุมที่พัดผ่านประเทศไทย
ที่มา http://kromchol.rid.go.th



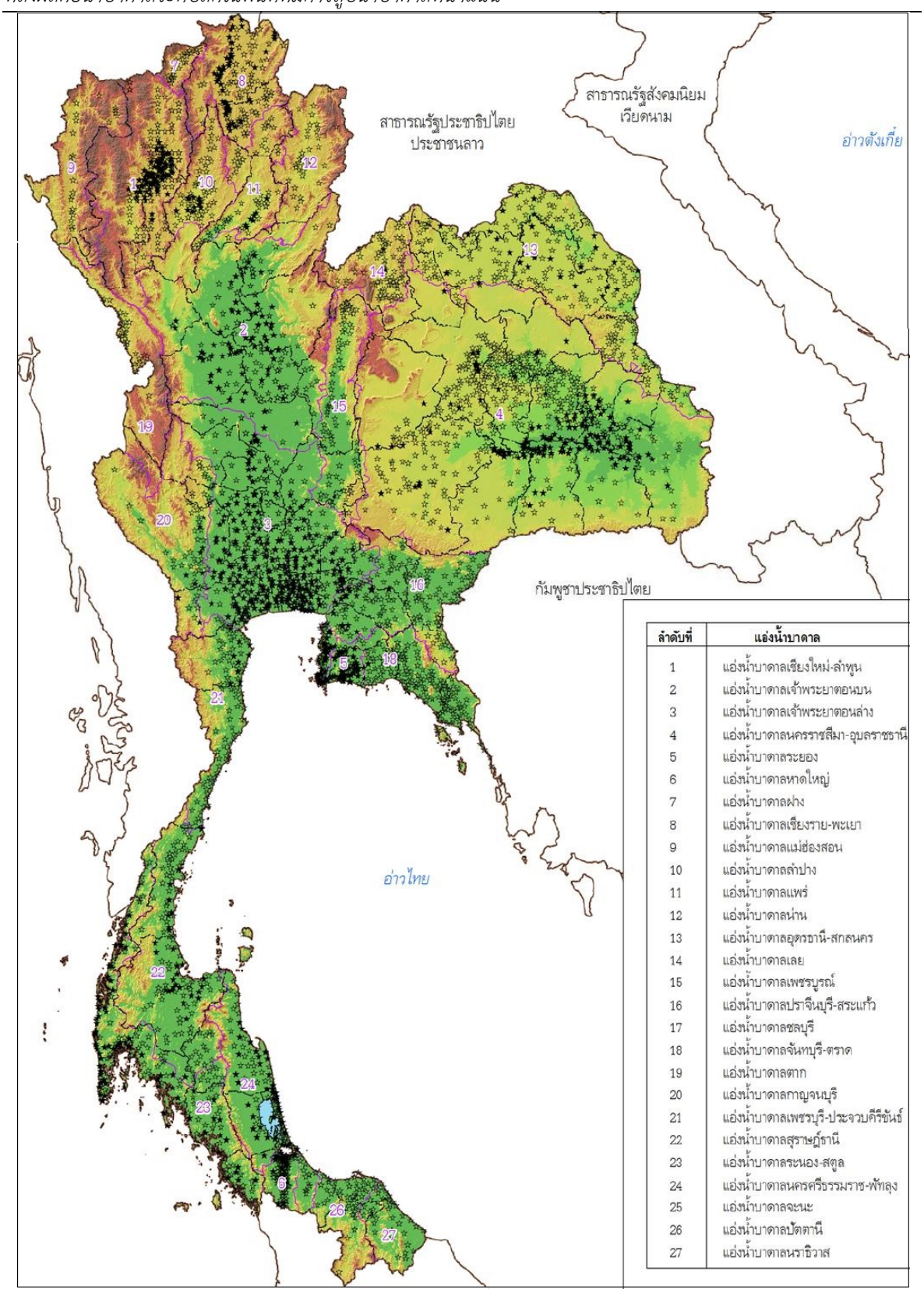

รูปที่ 2.2 ร่องมรสุม (monsoon trough) และแนวปะทะลมร้อน
(inter tropical convergencezone; ITCZ) บริเวณศูนย์สูตร
ที่มา : http://oceanmotion.org/html/background/climate.html

## 2.2 ทรัพยากรน้ำบาดาลของประเทศไทย

การพิจารณาพื้นที่และตำแหน่งที่ตั้งของแอ่งน้ำบาดาลในประเทศไทยสามารถพิจารณา จากแอ่งน้ำบาดาลที่กระจายอยู่ในชั้นหินร่วนหรือหินแข็งเป็นขอบเขตของการพิจารณา (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล 2553) จะสามารถแบ่งแอ่งน้ำบาดาลได้ 27 แอ่งทั่วประเทศ ดังแสดงในรูปที่ 2.3 โดยมีจำนวนบ่อสังเกตการณ์ สำหรับระบบสังเกตการณ์น้ำบาดาลของต่างๆ จำนวนทั้งสิ้น 2,628 บ่อ ดังแสดงในตารางที่ 2.1 ส่วนใหญ่มีการกระจายตัวอยู่ในชั้นหินอุ้มน้ำหลักที่มีศักยภาพสูงของแอ่งน้ำบาดาลแต่ละแอ่ง ซึ่งโดยส่วนใหญ่เป็นชั้นหินอุ้มน้ำในชั้นหินร่วน ที่แผ่ขยายตัวอยู่ภายในพื้นที่ส่วนในของแอ่งซึ่งมีลักษณะภูมิประเทศโดยทั่วไปเป็นที่ราบลุ่ม และที่ราบลอนลาดหรือพื้นที่ราบลุ่มน้ำหลากและลานตะพักลุ่มน้ำ ยกเว้นแอ่งน้ำบาดาลระนอง-สตูลที่ชั้นหินอุ้มน้ำบาดาลหลักเป็นชั้นหินอุ้มน้ำในชั้นหินแข็ง ในขณะที่บ่อสังเกตการณ์ส่วนน้อยที่เหลืออยู่มีการกระจายตัวอยู่ในชั้นหินอุ้มน้ำที่มีศักยภาพต่ำรองลงมา ซึ่งโดยมากเป็นชั้นหินอุ้มน้ำในชั้นหินแข็งโดยรอบขอบแอ่งที่มีลักษณะภูมิประเทศโดยทั่วไปเป็นภูเขาหรือเทือกเขาขนาดใหญ่

ตารางที่ 2.1 ตารางแสดงจำนวนบ่อสังเกตการณ์ในแอ่งน้ำบาดาลต่างๆ ทั่วประเทศ

| ลำดับที่ | ชื่อแอ่งน้ำบาดาล | บ่อเดิม | บ่อใหม่ | ลำดับที่ | ชื่อแอ่งน้ำบาดาล | บ่อเดิม | บ่อใหม่ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | แอ่งเชียงใหม่-ลำพูน* | 150 | 146 | 15 | แอ่งเพชรบูรณ์ | - | 79 |
| 2 | แอ่งเจ้าพระยาตอนบน* | 94 | 133 | 16 | แอ่งปราจีนบุรี-สระแก้ว | 36 | 135 |
| 3 | แอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง* | 640 | 269 | 17 | แอ่งชลบุรี | 58 | 41 |
| 4 | แอ่งนครราชสีมา-อุบลราชธานี* | 262 | 399 | 18 | แอ่งจันทบุรี-ตราด | 2 | 156 |
| 5 | แอ่งระยอง* | 89 | 21 | 19 | แอ่งตาก | - | 28 |
| 6 | แอ่งหาดใหญ่* | 60 | 125 | 20 | แอ่งกาญจนบุรี | 9 | 53 |
| 7 | แอ่งฝาง | - | 31 | 21 | แอ่งเพชรบุรี-ประจวบคีรีขันธ์ | 9 | 79 |
| 8 | แอ่งเชียงราย-พะเยา | 58 | 84 | 22 | แอ่งสุราษฎร์ธานี | 36 | 122 |
| 9 | แอ่งแม่ฮ่องสอน | - | 23 | 23 | แอ่งระนอง-สตูล | 133 | 94 |
| 10 | แอ่งลำปาง | 15 | 61 | 24 | แอ่งนครศรีธรรมราช-พัทลุง | 91 | 51 |
| 11 | แอ่งแพร่ | 10 | 57 | 25 | แอ่งจะนะ | - | 20 |
| 12 | แอ่งน่าน | - | 35 | 26 | แอ่งปัตตานี | - | 62 |
| 13 | แอ่งอุดรธานี-สกลนคร | 35 | 215 | 27 | แอ่งนราธิวาส | - | 36 |
| 14 | แอ่งเลย | 2 | 73 | รวม | | 1,789 | 2,628 |




| ลำดับที่ | แอ่งน้ำบาดาล |
|---|---|
| 1 | แอ่งน้ำบาดาลเชียงใหม่-ลำพูน |
| 2 | แอ่งน้ำบาดาลเจ้าพระยาตอนบน |
| 3 | แอ่งน้ำบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง |
| 4 | แอ่งน้ำบาดาลนครราชสีมา-อุบลราชธานี |
| 5 | แอ่งน้ำบาดาลระยอง |
| 6 | แอ่งน้ำบาดาลหาดใหญ่ |
| 7 | แอ่งน้ำบาดาลฝาง |
| 8 | แอ่งน้ำบาดาลเชียงราย-พะเยา |
| 9 | แอ่งน้ำบาดาลแม่ฮ่องสอน |
| 10 | แอ่งน้ำบาดาลลำปาง |
| 11 | แอ่งน้ำบาดาลแพร่ |
| 12 | แอ่งน้ำบาดาลน่าน |
| 13 | แอ่งน้ำบาดาลอุดรธานี-สกลนคร |
| 14 | แอ่งน้ำบาดาลเลย |
| 15 | แอ่งน้ำบาดาลเพชรบูรณ์ |
| 16 | แอ่งน้ำบาดาลปราจีนบุรี-สระแก้ว |
| 17 | แอ่งน้ำบาดาลชลบุรี |
| 18 | แอ่งน้ำบาดาลจันทบุรี-ตราด |
| 19 | แอ่งน้ำบาดาลตาก |
| 20 | แอ่งน้ำบาดาลกาญจนบุรี |
| 21 | แอ่งน้ำบาดาลเพชรบุรี-ประจวบคีรีขันธ์ |
| 22 | แอ่งน้ำบาดาลสุราษฎร์ธานี |
| 23 | แอ่งน้ำบาดาลระนอง-สตูล |
| 24 | แอ่งน้ำบาดาลนครศรีธรรมราช-พัทลุง |
| 25 | แอ่งน้ำบาดาลจะนะ |
| 26 | แอ่งน้ำบาดาลปัตตานี |
| 27 | แอ่งน้ำบาดาลนราธิวาส |

รูปที่ 2.3 แสดงแอ่งน้ำบาดาลทั่วประเทศ

ที่มา: โครงการสำรวจสถานภาพบ่อน้ำบาดาล ศึกษากำหนดเครือข่ายบ่อสังเกตการณ์และประเมินการใช้น้ำบาดาล เพื่อการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำบาดาลของประเทศ, กรมทรัพยากรน้ำบาดาล 2553

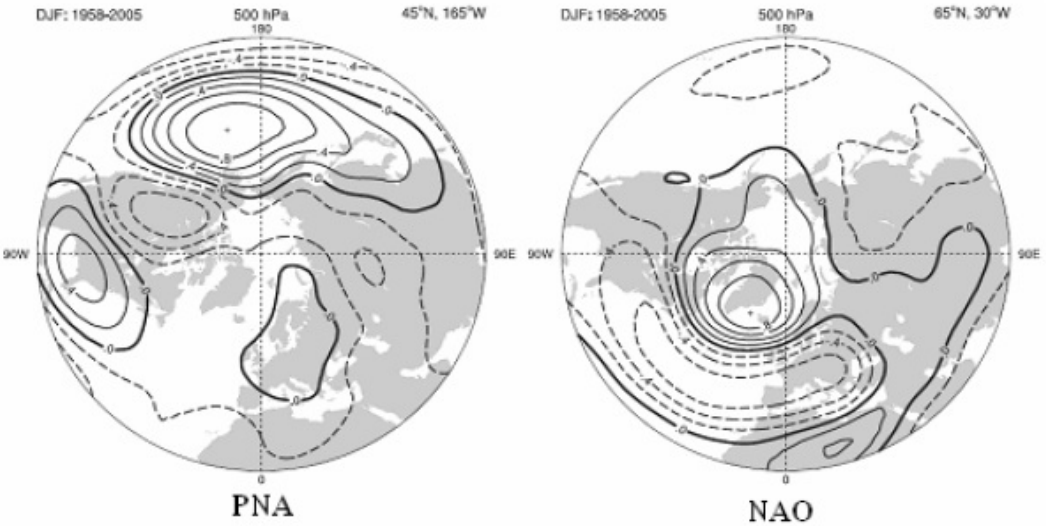
## 2.3 ข้อมูลสภาพภูมิอากาศและสมุทรศาสตร์

### 2.3.1 ความแปรปรวนของการหมุนเวียนบรรยากาศ (atmospheric circulation variability)

บรรยากาศของโลกเรามีการหมุนเวียนทั่วโลก (รวมทั้งการหมุนเวียนของน้ำในมหาสมุทร) โดยสาเหตุมาจากที่โลกได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ไม่เท่ากัน พลังงานความร้อนที่โลกได้รับถูกเปลี่ยนไปอยู่ในรูปของพลังงานจลน์ (kinetic energy) เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศทั้งในแนวตั้งและแนวระดับโดยปกติการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้งจะน้อยกว่าเมื่อเทียบกับการเคลื่อนที่ในแนวระดับ

ปัจจัยที่เป็นตัวควบคุมการเคลื่อนที่ของมวลอากาศในแนวระดับ ได้แก่ แรงที่เกิดจากความแตกต่างของความกดอากาศ (pressure gradient force) แรงที่เกิดจากการหมุนของโลก (coriolis force) แรงหนีศูนย์กลาง (centrifugal) และแรงเสียดทาน (friction force) ส่วนการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้ง แม้จะเกิดขึ้นน้อยกว่าเมื่อเทียบกับการเคลื่อนที่ในแนวระดับแต่ก็เป็นสิ่งสำคัญที่จะทำให้เกิดการก่อตัวของเมฆและฝน การเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้งเกิดขึ้นได้หลายกรณี เช่น การพาความร้อน ซึ่งเป็นการลอยขึ้น (ascent) และการจมลง (subsidence) ของมวลอากาศนอกจากนี้ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่เป็นการเชื่อมโยงระยะไกลระหว่างบรรยากาศกับบรรยากาศ หรือบรรยากาศกับมหาสมุทร ณ บริเวณใดบริเวณหนึ่ง หรือ ณ ที่ใดที่หนึ่ง เรียกลักษณะดังกล่าวว่า Teleconnection

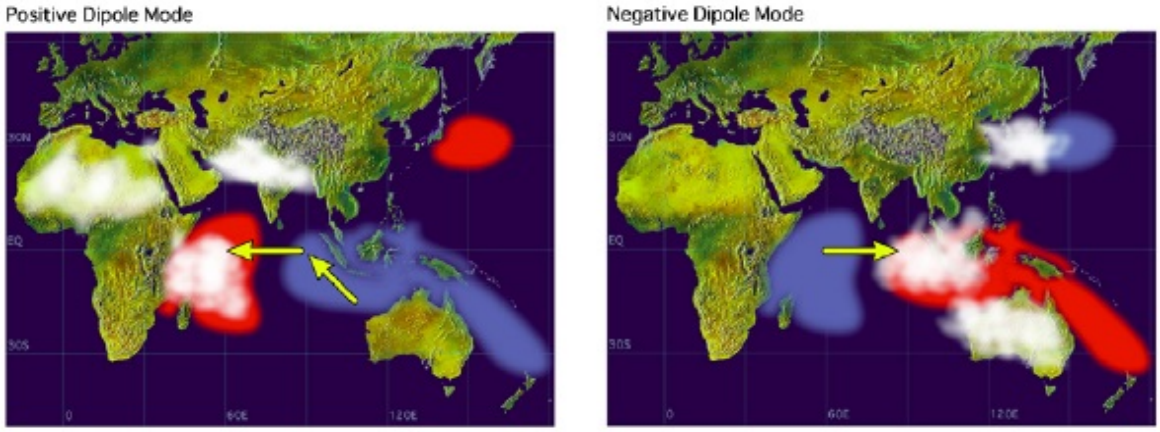
โดย Teleconnection มีอิทธิพลต่อการปรับเปลี่ยนตำแหน่งความรุนแรงของเส้นทางพายุ การกระจายความร้อนบริเวณขั้วโลก ความชุ่มชื้น และโมเมนตัม (momemtum) รูปที่ 4 เป็นตัวอย่างของ Teleconnection บริเวณซีกโลกเหนือ ซึ่งเป็นจุดหนึ่งที่อธิบายรูปแบบความสัมพันธ์ที่เชื่อมโยงกันของพื้นที่บริเวณ Pacific-North America (PNA) และ North Atlantic Oscillation (NAO) โดยตัวชี้วัดที่อธิบายถึงรูปแบบความสัมพันธ์ของ Teleconnection มีหลายตัว แต่ในการศึกษาครั้งนี้จะกล่าวถึงเฉพาะ IOD และ ENSO เท่านั้น




รูปที่ 2.4 ความเชื่อมโยงกันระหว่างบรรยากาศกับมหาสมุทรที่ระดับความสูง 500 hPa
ที่มา: (Hurrell et al., 2003)

### 2.3.2 ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) ในมหาสมุทรอินเดียบริเวณเส้นศูนย์สูตร

ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) คือความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่เกิดในมหาสมุทรอินเดียบริเวณเส้นศูนย์สูตร ซึ่งเกิดจากการปฏิสัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ ถือว่าเป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้เกิดความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศจากผลการวิเคราะห์ข้อมูลย้อนหลัง 40 ปี พบว่าลักษณะที่เกิดปรากฏการณ์ IOD ขึ้นในมหาสมุทรอินเดีย คือ อุณหภูมิผิวน้ำทะเลมีการเปลี่ยนแปลงที่ผิดไปจากปกติ นอกจากนี้ยังมีความผิดปกติของกระแสลมและปริมาณฝนในช่วงเวลาต่างๆ ในพื้นที่ที่เกิดความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล คือ บริเวณ Low-Mid Latitude ของมหาสมุทรอินเดีย โดยความเชื่อมโยงกันระหว่างอุณหภูมิผิวน้ำทะเลและกระแสลมบ่งชี้ว่าน่าจะมีความสัมพันธ์กันอย่างมากระหว่างอุณหภูมิผิวน้ำทะเลและกระแสลมในพื้นที่ที่ฝนตกและพลวัตรของมหาสมุทรโดยในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ IOD พบว่าเกิดความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลคือ ทางฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรอินเดีย น้ำทะเลมีอุณหภูมิสูงกว่าปกติ ขณะที่น้ำทะเลทางฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรอินเดีย (บริเวณเกาะสุมาตรา) มีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติ ทำให้ลมบริเวณแนวเส้นศูนย์สูตร ซึ่งปกติในฤดูร้อนจะพัดจากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออก อ่อนกำลังลงและเปลี่ยนทิศทาง คือ พัดจากทิศตะวันออกไปสู่ทิศตะวันตกแทน ทำให้ระดับน้ำทะเลในมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันตกสูงกว่าปกติ




รูปที่ 2.5 ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) (ซ้าย) กรณีที่เกิด Positive IOD; (ขวา) กรณี รูปแบบ Negative IOD
ที่มา http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod/

ในขณะที่ระดับน้ำทะเลทางฝั่งทิศตะวันออกต่ำกว่าปกติส่งผลให้มวลน้ำเย็นจากก้นทะเลลึกในชั้นน้ำเทอร์โมไคลน์ (thermocline) ขยับตัวขึ้นมา น้ำทะเลบริเวณฝั่งตะวันออกจึงมีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติ ส่วนบริเวณแอฟริกาตะวันออกและมหาสมุทรอินเดียตะวันตกจะมีฝนตกมากขึ้น ขณะที่หมู่เกาะแถบอินโดนีเซียฝนจะตกน้อยลง ซึ่งเป็นสาเหตุทำให้เกิดภัยแล้งอย่างรุนแรง โดย IOD จะมีลักษณะการเกิดอยู่ 2 รูปแบบ คือ กรณีที่เป็น positive IOD และ negative IOD ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ IOD ลมที่พัดปกคลุมเหนือ

มหาสมุทรอินเดียจะเกิดการเปลี่ยนแปลงอย่างมาก โดยเฉพาะลมที่พัดจากทิศตะวันออกไปยังทิศตะวันตกในแนวเส้นศูนย์สูตรโดยจะเกิดการเปลี่ยนแปลงมากทางฝั่งตะวันออกไปถึงตอนกลางของมหาสมุทรอินเดีย ดังแสดงในรูปที่ 2.5 ก่อให้เกิดวัฏจักรของการเกิดปรากฏการณ์ IOD

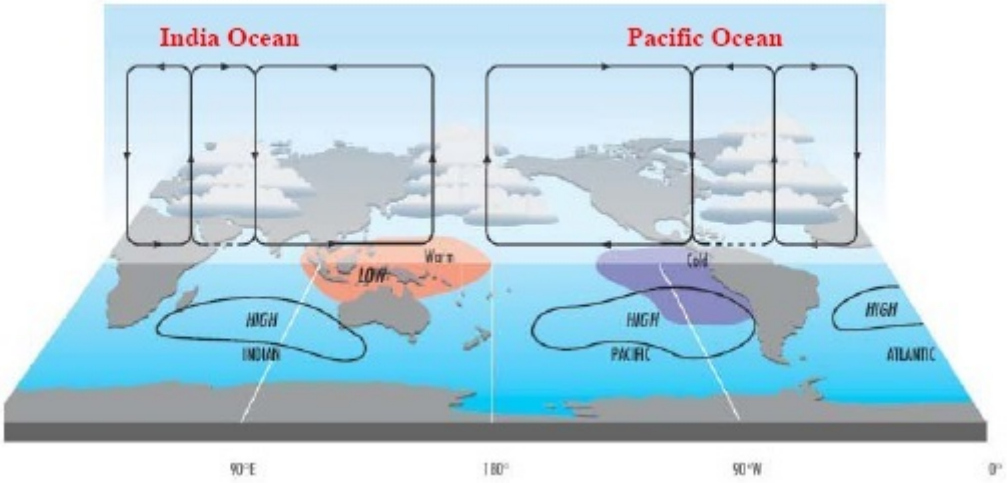
โดยในช่วงเดือนพฤษภาคม – มิถุนายน อุณหภูมิผิวน้ำทะเลทางทิศตะวันออกใต้เส้นศูนย์สูตรของมหาสมุทรอินเดียจะเริ่มเย็นผิดปกติและลมที่พัดปกคลุมบริเวณดังกล่าวเริ่มมีการผิดปกติ ในเดือนกรกฎาคม–สิงหาคม ลมบริเวณดังกล่าว จะเริ่มพัดแรงขึ้น ซึ่งเป็นเวลาเดียวกับที่อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณนั้นมีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติมากขึ้น โดยความผิดปกติจะปรากฏตามแนวชายฝั่งของอินโดนีเซีย ในขณะที่มหาสมุทรอินเดียทางตะวันตกอุณหภูมิผิวน้ำทะเลจะเพิ่มสูงขึ้น ซึ่งจะเหนี่ยวนำให้ลมบริเวณแนวเส้นศูนย์สูตรมีกำลังแรงกว่าปกติ โดยจะเกิดรุนแรงที่สุดในช่วงเดือนกันยายน–ตุลาคม และจะเริ่มลดความรุนแรงในช่วงเดือนพฤศจิกายน–ธันวาคม โดยในปีปกติที่ไม่มีปรากฏการณ์ IOD ลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้จะค่อยๆ พัดขยายจากทางใต้ไปตามแนวเส้นศูนย์สูตร ทำให้เกิดฝนตกในบริเวณดังกล่าว แต่ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ IOD อุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านตะวันออกของสุมาตราจะเย็นกว่าปกติ ความกดอากาศเหนือบริเวณดังกล่าวเพิ่มมากขึ้นกว่าปกติ ทำให้ลมสินค้าทางด้านตะวันออกเฉียงใต้มีกำลังแรงขึ้นและพัดขยายไปได้ไกลกว่าเดิม ส่งผลให้บริเวณที่ลมพัดผ่านมีบริเวณที่กว้างขึ้นและทำให้ฝนตกขยายไปทางตะวันตกเฉียงเหนือมากขึ้น การแผ่ขยายของลมมรสุมที่กว้างขึ้นนี้ทำให้ความร้อนลดลงเนื่องจากปริมาณฝนที่ตกในบริเวณกว้าง

### 2.3.3 ปรากฏการณ์เอนโซ่ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO)

ในสภาวะปกติบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันออก หรือแถบชายฝั่งของประเทศเปรู ซึ่งอยู่ทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือของทวีปอเมริกาใต้ จะมีการพัดขึ้นของมวลน้ำเย็นขึ้นมายังผิวน้ำ โดยกระบวนการดังกล่าวเป็นผลมาจากลมสินค้าตะวันออกเฉียงใต้ ที่มีกำลังแรงพัดขนานฝั่งบวกกับการหมุนรอบตัวเองของโลก จึงผลักดันให้ผิวน้ำทะเลที่อุ่นเบื้องบนพัดห่างชายฝั่งออกไปมวลน้ำเย็นข้างล่างที่อุดมด้วยแร่ธาตุอาหารซึ่งเหมาะสมต่อสิ่งมีชีวิตในน้ำพัดขึ้นมา บริเวณชายฝั่งประเทศเปรูจึงอุดมไปด้วยสัตว์น้ำต่างๆ มากมาย ส่วนน้ำทะเลที่อุ่นบริเวณศูนย์สูตรก็จะถูกลมพัดพาไปสะสมอยู่ทางตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก แถบบริเวณออสเตรเลีย อินโดนีเซีย ทำให้บรรยากาศเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตก มีความชุ่มชื้นเนื่องจากการระเหยและการก่อตัวของเมฆและฝน ซึ่งกระบวนการดังกล่าวอาศัยการหมุนเวียนอากาศแบบวอคเกอร์ (walkercirculation) การหมุนเวียนอากาศแบบวอคเกอร์เป็นการหมุนเวียนของบรรยากาศบริเวณศูนย์สูตรในแนวดิ่งประกอบด้วย 2 เซลล์ คือ การหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกและการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรอินเดีย ดังรูปที่ 2.6 โดยรูปแบบของการหมุนเวียนอากาศแบบวอคเกอร์บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกจะเป็นการยกตัวขึ้นของอากาศบริเวณอินโดนีเซีย เมื่อยกตัวขึ้นถึงระดับบน จะมีการหมุนเวียนไปทางทิศตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกแล้วจมตัวลงบริเวณชายฝั่งตะวันตกของอเมริกาใต้ และระดับล่าง

ใกล้ผิวพื้น และจะหมุนเวียนกลับมาทางตะวันตกอีกครั้ง ในทางตรงข้ามการหมุนเวียนอากาศแบบวอคเกอร์เหนือมหาสมุทรอินเดียก็มีลักษณะที่คล้ายคลึงกันกับมหาสมุทรแปซิฟิกเช่นกัน

แต่ในปีที่เกิด ENSO จะเกิดความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลและกระแสลม โดยปรากฏการณ์ ENSO เป็นรูปแบบความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่ได้รับอิทธิพลระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศในบริเวณแถบแนวเส้นศูนย์สูตร ซึ่งเป็นตำแหน่งที่มีความสัมพันธ์ของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่ต่ำผิดปกติ ไปตามแนวเส้นศูนย์สูตรบริเวณแปซิฟิกของชายฝั่งอเมริกาใต้ โดยเกิดปรากฏการณ์น้ำผุดของมวลน้ำเย็นจากชั้นเทอร์โมไคลน์ ซึ่งเกิดจากกระแสลม [8] McPhaden, 2004 ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์น้ำผุดมากขึ้นกว่าปกติ พบว่าชั้นเทอร์โมไคลน์จะตื้นกว่าระดับปกติ ซึ่งจะมีผลให้น้ำมีความเย็นที่สุด เรียกปรากฏการณ์ในช่วงนี้ว่าลานิญา (La Niña) และหากปรากฏการณ์น้ำผุดลดลง (ชั้นเทอร์โมไคลน์จะอยู่ลึกกว่าระดับปกติ) จะส่งผลให้เกิดอุณหภูมิน้ำผิวหน้าอุ่นขึ้นปรากฏการณ์ในช่วงนี้เรียกว่าเอลนิโญ่ (El Niño)




รูปที่ 2.6 การหมุนเวียนอากาศแบบวอคเกอร์ (walker circulation) ประกอบด้วย 2 เซลล์ คือการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกและการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรอินเดีย
ที่มา : (Singhrattna et al., 2005)

El Niño เกิดจากการเพิ่มขึ้นอย่างผิดปกติอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณเส้นศูนย์สูตรของมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันออก อุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านตะวันออกจึงสูงกว่าอุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านตะวันตก ทำให้ความกดอากาศทางทิศตะวันออกต่ำกว่าความกดอากาศทางทิศตะวันตก ลมจึงพัดจากบริเวณที่เย็นกว่าซึ่งมีความกดอากาศสูงไปสู่บริเวณที่อุ่นกว่าซึ่งมีความกดอากาศต่ำ เกิดเป็นลมต้านพัดจากทางทิศตะวันตกไปสู่ทางทิศตะวันออกซึ่งจะพัดสวนทางกับลมสินค้า โดยปกติลมสินค้าจะพัดจากทางทิศตะวันออกไปทางทิศตะวันตก โดยลมต้านนี้มีอิทธิพลมากพอที่จะพัดพาให้กระแสน้ำอุ่นไหลย้อนกลับ จากทิศตะวันตกไปยังทิศตะวันออก ปรากฏการณ์เช่นนี้ ทำให้มหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันออกแถบประเทศเปรู มีความชุ่มชื้นมากกว่าปกติ ส่งผลทำให้เกิดอุทกภัย ส่วนมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตกแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ และออสเตรเลีย จะมีความแห้งแล้งกว่าปกติ เป็นผลทำให้เกิดภัยแล้ง ในทางตรงข้าม La Niña เกิดจากการเพิ่มขึ้นอย่างผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตก ทำให้อุณหภูมิด้านตะวันตก

สูงกว่าด้านตะวันออก 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)กระบวนการน้ำผุดเป็นกระบวนการในมหาสมุทรที่เชื่อมโยงกลไกทางสกายะของพลวัตรการเกิดเทอร์โมไคลน์ (thermocline dynamic) (Rossby and Kelvin waves) ที่สัมพันธ์กับอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ความแรงของปรากฏการณ์น้ำผุดที่เกิดขึ้นบริเวณตอนกลางและทางฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิก เป็นกระบวนการสำคัญที่เกิดวัฏจักรของปรากฏการณ์ ENSO ซึ่งเรียกกันทั่วไปว่า Niño-3 index (ความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยในบริเวณ 5°N – 5°S, 90 – 150°W) นอกจากนี้ยังมีตัวชี้วัดอีกหลายตัวที่ใช้ชี้วัดการเกิด ENSO เช่น MEI, SOI เป็นต้นปรากฏการณ์ ENSO จะเกี่ยวข้องกับความผิดปกติของปริมาณฝนที่ตกในแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งทำให้ปริมาณฝนในบริเวณดังกล่าวตกน้อยกว่าปกติจนถึงขั้นเกิดภัยแล้ง โดยความผิดปกติดังกล่าวก็จะค่อยๆ ขยายไปในทางด้านตะวันออกเฉียงเหนือ แต่ความสัมพันธ์ดังกล่าวจะมีมากขึ้นในฤดูร้อนสำหรับพื้นที่ที่อยู่ใต้เส้นศูนย์สูตร และในฤดูหนาวสำหรับพื้นที่ที่อยู่เหนือเส้นศูนย์สูตร การเกิดปรากฏการณ์ ENSO ในบริเวณตะวันออกเฉียงเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิก ซึ่งก่อให้เกิดความผิดปกติของปริมาณฝนในบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ มีความเชื่อมโยงกับ ปริมาณ Outgoing Longwave Radiation (OLR) ของน้ำทะเล ช่วงที่มี OLR มาก จะเป็นช่วงเวลาเดียวกับช่วงที่เกิดสภาวะแห้งแล้งในบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ความสัมพันธ์อย่างมีนัยสำคัญมากระหว่างความผิดปกติของปริมาณน้ำฝนที่ตกในทวีปเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ กับอุณหภูมิผิวน้ำทะเล บ่งชี้ว่าความแปรปรวนตามพื้นที่และฤดูกาลความผิดปกติของปริมาณฝน (เกี่ยวข้องกับ OLR) ในภูมิภาคนี้ เชื่อมโยงอยู่กับปฏิกิริยาระหว่างกันและกันของมหาสมุทรและบรรยากาศ (ocean-atmosphere interaction) ในบริเวณอินโด-แปซิฟิค (Indo-pacific sector)

### 2.3.4 มรสุมฤดูร้อน (Asian Summer Monsoon หรือ ASM)

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

ลักษณะของการเกิดมรสุม คือ เกิดจากการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศในช่วงของการเปลี่ยนฤดูกาล กล่าวคือ ในช่วงฤดูหนาวอุณหภูมิพื้นดินจะมีอุณหภูมิต่ำกว่ามหาสมุทรที่อยู่บริเวณใกล้เคียง ทำให้พื้นดินบริเวณไซบีเรีย ซึ่งเป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าเป็นเขตความกดอากาศสูง ส่วนในแถบบริเวณมหาสมุทรอินเดียที่มีอุณหภูมิสูงกว่าเป็นเขตที่มีความกดอากาศต่ำอากาศจะไหลจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปสู่บริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ ดังนั้นอากาศเหนือมหาสมุทรอินเดียซึ่งมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศบริเวณไซบีเรียจะลอยตัวสูงขึ้น และอากาศบริเวณไซบีเรียจะไหลเข้าไปแทนที่ อากาศที่ไหลออกจากบริเวณความกดอากาศสูงไซบีเรียเป็นอากาศที่ไหลจมลง และทิศทางลมจะเบนไปทางขวา กลายเป็นลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ผ่านเข้าไปยังเอเชียตะวันออกและเอเชียใต้ส่วนในช่วงฤดูร้อนลมจะพัดเปลี่ยนทิศทางตรงกันข้ามกับในช่วงฤดูหนาว เนื่องจากในช่วงฤดูร้อนบริเวณพื้นดินจะมีอุณหภูมิสูงกว่ามหาสมุทร นั้นคือบริเวณพื้นดินจะมีความกดอากาศต่ำส่วนในมหาสมุทรจะมีความกดอากาศสูงกว่า ลมจึงพัดจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปสู่บริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ เกิดเป็นลมพัดจากพื้นน้ำที่เป็นเขตความกดอากาศสูงเข้าสู่พื้นดินที่เป็นเขตความกดอากาศต่ำกว่า กลายเป็นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ลมที่พัดมาจากมหาสมุทรจะนำพาเอาความชุ่มชื้นจากมหาสมุทรมาด้วยลมมรสุมที่เกิดในบริเวณเอเชียตะวันออกจะแตกต่างจากมรสุมที่เกิดบริเวณเอเชียใต้

ในเอเชียตะวันออกลมมรสุมฤดูหนาวมีกำลังแรงกว่าและมีทิศทางที่คงที่กว่ามรสุมฤดูร้อนส่วนลมมรสุมในเอเชียใต้ และประเทศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้รวมทั้งประเทศไทย ลมมรสุมฤดูหนาวไม่สามารถแผ่ขยายเข้าไปถึงได้ เนื่องจากมีเทือกเขาหิมาลัยขวางอยู่ ดังนั้นเอเชียใต้และประเทศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ จึงได้รับอิทธิพลจากมรสุมโดยตรงเฉพาะในช่วงฤดูร้อนเท่านั้นโดยมรสุมฤดูร้อนเอเชีย เป็นมรสุมที่พัดปกคลุมอยู่แถบบริเวณอ่าวเบงกอล 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 มรสุมฤดูร้อนเอเชีย คือ ทิศทางในการเคลื่อนที่ที่แตกต่างกันระหว่างมรสุมเอเชียตะวันออก (East Asian Monsoon; EAM) และมรสุมเอเชียใต้ (South Asian Monsoon; SAM) ซึ่งถือว่ามรสุมดังกล่าวเป็นส่วนสำคัญของการเกิด มรสุมฤดูร้อนเอเชียโดย EAM มีการเคลื่อนตัวจากทางตอนเหนือบริเวณทะเลจีนใต้แล้วขยายอิทธิพลจากทะเลจีนใต้ไปทางชายฝั่งทางด้านใต้ของประเทศจีนในช่วงประมาณปลายเดือนพฤษภาคม จากนั้นจะขยายอิทธิพลไปยังแถบที่ราบเชิงเขา Yangtze และทางตอนใต้ของประเทศญี่ปุ่นในช่วงประมาณกลางเดือนมิถุนายน และสุดท้ายก็จะสิ้นสุดที่ทางตอนเหนือสุดของประเทศจีนในช่วงปลายเดือนกรกฎาคม (Tao and Chen, 1987) ส่วนในการก่อตัวของ SAM ได้มีการกำหนดแนวเส้นทางเดินของมรสุมไว้ 2 รูปแบบ (Wang and Lin, 2002) โดยเส้นทางแรกจะเป็นการนำพาความร้อนไปทางตอนเหนือ โดยเริ่มต้นจากทางตอนใต้ของทะเลอาราเบียน (Arabian sea) ไปทางชายฝั่งทางตะวันตกของประเทศอินเดียและอีกเส้นทางจะเป็นการนำพาความร้อนไปทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ โดยเริ่มต้นจากทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของอ่าวเบงกอล ขึ้นไปทาง

ประเทศอินเดีย ในสมัยก่อนเส้นทางของมรสุมดังกล่าวจะไปถึงทางตอนใต้ของประเทศอินเดียโดยจะสิ้นสุดในเดือนพฤษภาคม โดยฤดูฝนจะเริ่มที่ Kerala ทางตอนใต้ของประเทศอินเดียประมาณวันที่ 1 มิถุนายน (Joseph et al., 1994) แต่ในระยะหลังเส้นทางการนำพาความร้อนจะขยายไปถึงทางตอนเหนือของอ่าวเบงกอล และทางตะวันออกเฉียงเหนือตามแนวชายฝั่งของประเทศอินเดียประมาณช่วงวันที่ 6-10 มิถุนายน (Rao, 1976) การนำพาความร้อนที่ปกคลุมอยู่ในบริเวณคาบสมุทรอินโดจีนจึงเป็นตัวการสำคัญที่ชี้ให้เห็นถึงการเริ่มต้นของมรสุมฤดูร้อนที่ปกคลุมบริเวณภูมิภาคเอเชีย เช่น (Lua and Yang, 1997; Webster et al., 1998; Wang and Lin, 2002) สำหรับการศึกษาถึงการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล พิจารณาจากข้อมูลปริมาณฝน ซึ่งถือเป็นปัจจัยสำคัญปัจจัยหนึ่งที่มีความแตกต่างในแต่ละฤดูกาล พื้นที่ในบริเวณแถบเอเชียใต้และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ จะมีช่วงของมรสุมฤดูร้อนประมาณเดือนมิถุนายน-กันยายน ซึ่งจะได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ โดยการเคลื่อนตัวผาดผ่านตามร่องมรสุมที่ปกคลุมบริเวณแถบที่ราบลุ่ม Indo-Gangetic ของประเทศอินเดีย ก่อนจะขยายอิทธิพลมาสู่ประเทศในแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ รวมทั้งประเทศไทยด้วยมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ พัดปกคลุมประเทศไทยในช่วงฤดูร้อน ระหว่างกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม โดยมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกใต้บริเวณมหาสมุทรอินเดีย ซึ่งพัดออกจากศูนย์กลางเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้ และเปลี่ยนเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้เมื่อพัดข้ามเส้นศูนย์สูตร มรสุมนี้จะนำมวลอากาศชื้นจากมหาสมุทรอินเดีย มาสู่ประเทศไทย ทำให้มีเมฆมากและฝนตกชุกทั่วไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งตามบริเวณชายฝั่งทะเล และเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่น

## 2.4 พื้นที่แอ่งน้ำบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง

แหล่งน้ำบาดาลในภาคกลางบริเวณที่ราบลุ่มน้ำเจ้าพระยาตอนล่าง เป็นแหล่งน้ำบาดาลขนาดใหญ่ที่สุดและให้น้ำมากที่สุดของประเทศ คือ แอ่งเจ้าพระยาบริเวณพื้นที่ราบตั้งแต่อำเภอมโนรมย์ จังหวัดชัยนาทไปจนถึงปากแม่น้ำเจ้าพระยา กักเก็บน้ำไว้ได้มาก ตั้งแต่ระดับพื้นดินจนถึงความลึกประมาณ 600 เมตร มีชั้นน้ำบาดาลอยู่ถึง 8 ชั้น แต่ละชั้นให้น้ำปริมาณมาก บริเวณขอบแอ่งเจ้าพระยาด้านตะวันตกและด้านตะวันออก ขอบแอ่งเจ้าพระยาด้านตะวันตกคลุมพื้นที่ตั้งแต่จังหวัดอุทัยธานี สุพรรณบุรีด้านตะวันตกไปจนถึงนครปฐม ขอบแอ่งด้านตะวันออกคลุมพื้นที่จังหวัดลพบุรี สระบุรี นครนายก ปราจีนบุรี จนถึงฉะเชิงเทรา บริเวณขอบแอ่งที่เป็นภูเขาให้ปริมาณน้ำน้อย เนื่องจากหินส่วนใหญ่เป็นหินภูเขาไฟ แต่ถ้าเจาะลงในหินปูนก็อาจจะให้น้ำมาก

### 2.4.1 สภาพภูมิประเทศ

สภาพภูมิประเทศส่วนใหญ่เป็นที่ราบลุ่ม ระดับพื้น ดินโดยเฉลี่ยสูงประมาณ 0 - 1.5 เมตร เหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง (รทก.) ยกเว้น บริเวณด้านทิศเหนือของจังหวัดนครปฐมทีมีสภาพเป็นที่ดอน ซึงมีระดับพื้นดินโดยเฉลี่ย สูงประมาณ 4.0 เมตร เหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง ที่ราบลุ่มน้ำท่วมถึงของแม่น้ำ

สายสำคัญในภาคกลางตอนล่างมีความลาดเทของพื้นที่ประมาณ 1:25,000 มีแม่น้ำเจ้าพระยาเป็นแม่น้ำสายสำคัญที่ไหลผ่านจากตอนเหนือของจังหวัดพระนครศรีอยุธยา ผ่านจังหวัดปทุมธานี นนทบุรี กรุงเทพมหานคร และไปลงอ่าวไทยที่จังหวัดสมุทรปราการ นอกจากนี้ยังมีแม่น้ำท่าจีน ซึ่งแยกจากแม่น้ำเจ้าพระยาที่จังหวัดชัยนาท ไหลผ่านจังหวัดสุพรรณบุรี นครปฐม และไหลลงอ่าวไทยที่จังหวัดสมุทรสาคร นอกจากแม่น้ำทั้งสองนี้แล้วยังมีคลองอีกหลายสายซึ่งใช้ประโยชน์ในการคมนาคมทางน้ำ การชลประทาน และการระบายน้ำ

**2.4.2 สภาพทางธรณีวิทยา**

ลักษณะและชนิดของหินตลอดจนธรณีโครงสร้างในบริเวณขอบแอ่งที่ราบภาคกลางตอนล่าง ทั้งทางทิศตะวันออกและทิศตะวันตก ซึ่งมีความสำคัญและเป็นต้นกำเนิดของตะกอนที่ถูกแม่น้ำพัดพาลงไปสะสมในแอ่งสะสมตะกอนซึ่งประกอบด้วยตะกอนยุคควอเทอร์นารี (Quaternary Deposits) ประกอบด้วยตะกอนร่วนถึงตะกอนที่ถูกกดทับจนเกือบแข็งของกรวด ทราย ทรายแป้ง และดินเหนียว ซึ่งเกิดจากกระบวนการธรรมชาติ คือ การถูกชะล้างพังทลาย การพัดพา และการตกตะกอนสะสมในแอ่ง (Basin) แสดงดังรูปที่ 2.7 โดยทั้งหมดมีรายละเอียดดังนี้

**2.4.2.1 ธรณีวิทยาหินแข็ง (Hard Rocks)** ลักษณะของหินในที่ราบลุ่มภาคกลางตอนล่างและบริเวณขอบที่ราบลุ่ม ประกอบด้วยหินที่มีอายุมากที่สุด คือ พรีแคมเบรียน (Precambrian) จนถึงหินที่มีอายุอ่อนสุดในยุคจูแรสซิก (Jurassic) ดังการลำดับชั้นหินที่เรียงจากอายุมากที่สุดถึงอายุน้อยที่สุดดังนี้

**1) หินไนส์ (P$\in$)** หินแปรที่มีอายุก่อนยุคแคมเบรียน มีลักษณะการจัดเรียงเป็นแถบชั้นของแร่ควอรตซ์ แร่เฟลด์สปาร์ และแร่อื่นๆ พบบริเวณตะวันออกเฉียงใต้ของจังหวัดฉะเชิงเทรา และทิศเหนือของกาญจนบุรี

**2) หินอ่อน ($\in$O)** หินแปรสภาพจากหินปูนที่มีอายุระหว่างยุคแคมเบรียนถึงออโดวิเชียน ลักษณะเป็นหินอ่อนสีขาวเป็นแถบชั้นสลับกับหินควอรตซ์ไมกาชีสต์ พบทางทิศตะวันตกของที่ราบบริเวณทิศเหนือของอำเภอด่านช้างและตะวันตกของอำเภออู่ทอง จังหวัดสุพรรณบุรี

**3) หินปูนทุ่งสง (O)** หินตะกอนยุคออโดวิเชียน ลักษณะเป็นหินปูนเนื้อดินบางแห่งมีเนื้อโดโลไมต์ มักมีชั้นหินดินดานสลับ มีสีเทาสกปรกและสีชมพู มีซากดึกดำบรรพ์จำนวนมาก พบทางทิศตะวันตกของที่ราบ บริเวณทิศตะวันตกของจังหวัดชัยนาท และตะวันตกของจังหวัดสุพรรณบุรี

**4) หินแปร (SD)** หินแปรยุคไซลูเรียนถึงดีโวเนียน ประกอบด้วย หินฟิลไลต์เนื้อคาร์บอนและเนื้อควอรตซ์ พบเป็นบริเวณกว้างทางทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มภาคกลาง บางแห่งเป็นภูเขาโดดอยู่กลางทุ่ง เช่น บริเวณตะวันตกของจังหวัดชัยนาท สิงห์บุรี สุพรรณบุรี และกาญจนบุรี แต่ไม่พบหินแปรชุดนี้ทางทิศตะวันออกของที่ราบลุ่มภาคกลาง

**5) หินแปรและกึ่งหินแปร (CD)** หินแปรและกึ่งหินแปรสภาพยุคดีโวเนียนถึงคาร์บอนิเฟอรัส ประกอบด้วย หินเชิร์ตและหินทัฟฟ์ หินอ่อนและหินปูน หินภูเขาไฟและหินกึ่งภูเขาไฟที่แปรสภาพ พบเป็น

บริเวณกว้าง โดยเฉพาะทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของที่ราบลุ่มภาคกลางบริเวณที่จังหวัดปราจีนบุรีและสระแก้ว

**6) หินกึ่งหินแปร (C2)** หินกึ่งแปรสภาพยุคคาร์บอนิเฟอรัส ประกอบด้วย หินฟิลไลต์เนื้อกรวดมน หินฟิลไลต์และหินทรายเนื้อทัฟฟ์ที่ถูกแปรสภาพ และหินชนวน พบทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของจังหวัดฉะเชิงเทรา

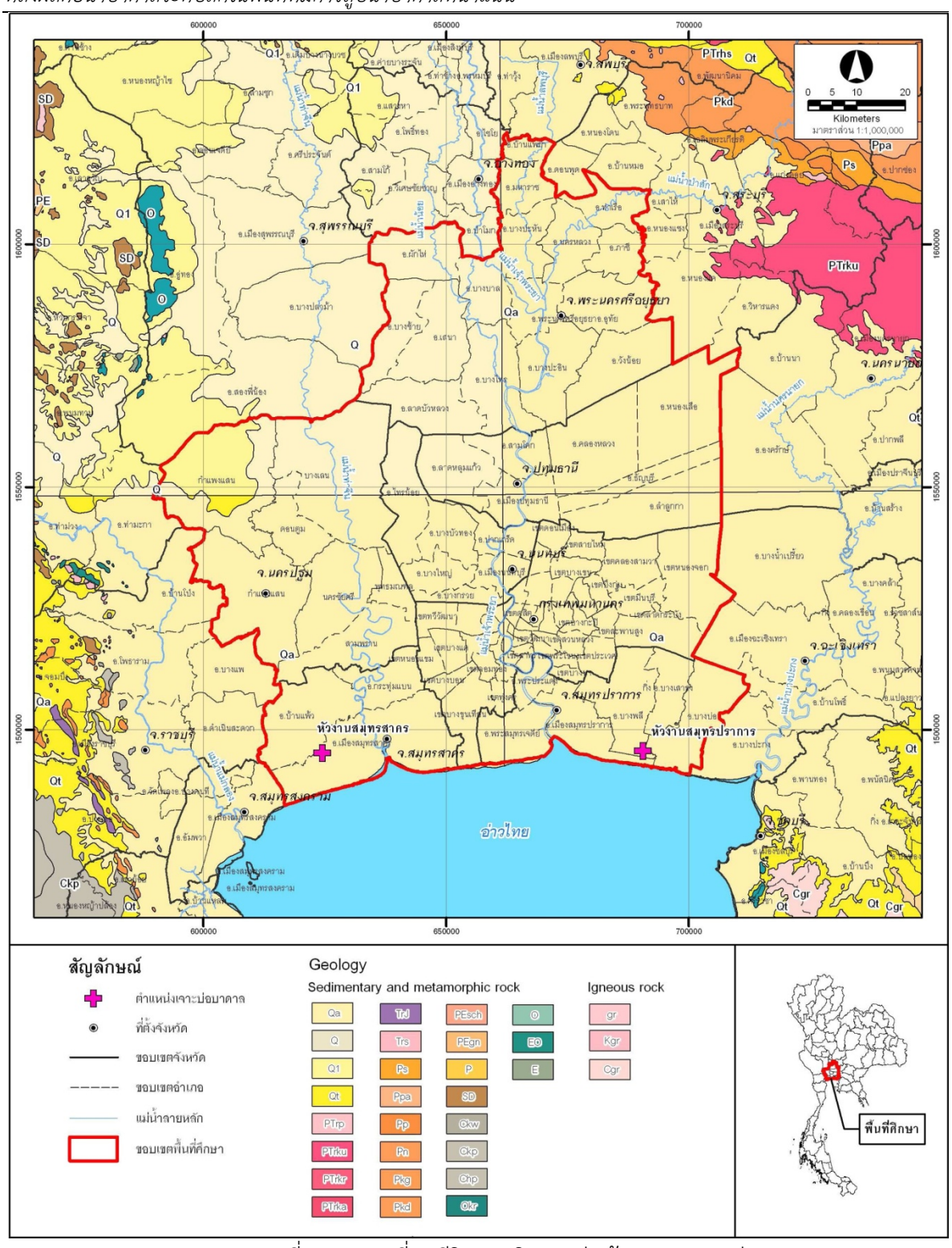
**7) หินชั้นยุคคาร์บอนิเฟอรัสถึงเพอร์เมียน (CPK-1, CPK-2)** ประกอบด้วยหินหมวดหินเขาพระ (CPK-1) ได้แก่ หินดินดาน หินทราย และหินดินดานปนกรวดสีเทาเข้ม และหมวดหินเขาเจ้า(CPK-2) ได้แก่ หินโคลน หินทรายเนื้อทัฟฟ์ และหินไรโอลิติกทัฟฟ์ หินทั้งสองหมวดที่กล่าวมาจัดอยู่ในกลุ่มหินแก่งกระจาน และพบทางทิศด้านตะวันตกของจังหวัดราชบุรี

**8) หินชั้นยุคเพอร์เมียน (Pr, Ps)** ประกอบด้วย กลุ่มหินราชบุรี (Pr) ได้แก่ หินปูนหินปูนเนื้อโดโลไมต์ และหินเชิร์ตมีซากดึกดำบรรพ์มาก พบกระจายเป็นบริเวณกว้างทางทิศตะวันตกของจังหวัดกาญจนบุรีและราชบุรี ซึ่งมีลักษณะเป็นเทือกเขาทอดยาวและเขาหินปูนเป็นหย่อมๆ ในกรณีของกลุ่มหินสระบุรี (Ps) ประกอบด้วย หินปูนมีซากดึกดำบรรพ์ หินเชิร์ต หินดินดาน หินทราย หินทรายเนื้อทัฟฟ์ และหินภูเขาไฟ กลุ่มหินสระบุรีพบเป็นบริเวณกว้างทางตะวันออกของจังหวัดลพบุรี สระบุรี และนครนายก ซึ่งเป็นขอบของที่ราบสูงโคราช

**9) หินโป่งน้ำร้อนยุคไทรแอสซิก (T pu)** หมวดหินโป่งน้ำร้อนประกอบด้วย หินเกรย์แวก หินดินดาน หินปูน และหินกรวดมน พบกระจายเป็นบริเวณกว้างทางซีกตะวันออกเฉียงใต้ของจังหวัดปราจีนบุรี

**10) หินทรายยุคจูแรสซิก (J)** ประกอบด้วย กลุ่มหินอุ้มผาง (Ju) ได้แก่ หินโคลน หินทรายแป้ง หินทราย และหินปูนพบหอยสองฝา หินกลุ่มนี้พบเป็นทิวเขายาวตามแนวตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ ทางทิศตะวันตกของจังหวัดราชบุรี กลุ่มหินชุดโคราช ได้แก่ หมวดหินภูกระดึง (Jpk) ประกอบด้วย หินทรายแป้งเนื้อปูนและเนื้อไมกา หินทราย หินโคลน สีแดง-สีม่วงแดง บางแห่งมีหินกรวดมน หมวดหินพระวิหาร (Jpw) ประกอบด้วย หินทรายเนื้อกรวด สีขาว-สีเทาขาว หินทรายแป้งและหินโคลน หมวดหินทั้งสองดังกล่าวพบในพื้นที่ด้านเหนือของจังหวัดลพบุรีและบริเวณตะวันออกของจังหวัดนครนายกและปราจีนบุรี

**11) หินอัคนีและหินภูเขาไฟยุคเพอร์เมียนถึงไทรแอสซิก (PTgr, PTv)** หินแกรนิต(PTgr) ที่พบประกอบด้วย หินไมโครแกรนิต แกรโนไดโอไรต์ และหินพลาจิโอแกรนิต ซึ่งถูกแทรกดันสู่พื้นผิวโลกและถูกแรงบีบจนเนื้อแร่ประกอบหลักเรียงตัว พบทางทิศใต้ของอำเภอบ้านหมี่ จังหวัดลพบุรีในกรณีหินภูเขาไฟ (PTv) ที่พบประกอบด้วย หินไรโอไลต์ หินแอนดีไซต์ หินเถ้าภูเขาไฟ หินกรวดเหลี่ยมภูเขาไฟ หินทัฟฟ์เนื้อไรโอไลต์ และเนื้อแอนดีไซต์ หินภูเขาไฟดังกล่าวกระจายเป็นบริเวณกว้างทางทิศตะวันออกของจังหวัดลพบุรี สระบุรี และนครนายก แต่ไม่พบทางทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มกลางตอนล่าง




รูปที่ 2.7 แผนที่ธรณีวิทยาบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง
ที่มา: โครงการสำรวจ และศึกษาการทรุดตัวของแผ่นดินอย่างเป็นระบบ
ในเขตวิกฤตการณ์น้ำบาดาล, กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555

**2.4.2.2 ตะกอนยุคควอเทอร์นารี (Quaternary Deposits)** ตะกอนยุคควอเทอร์นารีในที่ราบภาคกลางตอนล่างสามารถประมวลเข้าเป็นหน่วยทางธรณีวิทยาได้ โดยอาศัยชนิดและลักษณะของตะกอน สภาพแวดล้อมและอายุของการสะสมตัวและธรณีสัณฐานวิทยาดังได้กล่าวมาแล้ว แบ่งเป็นหน่วยตะกอนบริเวณขอบแอ่งและตะกอนบริเวณที่ราบลุ่ม มีรายละเอียดดังนี้

**1) ตะกอนเศษหินเชิงเขา (Qc, Plio-Ple)** ปลายยุคเทอร์เชียรี่ถึงต้นสมัยไพลสโตซีนได้แก่ ตะกอนประเภทหินปูนผุและดินมาร์ล ชั้นศิลาแลง เศษหินเชิงเขา และหินผุของหินแกรนิตและหินแปร พบทางทิศตะวันออกของที่ราบลุ่มภาคกลางบริเวณจังหวัดลพบุรี สระบุรี ปราจีนบุรี และฉะเชิงเทรา ส่วนทิศด้านตะวันตกของที่ราบลุ่ม ส่วนใหญ่เป็นตะกอนเศษหินเชิงเขา พบกระจายเป็นบริเวณกว้างตั้งแต่จังหวัดสุพรรณบุรี กาญจนบุรี ถึงราชบุรี

**2) ตะกอนตะพักลำน้ำระดับสูง (Qt1 Plio-E-Ple)** ประกอบด้วย กรวด ทราย และดินเหนียว ซึ่งเกิดจากการเปลี่ยนทิศทางการไหลของทางน้ำ และการลดระดับลงของทางน้ำ ทำให้เกิดแนวตะพักเป็นชั้นๆ ตามระดับความสูงซึ่งอาจถูกแบ่งย่อยเป็นตะพักลำน้ำระดับสูง (High Terrace) ตะพักลำน้ำระดับ กลาง (Middle Terrace) และตะพักลำน้ำระดับต่ำ (Low Terrace) โดยมีความต่อเนื่องของตะกอนทั้งสามระดับคล้ายกัน แต่แตกต่างกันที่ความหนา เนื่องจากตะกอนตะพักลำน้ำระดับสูงได้ผ่านกระบวนการทางเคมีเป็นเวลานาน เป็นผลให้ตะกอนเปลี่ยนเป็นชั้นศิลาแลงวางทับซ้อนอยู่ด้านบนของชั้นทราย ทรายแป้งปนกรวดปนเม็ดลูกรัง ทางทิศตะวันออกของพื้นที่ราบลุ่มพบตะกอนตะพักลำน้ำระดับสูง (High Terrace Deposits) ทางทิศตะวันออกของจังหวัดนครนายก ปราจีนบุรี และฉะเชิงเทรา
ทางทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มพบตะกอนตะพักลำน้ำระดับสูง ทางทิศตะวันตกของจังหวัดชัยนาท และสุพรรณบุรี อายุการสะสมของตะกอนตะพักลุ่มน้ำระดับสูง คาดว่าอยู่ในสมัยไพลโอซีนถึงต้นสมัยไพลสโตซีน

**3) ตะกอนตะพักลำน้ำระดับกลางและตะกอนน้ำพารูปพัดเก่า (Middle Terrace Deposits (Qt2) and Old Alluvial Fan, Qf1, M-Ple)** ตะกอนตะพักลำน้ำระดับกลางประกอบด้วย ชั้นกรวด ทราย และดินเหนียว ส่วนตะกอนน้ำพารูปพัดเก่าประกอบด้วย ทรายหยาบปนกรวดสลับกับชั้นทรายหนาแทรกด้วยชั้นดินเหนียวสลับกับทรายแป้ง โดยแสดงลักษณะการเรียงตัวของขนาดตะกอนจากเล็กไปใหญ่ (Coarsening Upward Sequence)

**4) ตะกอนตะพักลุ่มน้ำระดับกลาง (Low Terrace)** ทางทิศตะวันออกของที่ราบลุ่มภาคกลางบริเวณจังหวัดลพบุรี สระบุรี และฉะเชิงเทรา และพบตะกอนน้ำพารูปพัดเก่าที่ให้ชื่อว่าตะกอนรูปพัดป่าสัก (Pasak Alluvial fan) (Thiramongkol, 1983) ซึ่งเกิดจากการพัดพาและสะสมตะกอนจากแม่น้ำป่าสักและลำน้ำสาขา ทางทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มภาคกลางพบตะกอนตะพักลุ่มน้ำระดับกลางทางทิศตะวันตกของจังหวัดชัยนาทและสุพรรณบุรี และพบตะกอนน้ำพารูปพัดเก่าที่ให้ชื่อว่าตะกอนรูปพัดดอนเจดีย์ (Don Chedi Alluvial Fan) ซึ่งเกิดจากการพัดพาและสะสมตะกอนของลำห้วยต่างๆ ซึ่งเป็นสาขาของแม่น้ำสุพรรณบุรีในสมัยไพลสโตซีน แต่ปัจจุบันเหลือลำน้ำให้เห็นเพียงลำห้วยกระเสียวและลำห้วยจะร้า อายุการ

เกิดของตะกอนตะพักลุ่มน้ำระดับกลางและตะกอนน้ำพารูปพัดเก่าคือสมัยไพลสโตซีนตอนกลาง (Middle Pleistocene)

**5) ตะกอนรูปพัดใหม่ (Young Alluvial Fan, Qf2 M-L-Ple)** ตะกอนส่วนใหญ่ประกอบด้วยชั้นกรวดสลับกับชั้นทรายและชั้นทรายแป้งและดินเหนียว มีดินลูกรังปิดทับอยู่ผิวบนเสมอหนามากกว่า 80 ม. วางตัวทับอยู่บนตะกอนรูปพัดยุคเก่า ตะกอนชุดนี้ให้ชื่อว่าเนินตะกอนน้ำพารูปพัดกำแพงแสน หรือตะกอนรูปพัดแม่กลอง ครอบคลุมพื้นที่ด้านตะวันตกของอำเภอสองพี่น้อง จังหวัดสุพรรณบุรี บริเวณตะวันตกของอำเภอกำแพงแสน จังหวัดนครปฐม และบริเวณด้านตะวันออกของอำเภอเมือง และอำเภอท่ามะกา จังหวัดกาญจนบุรี อายุการสะสมตะกอนสมัยไพลสโตซีนตอนกลางถึงตอนปลาย (Middle-Late Pleistocene) เนื่องจากตะกอนรูปพัดใหม่วางตัวอยู่บนตะกอนรูปพัดยุคเก่าซึ่งมีอายุในสมัยไพลสโตซีนตอนกลาง (Middle Pleistocene)

**6) ดินดอนสามเหลี่ยมธารน้ำและดินดอนสามเหลี่ยมน้ำกร่อย (Delta of Fluviatile Sediment, Qdf and Delta of Brackish Sediments Qdb, Late Pleistocene)** ดินดอนสามเหลี่ยมธารน้ำ ประกอบด้วย ชั้นทรายแป้งปนดินเหนียว บางแห่งเป็นดินร่วน (Sandy Loam) มีความหนารวมประมาณ 2 - 4 ม. และรองรับด้วยชั้นดานหินปูน (Bed of Calcareous Nodule) ซึ่งหนาประมาณ 2 ม. ตะกอนหน่วยนี้ผ่านกระบวนการทางเคมีเป็นเวลายาวนานจึงเกิดจุดประสีน้ำตาล และมีเม็ดลูกรังปะปน ดินดอนสามเหลี่ยมธารน้ำครอบคลุมบริเวณกว้างตั้งแต่ทางตอนเหนือของเมืองชัยนาทลงมาทางใต้จรดพื้นที่ของจังหวัดอ่างทอง ดินดอนสามเหลี่ยมน้ำกร่อย ตะกอนส่วนใหญ่ประกอบด้วยดินเหนียวสีเทาดำ-สีดำ พบแร่จาโรไซต์ (Jarosite) ที่เกิดในน้ำกร่อยภายใต้สภาพอากาศร้อนชื้น สมัยไพลสโตซีนตอนปลาย (Late Pleistocene) เนื่องจากตะกอนดินเหนียวนี้ได้ผ่านกระบวนการทางเคมีเป็นเวลายาวนาน ทำให้เกิดจุดประสีเหลืองปนน้ำตาลของแร่เหล็ก และเม็ดมวลพอกของแร่เหล็กและแมงกานีสอยู่ทั่วไป ชั้นดินดอนสามเหลี่ยมน้ำกร่อยนี้พบกระจายเป็นบริเวณกว้างมากตั้งแต่ทางตอนเหนือของจังหวัดอยุธยา จังหวัดกรุงเทพฯและปริมณฑลทั้งหมด และรวมขอบเขตทางด้านตะวันออกของที่ราบลุ่มภาคกลาง ได้แก่ บางส่วนของจังหวัดนครนายก ปราจีนบุรี และฉะเชิงเทรา ทางทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มภาคกลาง ได้แก่ บางส่วนของจังหวัดสุพรรณบุรี นครปฐม และราชบุรี อายุการสะสมตัว ของดินดอนสามเหลี่ยมธารน้ำและดินดอนสามเหลี่ยมน้ำกร่อยในสมัยไพลสโตซีนตอนปลาย (Late Pleistocene)

**7) ตะกอนที่ราบน้ำท่วมถึง หาดสันดอนและตะกอนที่ราบน้ำขึ้นถึง (Floodplain deposits Qa, Barrier beach and Tidal flat marine clay Qtf, Holo)** ตะกอนที่ราบน้ำท่วมถึงได้แก่ ตะกอนของคันดินธรรมชาติและตะกอนหลังคันดิน ซึ่งประกอบด้วย ชั้นทรายและชั้นทรายละเอียดส่วนใหญ่ไม่พบสนิมเหล็กและสนิมดำแมงกานีส ความหนาระหว่าง 1-3 ม. พบกระจายเป็นบริเวณกว้างขนานไปกับลำน้ำสายหลักที่ไหลผ่านที่ราบลุ่มภาคกลางตอนล่าง หาดสันดอน ประกอบด้วย ชั้นทรายและทรายแป้ง มีจุดประสนิมเหล็กและแร่จาโรไซต์ (Jarosite) เปลือกหอยและเศษไม้ บางแห่งมีชั้นดินเหนียวสลับสีขาว-น้ำตาลแดง ตะกอนที่ราบน้ำขึ้นถึงประกอบด้วยชั้นดินเหนียวเนื้อทรายแป้ง มีจุดประสนิมเหล็ก เม็ดแร่แมงกานีส แร่จา

โรไซต์ (Jarosite) สีเทาดำ-ดำ อายุของชั้นตะกอนทั้ง 3 หน่วย อยู่ในสมัยโฮโลซีน (Holocene) ซึ่งส่วนใหญ่มาจากผลของการหาอายุโดย C-14 ดังได้กล่าวมาแล้ว ตะกอนของแม่น้ำสายหลักและแม่น้ำสาขาและดินดอนสามเหลี่ยมดังกล่าวสามารถแยกออกได้เป็นสองลักษณะ คือ 1) ตะกอนส่วนที่ได้รับอิทธิพลจากแม่น้ำโดยตรง (Fluviatile Environment) ได้แก่ ตะกอนเหนือบริเวณพื้นที่จังหวัดชัยนาท สิงห์บุรี อ่างทอง และลพบุรี ส่วนใหญ่ประกอบด้วย กรวด ทราย และทรายแป้ง 2)ตะกอนส่วนที่ได้รับอิทธิพลจากน้ำทะเลขึ้นลง (Coastal Environment) ได้แก่ ตะกอนบริเวณพื้นที่จังหวัดพระนครศรีอยุธยาสุพรรณบุรี นครนายก ฉะเชิงเทรา ปทุมธานี นนทบุรี กรุงเทพมหานคร สมุทรปราการ และสมุทรสาครส่วนใหญ่เป็นดินตะกอนซึ่งประกอบด้วยทรายแป้งและดินเหนียว

### 2.4.3 อุทกธรณีวิทยา

อุทกธรณีวิทยาที่ราบลุ่มภาคกลางตอนล่างประกอบด้วย ชั้นน้ำบาดาลในตะกอนหินร่วน (Unconsolidated Rocks) และชั้นน้ำบาดาลในหินแข็ง (Consolidated Rocks) โดยแผนที่ขอบเขตชั้นน้ำบาดาลทั้งสองแสดงในรูปที่ 2.8 ดังมีรายละเอียดต่อไปนี้

#### 2.4.3.1 ชั้นน้ำบาดาลในตะกอนหินร่วน

ชั้นน้ำบาดาลหน่วยนี้เกิดจากตะกอนที่ทับถมกันในสภาพแวดล้อมที่เป็นทั้งแม่น้ำ สันดอนปากแม่น้ำและทะเล กล่าวคือตะกอนส่วนที่เป็นกรวด ทราย และดินเหนียวได้แยกกันอยู่เป็นชั้นๆ สลับกันอย่างชัดเจน จากลักษณะทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาสามารถจำแนกชั้นน้ำบาดาลในประเภทหินร่วนตามชนิดของตะกอนได้ดังนี้

**1) ชั้นน้ำบาดาลตะกอนน้ำพา (Alluvium Aquifers: Qfd)** เป็นชั้นน้ำบาดาลของตะกอนน้ำหลาก (River Flood Plain) ซึ่งมีน้ำบาดาลเก็บกักอยู่ในช่องว่างของชั้นกรวด ทรายพบกระจายตัวเป็นแนวยาวตั้งแต่พื้นที่จังหวัดชัยนาท สิงห์บุรี อ่างทอง สุพรรณบุรี พระนครศรีอยุธยา นครปฐม ปทุมธานี นนทบุรี ทางทิศตะวันออกของจังหวัดราชบุรี กรุงเทพฯ สมุทรสาคร สมุทรสงคราม และสมุทรปราการ น้ำบาดาลส่วนใหญ่เป็นน้ำจืด ยกเว้นในเขตพื้นที่กรุงเทพฯ และปริมณฑล บางส่วนน้ำบาดาลคุณภาพน้ำเป็นน้ำกร่อยและน้ำเค็ม

จากหลุมเจาะสำรวจในพื้นที่ศึกษา ซึ่งได้มีการศึกษาข้อมูลถึงระดับความลึก 700 ม. พบว่ามีชั้นน้ำบาดาลซึ่งเป็นชั้นกรวดทรายแบ่งออกได้เป็น 8 ชั้น ประกอบด้วย

**1.1) ชั้นน้ำบาดาลกรุงเทพ ฯ (Bangkok Aquifer)** หรือพื้นที่ทางตอนบนเรียกว่าชั้นน้ำบาดาลชั้นที่ 1 (1) ประกอบด้วยชั้นน้ำ 2 ชั้นย่อย คือ ชั้นน้ำกรุงเทพฯ ชั้นบนอยู่ลึกจากผิวดินประมาณ 16 - 30 ม. และชั้นน้ำกรุงเทพฯ ชั้นล่าง อยู่ลึกจากผิวดินประมาณ 30 - 40 ม. มีความหนาประมาณ 30- 50 ม. ทั้งสองชั้น ระหว่างชั้นน้ำคั่นด้วยชั้นดินเหนียว ประกอบด้วยตะกอนทรายและกรวดที่มีการคัดขนาดไม่ดีถึงค่อนข้างดี โดยมีชั้นดินเหนียวแทรกอยู่ ประกอบด้วยตะกอนทรายละเอียด ทรายหยาบและกรวด ทำให้มี

คุณสมบัติในการกักเก็บน้ำมาก แต่คุณภาพน้ำไม่เหมาะสมที่จะใช้ในการบริโภคได้ ส่วนใหญ่จะเป็นน้ำกร่อยหรือเค็ม ยกเว้น พื้นที่ด้านตะวันตกเฉียงใต้ของกรุงเทพมหานคร คุณภาพของน้ำพอใช้อุปโภคได้ คือ มีปริมาณคลอไรด์ 250 - 500 มก./ล. ชั้นน้ำบาดาลมีค่าการไหลซึมผ่าน (Transmissivity) 3,950 ตร.ม./วัน และมีค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บน้ำ (Storage Coefficient) $1x10^{-4}$

**1.2) ชั้นน้ำบาดาลพระประแดง (Phra Pradang Aquifer)** หรือพื้นที่ทางตอนบน เรียกว่าชั้นน้ำบาดาลชั้นที่ 2 (2) พบที่ความลึกประมาณ 100 ม. มีความหนาเฉลี่ย 20 - 50 ม. คุณสมบัติในการกักเก็บน้ำบาดาลอยู่ในเกณฑ์ดี ให้น้ำในเกณฑ์ 50 - 100 ลบ.ม./ชม. คุณภาพน้ำมีตั้งแต่จืด กร่อย จนถึงเค็ม มีค่าการไหลซึมผ่าน 1,700 - 3,000 ตร.ม./วัน และมีค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บน้ำ $1x10^{-4}$

**1.3) ชั้นน้ำบาดาลนครหลวง (Nakhon Luang Aquifer)** หรือพื้นที่ทางตอนบน เรียกว่าชั้นน้ำบาดาลชั้นที่ 3 (3) พบที่ความลึกประมาณ 150 ม. มีความหนาเฉลี่ย 50 - 70 ม. ประกอบด้วยตะกอนกรวด ทราย ที่มีการคัดขนาดปานกลางถึงดี (Moderately to Well Sorted) มีคุณสมบัติในการเก็บกักน้ำดี ให้น้ำในเกณฑ์ 50 - 200 ลบ.ม./ชม. มีค่าการไหลซึมผ่าน 1,700 - 3,000 ตร.ม./วัน คุณภาพส่วนใหญ่เป็นน้ำจืด ยกเว้นในพื้นที่ฝั่งธนบุรี และตอนใต้ของกรุงเทพมหานครที่มีคุณภาพน้ำกร่อยจนถึงเค็ม

**1.4) ชั้นน้ำบาดาลนนทบุรี (Nonthaburi Aquifer)** ลึกประมาณ 200 ม. และความหนาเฉลี่ย 30 - 70 ม. คุณสมบัติของการเก็บกักน้ำ คล้ายคลึงกับชั้นน้ำนครหลวง ชั้นน้ำบาดาลสามโคก (Sam Khok Aquifer) ลึกประมาณ 250 ม. และมีความหนาเฉลี่ย 40 - 60 ม. ประกอบด้วยกรวดทรายมีการคัดขนาดดีพอใช้ บ่อน้ำบาดาลที่เจาะลึกถึงชั้นน้ำนี้จะอยู่บริเวณตอนเหนือของจังหวัดนนทบุรีถึงจังหวัดปทุมธานี เป็นชั้นน้ำที่ให้น้ำในปริมาณมากอยู่ในเกณฑ์ 50 - 150 ลบ.ม./ชม. มีค่าการไหลซึมผ่าน 5,000 ตร.ม./วัน คุณภาพน้ำดี ยกเว้นในพื้นที่ฝั่งธนบุรีและตอนใต้ของกรุงเทพมหานคร คุณภาพน้ำ กร่อยหรือเค็ม

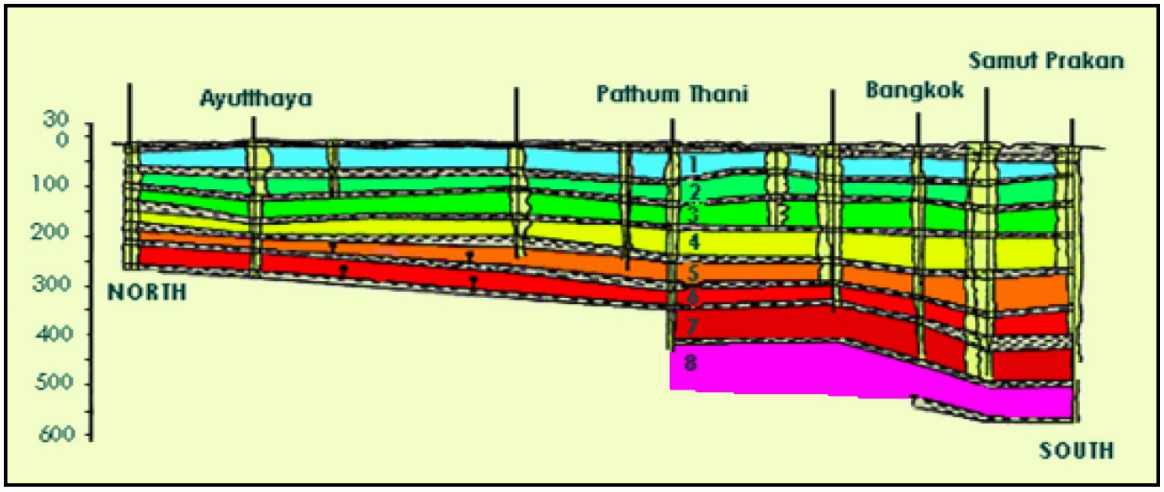
**1.5) ชั้นน้ำบาดาลพญาไท (Phayathai Aquifer)** ลึกประมาณ 350 ม. และมีความหนาเฉลี่ย 40 - 60 ม. ประกอบด้วยกรวดทราย มีดินเหนียวแทรกสลับ การคัดขนาดดีพอใช้ มีคุณสมบัติการกักเก็บน้ำคล้ายกับชั้นน้ำสามโคก

**1.6) ชั้นน้ำบาดาลธนบุรี (Thonburi Aquifer)** ลึกประมาณ 450 ม. และมีความหนาเฉลี่ย 50 - 100 ม. ประกอบด้วยกรวดทรายโดยมีดินเหนียวชั้นบางๆ แทรกสลับชั้นกรวดทรายที่มีการคัดขนาดดี คุณสมบัติการกักเก็บน้ำจะด้อยกว่าชั้นอื่นๆ ที่อยู่ข้างบนเนื่องจากมีดินเหนียว แทรกสลับอยู่ คุณภาพน้ำส่วนใหญ่คุณภาพดียกเว้นด้านตะวันตกและตะวันตกเฉียงใต้ของฝั่งธนบุรีน้ำจะกร่อยหรือเค็ม

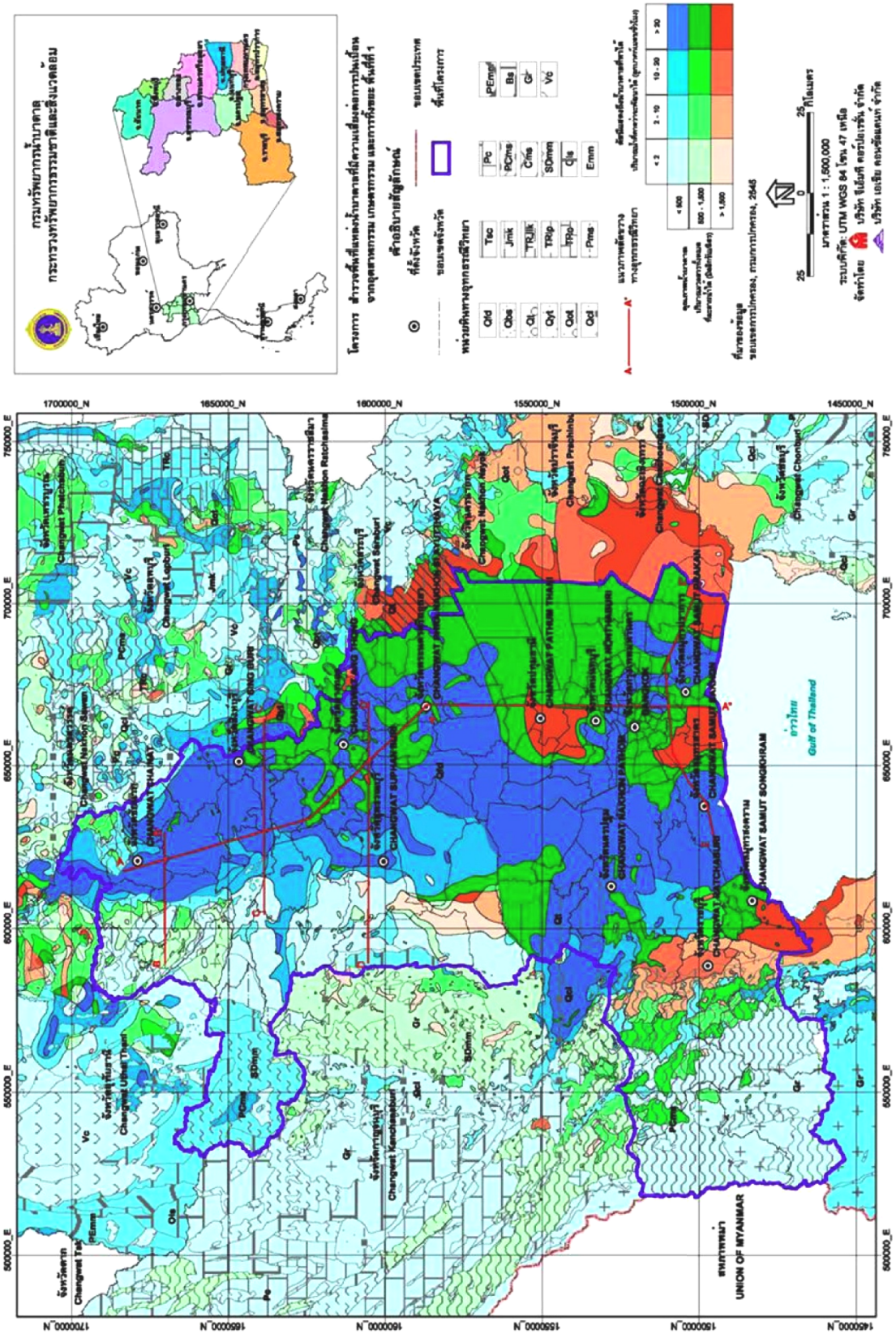
**1.7) ชั้นน้ำบาดาลปากน้ำ (Pak Nam Aquifer)** ลึกประมาณ 450 - 550 ม. มีความหนาของชั้นน้ำ 80 - 120 ม. กรวดทรายมีการคัดขนาดดี และมีดินเหนียวแทรกสลับชั้นอยู่ ให้น้ำอยู่ในเกณฑ์50-100 ลบ.ม./ชม. ชั้นทรายที่ระดับลึกตั้งแต่ 550 ม. ลงไปจะให้น้ำคุณภาพดีที่สุด แหล่งน้ำบาดาลในบริเวณตอนเหนือของแอ่งเจ้าพระยา-ท่าจีน ตั้งแต่จังหวัดชัยนาทจนถึงจังหวัดสิงห์บุรี ชั้นน้ำบาดาลอยู่ที่ระดับลึก 20-50 ม. ให้น้ำอยู่ในเกณฑ์ 30 - 50 ลบ.ม./ชม.บางแห่งมากถึง 80 ลบ.ม./ชม.

**1.8) ชั้นน้ำบาดาลในหินร่วนบริเวณพื้นที่ที่ราบลุ่มแม่น้ำกลอง** สามารถแบ่งระดับความลึกได้เป็น 3 ชั้น ที่ระดับลึก 80 120 และ 180 ม. ชั้นน้ำบาดาลประกอบด้วยกรวดทรายที่มีการคัดขนาดกันดี ปริมาณน้ำบาดาลอยู่ในเกณฑ์ 50 - 150 ลบ.ม./ชม. คุณภาพน้ำส่วนใหญ่คุณภาพดีสำหรับพื้นที่ราบของขอบแอ่งที่ราบภาคกลาง ทั้งที่ราบลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยาและแม่น้ำแม่กลองส่วนใหญ่ประกอบด้วยดินเหนียวและทรายละเอียดโดยมีชั้นทรายหยาบหรือกรวดแทรกสลับเป็นชั้นบางๆ ทำให้ปริมาณน้ำบาดาลอยู่ในเกณฑ์ค่อนข้างน้อย คือ 10 - 30 ลบ.ม./ชม. และริมขอบแอ่งจะให้น้ำน้อยกว่า 10 ลบ.ม./ชม.คุณภาพน้ำกร่อยหรือเค็ม เช่น บริเวณพื้นที่จังหวัดฉะเชิงเทรา สมุทรปราการ กรุงเทพมหานคร ปทุมธานีและสุพรรณบุรี

**2) ตะกอนในที่ราบเชิงเขา ในพื้นที่ที่ราบเชิงเขา** ประกอบด้วยตะกอนของที่ราบเชิงเขา (Colluvium) มีความหนาของตะกอนเฉลี่ย 20 - 50 ม. ส่วนใหญ่จะมีปริมาณน้ำบาดาลน้อย อยู่ในเกณฑ์ 2-10 ลบ.ม./ชม.




รูปที่ 2.8 ลักษณะของชั้นน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ศึกษา (Mukand S. Babel, 2008)




รูปที่ 2.9 ลักษณะทางอุทกธรณีวิทยาบริเวณภาคกลางตอนล่าง
ที่มา: ศึกษาผลกระทบต่อโครงสร้างใต้ดินเนื่องจากการคืนตัวของแรงดันน้ำในชั้นน้ำบาดาล บริเวณกรุงเทพมหานครและปริมณฑล, กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555

**2.4.3.2 ชั้นน้ำบาดาลในหินแข็ง (Consolidated Rocks)**

ชั้นน้ำบาดาลในหินแข็งที่พบในบริเวณขอบแอ่งทางทิศตะวันออกที่ราบลุ่มภาคกลางประกอบด้วยกลุ่มหินที่สำคัญ 3 กลุ่ม ได้แก่ กลุ่มหินปูน กลุ่มหินภูเขาไฟ และกลุ่มหินแปร-อัคนี โดยในเขตจังหวัดสระบุรีและลพบุรี ชั้นน้ำบาดาลในหินปูนมีน้ำบาดาลถูกเก็บกักเป็นปริมาณมากในช่องว่างหรือโพรงขนาดใหญ่ที่ต่อเนื่องกัน ให้น้ำได้ในเกณฑ์ 10 - 100 ลบ.ม./ชม. ที่ความลึกประมาณ 30 -100 ม. นอกจากนี้ ในหินปูนดังกล่าวยังมีหินดินดานและหินทรายแทรกสลับอยู่ และให้น้ำได้ในเกณฑ์ 5 -20 ลบ.ม./ชม. ส่วนชั้นน้ำบาดาลในหินภูเขาไฟในจังหวัดสระบุรี และลพบุรี ที่ต่อเนื่องมาถึงจังหวัดนครนายก ให้น้ำได้ในเกณฑ์ 2 - 10 ลบ.ม./ชม. แต่ในบางบริเวณที่มีช่องว่างที่เกิดจากรอยแตก รอยแยกหรือรอยเลื่อนที่ต่อเนื่องกัน

จะสามารถให้น้ำได้ในเกณฑ์ที่สูงขึ้นถึง 30 - 40 ลบ.ม./ชม. เช่น บริเวณอำเภอพัฒนานิคม จังหวัดลพบุรี เป็นต้น ส่วนชั้นน้ำบาดาลในหินแข็งที่พบในบริเวณขอบแอ่งด้านตะวันตก ประกอบด้วยกลุ่มหินที่สำคัญ เพียง 2 กลุ่ม ได้แก่ กลุ่มหินปูน และกลุ่มหินแปร-อัคนี (ไม่มีกลุ่มหินภูเขาไฟเหมือนบริเวณขอบแอ่งด้านตะวันออก) ชั้นน้ำบาดาลในหินปูนให้น้ำได้ในเกณฑ์ที่ดีมาก ระหว่าง 10 - 50 ลบ.ม./ชม. ส่วนชั้นน้ำบาดาลในกลุ่มหินแปร-อัคนี อันได้แก่ ชั้นน้ำบาดาลในหินชั้นกึ่งแปร (ยุคเพอร์เมียน-คาร์บอนิเฟอรัส) หินแปร (ยุคแคมเบรียน-ดิโวเนียน) และหินแกรนิต ให้น้ำได้ในเกณฑ์ค่อนข้างต่ำ ระหว่าง 1 - 10 ลบ.ม./ชม.

# บทที่ 3
# งานวิจัยที่ผ่านมาและทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง

## 3.1 วรรณกรรมที่เกี่ยวข้องกับสภาพภูมิอากาศและทรัพยากรน้ำ

### 3.1.1 ปริมาณน้ำฝน

จากข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยาประเทศไทย พบว่าแนวโน้มของปริมาณฝนลดลง ในขณะเดียวกันมีอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดเพิ่มสูงขึ้นระหว่างปี ค.ศ.1951 - 2002 การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศของแหล่งน้ำทั่วโลกตอบสนองไวต่อความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ และสภาพภูมิอากาศมีความแปรปรวนเปลี่ยนแปลงไปมา มีการเปลี่ยนแปลงคาบเวลาการเกิดในช่วงระหว่างปีและระหว่างทศวรรษ (Hanson et al., 2004; Gurdak et al., 2007) ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในระดับภูมิภาคเกิดขึ้นหลายรูปแบบโดยความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศรอบระหว่างทศวรรษที่รู้จักกันอย่างแพร่หลายมากที่สุดก็คือ El Niño Southern Oscillation หรือ ENSO (Philander, 1990) ที่พบคาบเวลาการเกิด 2 ถึง 6 ปี

นอกจากนี้ก็จะพบแปรปรวนในรอบระหว่างทศวรรษ จาก Pacific Decadal Oscillation (PDO) ซึ่งอยู่ที่ประมาณ 10 – 25 ปี (Mantua et.al, 2002) และคาบ 50 – 70 ปีโดย (Minobe, 1997) นอกจากนั้นยังมีลักษณะคาบความแปรปรวนอื่นๆ อีก คือ North Atlantic Oscillation (NAO) ที่คาบ 7-8 ปีโดย (Fye et.al., 2006) และค่า Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) ที่พบโดย (KERR, 2000) มีคาบเวลาอยู่ที่ 50-80 ปี

ปัจจัยดังกล่าวจะส่งผลต่อ ความถี่ ขนาดและระยะเวลาของความแปรปรวนสภาพอากาศ อุทกวิทยาและระบบนิเวศ ตัวอย่างเช่น ความผันผวนของอุณหภูมิ ความชื้น ลมและฝนซึ่งเป็นสิ่งที่สำคัญที่สุดของความถี่และช่วงเวลาของน้ำหลากและน้ำแล้ง โดยการศึกษาก่อนหน้านี้เกี่ยวกับความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนและความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ พบความสัมพันธ์ระหว่างทั้งคู่ในหลายพื้นที่ของโลก เช่นในรัฐควีนแลนด์ โดย (Mcbride and Nicole 1983, Chiew et.al 1998) และในพื้นที่ตะวันตกเฉียงใต้ในอเมริกาโดย (Hanson et.al., 2004) นอกจากนี้ (Mantua et.al., 2002) และ (Wolter, K. et.al., 1993) พบว่ารูปแบบของ ENSO กับ PDO ไปทางเดียวกันเมื่อสภาพอากาศอุ่นและชื้น ในขณะที่จะมีรูปแบบตรงข้ามกันเมื่อสภาพอากาศเย็นและแห้ง (Cayan, D.R., and Webb, R.H., 1992) ได้พบว่าปริมาณฝนและน้ำท่าในพื้นที่ตะวันตกเฉียงใต้ของสหรัฐอเมริกามีความสัมพันธ์สูงกับดัชนี ENSO ที่คาบเวลา 2 – 6 ปี

สำหรับประเทศไทยจะได้รับอิทธิพลจากความแตกต่างของสภาพอากาศจากมหาสมุทรอินเดียและมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตก คือ ปริมาณฝนรวมรายปีจะลดลงในปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ่และเพิ่มขึ้น

ในปีที่เกิดลานีญ่า (Limsakul et.al, 2007) และพบความเชื่อมโยงระหว่างดัชนีสภาพภูมิอากาศและการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนในรอบของเวลายาวนาน คือ รอบระหว่างปีและระหว่างทศวรรษ (Kusreesakul K., 2009, Limsakul A. and Goes J.,2008, Pratarastapornkul T. 2010) สรุปว่าความแปรผันของปริมาณฝนและอุณหภูมิในประเทศไทยจะมีความเชื่อมโยงกับหลายๆ คาบเวลา เช่น รอบฤดูกาล รอบระหว่างปี จนถึงระหว่างทศวรรษ โดยมรสุมฤดูร้อนอาเซียน (ASM) อินเดียนโอเชียนไดโพล (IOD) และเอนโซ (ENSO) มีอิทธิพลต่อความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในภูมิภาคนี้ และ (Limsakul A. 2010) พบว่ารอบของฝนรายปีจะเหลื่อมกับมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในเอเชียใต้ (IMI) และมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในแถบมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกเฉียงเหนือ (WNPMI)

### 3.1.2 น้ำบาดาล

น้ำบาดาลมีส่วนทำให้เกิดการเจริญเติบโตด้านเศรษฐกิจของหลายประเทศ โดยการเป็นแหล่งน้ำที่สำคัญในการอุตสาหกรรมการผลิตและการชลประทานในพื้นที่ชลประทานของประเทศอินเดีย บังกลาเทศ เนปาล และที่ราบตอนเหนือของจีน การประเมินคุณค่าของน้ำบาดาลไม่ได้ขึ้นอยู่กับปริมาตรของน้ำบาดาลทั้งหมดที่ถูกสูบขึ้นมาใช้เพียงอย่างเดียว เมื่อเปรียบเทียบกับน้ำผิวดิน โดยทั่วไปน้ำบาดาลให้ผลประโยชน์ทางเศรษฐกิจที่สูงกว่าต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรที่ใช้ เนื่องจากการเข้าถึงได้ของน้ำบาดาลในระดับท้องถิ่น ความเชื่อมั่นเมื่อเกิดภาวะแล้ง และคุณภาพน้ำที่ดีและสม่ำเสมอในขณะที่ใช้กระบวนการบำบัดน้ำที่น้อยกว่าน้ำผิวดิน (UN/WWAP., 2003) การใช้น้ำบาดาลมีแนวโน้มที่จะเพิ่มปริมาณมากขึ้นโดยเฉพาะในประเทศที่กำลังพัฒนา เนื่องจากแรงกดดันต่างๆต่อทรัพยากรน้ำบาดาลอีก 25 ปีในอนาคตในทวีปเอเชียจะมาจากการเพิ่มขึ้นของจำนวนประชากร การทำการเกษตร และความต้องการน้ำใช้ต่อคนที่เพิ่มขึ้น พร้อมกับเขตเมืองและอุตสาหกรรมที่ขยายตัว และความต้องการพลังงานที่เพิ่มขึ้น (Gunatilaka., 2005)

ประชากรมากกว่าสองล้านคนในเอเชียพึ่งน้ำบาดาลเพื่อการอุปโภคบริโภคในบางประเทศเช่น บังกลาเทศ อินเดีย จีน อินโดนีเซีย ฟิลิปปินส์ ไทยและเวียดนาม ปริมาณน้ำใช้ในครัวเรือนมากกว่า 50 เปอร์เซ็นต์มาจากน้ำบาดาล (UNEP., 2002) เมืองใหญ่บางเมือง เช่น จาร์กาตา ฮานอย และปักกิ่งขึ้นอยู่กับน้ำบาดาลเป็นแหล่งน้ำหลัก ในขณะเดียวกันเมืองขนาดเล็กและชนบทต่างก็พึ่งน้ำบาดาลด้วยเช่นกัน มากกว่า 60 เปอร์เซ็นต์ของประชาชนในชนบทในประเทศกัมพูชาพึ่งพาน้ำบาดาล และ 76 เปอร์เซ็นต์ของประชาชนที่ไม่สามารถเข้าถึงระบบประปาขึ้นกับบ่อน้ำตื้นเช่นกัน (ADB., 2007a, b) ในชุมชนเมืองส่วนใหญ่น้ำบาดาลถูกใช้ในกิจการอุตสาหกรรมมากกว่าจะนำไปใช้เพื่อการอุปโภคบริโภค สำหรับกรุงเทพมหานครใช้น้ำบาดาลเพื่อการอุตสาหกรรมมากกว่า 60 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณน้ำใช้ในอุตสาหกรรมทั้งหมด ดังนั้นจะเห็นว่าปริมาณการใช้น้ำบาดาลจะมีความสัมพันธ์กับผลิตภัณฑ์มวลรวมภายในประเทศ

สำหรับประเทศกำลังพัฒนา การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศมีความรุนแรง ส่งผลต่อประชากรที่ลำบากยากจนอยู่แล้ว ในขณะที่ ประเทศเหล่านี้มีความจำเป็นในการเจริญเติบโตสูงกว่าประเทศอื่นๆที่พัฒนาแล้ว ความสามารถในการเผชิญหน้าและการเตรียมพร้อมในการรับมือสถานการณ์เหล่านี้โดยทั่วไปยังไม่เพียงพอ

ดังนั้นการค้นคว้าวิจัยเกี่ยวกับผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของโลกต่อทรัพยากรน้ำบาดาลเป็นเรื่องที่จำเป็นและเร่งด่วน ทำให้สามารถเกิดการบริหารจัดการน้ำบาดาลได้อย่างมีประสิทธิภาพโดยคำนึงถึงความแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศของโลกเป็นสำคัญ (Hanson et al., 2004) ด้วยเหตุผลดังกล่าวจึงมีความจำเป็นที่จะประเมินและทำความเข้าใจเกี่ยวกับการแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศในระยะยาวเพื่อทำการวางแผนและบริหารจัดการทรัพยากรน้ำบาดาลในอนาคตผนวกกับให้มีการคำนึงถึงแรงกดดันต่อน้ำบาดาลที่เพิ่มมากขึ้นจากการเพิ่มจำนวนของประชากรและความต้องการทางด้านอุตสาหกรรม เกษตรกรรมและนิเวศวิทยา

ในอนาคต การใช้น้ำจะขึ้นอยู่กับน้ำบาดาลมากขึ้นเนื่องจากน้ำผิวดินที่เปลี่ยนแปลงขึ้นลงอย่างรวดเร็วทำให้ไม่สามารถไว้ใจได้ เป็นที่คาดการณ์ว่าในหลายพื้นที่ปริมาณน้ำผิวดินจะแปรปรวนและคุณภาพของน้ำผิวดินจะเลวลงเพราะสภาวะแห้งแล้งและฝนตกรุนแรงที่เพิ่มความถี่ขึ้น (Kundzewicz et al., 2007) ในรายงานของ IPCC ชี้ชัดว่า ด้วยการบริหารจัดการน้ำผิวดินในปัจจุบันไม่เพียงพอที่จะลดผลกระทบด้านลบที่เกิดต่อความน่าเชื่อถือของน้ำประปาจากการเปลี่ยนแปลงทางภูมิอากาศได้

โดยทั่วไปผลกระทบที่คาดว่าจะเกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อทรัพยากรแหล่งน้ำได้มีการศึกษาจำนวนมากและผลการศึกษาเป็นที่ยอมรับแล้ว แต่การศึกษาด้านเกี่ยวกับน้ำบาดาลค่อนข้างน้อยและจำกัด (IPCC 2001) ความสนใจหลักๆของงานวิจัยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโลกที่เกี่ยวกับน้ำบาดาลคือการคาดการณ์และคำนวณผลกระทบทางตรงที่น่าจะเกิดขึ้นเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงอัตราฝนตกและรูปแบบของอุณหภูมิ (Yusoff et al., 2002; Loaiciga et al., 2000; Arnell., 1998) การศึกษาเหล่านี้อาศัยแบบจำลองต่างๆ เช่น แบบจำลองสมดุลของน้ำและดิน (Kruger et al., 2001; Arnell., 1998) แบบจำลองเชิงประจักษ์ (Chen et al., 2002) แบบจำลองทางมโนทัศน์ (Cooper et al., 1995) และแบบจำลองการกระจายแบบซับซ้อน (Croley and Luukkonen, 2003; Kirshen, 2002; Yusoff et al., 2002)

ปรากฏการณ์ความแห้งแล้งรุนแรงและฝนตกหนักซึ่งจะเกิดบ่อยขึ้นคาดว่าจะเกิดผลกระทบต่อระดับน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำ ความแห้งแล้งส่งผลต่อระดับน้ำบาดาลที่ลดลงทั้งจากปริมาณน้ำฝนที่ลดลงและอัตราการระเหยที่สูงขึ้นพร้อมกับความสามารถในการซึมลงใต้ดินที่ลดลงซึ่งสาเหตุเกิดจากการสูญเสียความชื้นของดินชั้นบน ในทางกลับกันฝนที่ตกรุนแรงขึ้นทำให้น้ำเติมลงสู่ชั้นอุ้มน้ำในพื้นที่สูงน้อยลงเนื่องมาจากน้ำฝนส่วนใหญ่ที่ตกสูญเสียไปในรูปของน้ำท่า ในขณะที่จำนวนครั้งของการเกิดน้ำท่วมบ่อยขึ้นส่งผลให้น้ำเติมลงสู่ชั้นอุ้มน้ำได้โดยเฉพาะในพื้นที่ราบลุ่มมากขึ้น

นอกจากนั้นแล้ว การเปลี่ยนแปลงพืชพันธ์ในการเพาะปลูก เนื่องจากสภาพทางอุตุนิยมวิทยาที่เปลี่ยนไปจะส่งผลทั้งโดยตรงและทางอ้อมต่อน้ำเติมลงสู่ชั้นอุ้มน้ำ ยกตัวอย่างเช่น จำนวนป่าไม้ที่เพิ่มมากขึ้นบริเวณที่ราบสูงทิเบตจะส่งผลให้น้ำเติมลงสู่ชั้นอุ้มน้ำมากขึ้น ดังนั้นระดับน้ำในแม่น้ำด้านท้ายน้ำจะเพิ่มสูงขึ้น (CSIRO., 2006)

การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศจะส่งผลไม่เพียงแค่ต่อปริมาณน้ำที่ไหลเติมเข้าและไหลออกจากระบบชั้นอุ้มน้ำ การเปลี่ยนแปลงยังมีอิทธิพลถึงคุณภาพของน้ำบาดาลอีกด้วย ยกตัวอย่างเช่น น้ำที่เติมลงชั้นอุ้มน้ำในช่วงฤดูแล้งจะมีความเข้มข้นของเกลือและปริมาณของแข็งละลายน้ำสูงขึ้น ในขณะที่ในช่วงฤดูฝนความเข้มข้นของสารละลายจะต่ำ (Sukhija et al., 1998) อย่างไรก็ตาม การเก็บข้อมูลน้ำฝนและคุณภาพน้ำบาดาลระยะยาวเป็นสิ่งที่จำเป็นเพื่อเป็นตัวส่งสัญญาณเตือนถึงผลกระทบที่อาจเกิดตามมาจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ

การทำความเข้าใจผลกระทบที่คาดว่าจะเกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและการเปลี่ยนแปลงต่อน้ำบาดาลนั้นมีความซับซ้อนมากกว่าผลกระทบต่อน้ำผิวดินมาก (Holman, 2006) น้ำบาดาลมีอายุน้อยตั้งแต่ไม่กี่วันจนกระทั่งถึงหลายแสนปีน้ำบาดาลมีความสามารถชะลอและกระจายผลกระทบที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงทางภูมิอากาศได้ แต่ในขณะเดียวกันก็เป็นการยากที่จะสังเกตุและตรวจพบผลกระทบต่อน้ำบาดาล (Chen et al., 2004) โดยเฉพาะอย่างยิ่ง กิจกรรมต่างๆของมนุษย์ เช่น การสูบน้ำบาดาล ก็ส่งผลกระทบต่อน้ำบาดาลในช่วงอายุระดับเดียวกันกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ซึ่งทำให้การแยกแยะระหว่างผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงอากาศและกิจกรรมของมนุษย์ซับซ้อนขึ้นไปอีก (Hanson et al., 2004)

งานวิจัยจาก USGS ได้พยายามที่จะศึกษาสัญญาณการตอบสนองทางอุทกวิทยาและเคมีปฐพีของชั้นใต้ดินในช่วงคาบเวลาระหว่างปีและระหว่างทศวรรษ (Interannual to multidecadal time scales) เนื่องจากการผันแปรในช่วงระยะเวลาเช่นนี้จะมีความหมายเป็นนัยสำคัญต่อการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำบาดาลมากที่สุด (Hanson et al., 2004, 2006, 2009; Gurdak et al., 2007) การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในขอบเขตระยะเวลาดังกล่าวได้รับผลกระทบของปรากฏการณ์ทางธรรมชาติ ENSO, PDO และ AMO และมีอิทธิพลอย่างมากต่อการเติมน้ำลงใต้ดิน การระบายน้ำ และการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลในชั้นอุ้มน้ำต่างๆโดยเฉพาะอย่างยิ่งชั้นอุ้มน้ำในบริเวณที่ราบสูงในประเทศสหรัฐอเมริกา (Gurdak et al., 2007; McMahon et al., 2007; Gurdak, 2008; Gurdak et al., 2009; Handson et al., 2004, 2006) และชั้นอุ้มน้ำหลายๆแห่งบนเกาะในมหาสมุทรแอตแลนติก มหาสมุทรอินเดีย และมหาสมุทรแอตแลนติก (White et al., 2007)

น้ำบาดาลถูกใช้ในการเกษตรกรรมในประเทศต่างๆ เช่น อินเดีย ศรีลังกาตอนเหนือ แคว้นปันจาบ ปากีสถาน และที่ราบตอนเหนือของจีน และอินเดีย น้ำบาดาลเป็นน้ำใช้หลักทางการเกษตรโดยมากกว่า 60% ของน้ำใช้ด้านการเกษตรเป็นน้ำจากใต้ดิน ซึ่งคิดเป็นพื้นที่มากกว่า 50% ของพื้นที่ชลประทานทั้งหมด ในขณะเดียวกันหลายๆ จังหวัดในจีนต้องพึ่งน้ำบาดาลเป็นแหล่งน้ำสำคัญเพื่อการเกษตรกรรมเช่นเดียวกัน (Ministry of Water Resources of China, 2000) ความต้องการน้ำเพื่อการเกษตรในปันจาบปากีสถานมากกว่า 40% มาจากน้ำบาดาลและทำให้รัฐปันจาบเป็นแหล่งผลิตอาหารที่สำคัญของประเทศ (Qureshi and Barrett-Lennard, 1998) การใช้น้ำเพื่อการเกษตรในประเทศเหล่านี้พึ่งพาบ่อน้ำตื้นเป็นหลัก ดังนั้นจะเห็นได้ว่า จำนวนบ่อน้ำตื้นในหลายๆจังหวัดในจีนและปากีสถานเพิ่มขึ้นอย่างเห็นได้ชัด (Shah et al.,

2001) ซึ่งการเพิ่มจำนวนของบ่อน้ำตื้นมีสาเหตุจากการที่เกษตรกรพึ่งพาน้ำบาดาลมากขึ้น เพราะน้ำผิวดินมีความแปรปรวนจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

ปรากฏการณ์เอลนิโญและลานีญาจะแปรปรวนตามกันโดยเป็นปรากฏการณ์ที่มีลักษณะตรงข้ามกันหรือเรียกว่า ENSO เอล นิโญ และลา นิญา ทั้ง 2 คำนี้เป็นปรากฏการณ์ทางธรรมชาติที่เป็นปฏิสัมพันธ์ระหว่างการหมุนเวียนของกระแสอากาศ และกระแสน้ำในมหาสมุทรทั้งบนผิวพื้นและใต้มหาสมุทร แต่เกิดจากภาวะโลกร้อนทำให้เกิดความผกผันของกระแสอากาศโลกบริเวณเส้นศูนย์สูตรเหนือมหาสมุทรแปซิฟิก สำหรับปรากฏการณ์ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิคซึ่งส่งผลกระทบต่อสภาพอากาศของประเทศไทย พบว่าค่าเฉลี่ยอุณหภูมิอากาศมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญและลดลงในปีที่เกิดลานีญา (Limsakul and Goes., 2008) และปริมาณฝนรวมรายปีจะลดลงในปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญและปริมาณฝนเพิ่มขึ้นในปีที่เกิดลานีญา (Limsakul et al., 2007) นอกเหนือจากปรากฏการณ์เอลนีโญและลานีญาในมหาสมุทรแปซิฟิก ประเทศไทยยังได้รับอิทธิพลจากปรากฏการณ์ Indian Ocean Dipole (IOD) ซึ่งเป็นความผิดสภาพของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลทีเกิดในมหาสมุทรอินเดีย

การเปลี่ยนแปลงปรากฏการณ์ทั้งสองเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของโลก ซึ่งจะส่งผลต่อแหล่งน้ำผิวดิน และแน่นอนแหล่งน้ำบาดาลในประเทศไทยดังนั้นจะเห็นได้ว่า การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเพิ่มแรงกดดันต่อทรัพยากรแหล่งน้ำบาดาลที่ตึงเครียดอยู่แล้ว นอกจากความถี่ของความรุนแรงต่างๆที่เพิ่มขึ้นและแนวโน้มที่เห็นได้ชัดอย่างระดับน้ำทะเลที่สูงขึ้น การเปลี่ยนแปลงและแนวโน้มอื่นๆที่ไม่สามารถทำนายได้แต่มีความสำคัญอย่างยิ่งต่อโลกมนุษย์อาจเกิดขึ้นได้เสมอและไม่ควรถูกมองข้าม โดยเฉพาะอย่างยิ่งการเปลี่ยนแปลงทางภูมิอากาศจะส่งผลกระทบต่อปริมาณและคุณภาพของน้ำบาดาลเพิ่มมากขึ้นเรื่อยๆ ในขณะที่น้ำบาดาลก็ได้กลายเป็นทรัพยากรแหล่งน้ำที่สำคัญและเชื่อถือได้มากกว่าน้ำผิวดิน การศึกษานี้จะศึกษาปรากฏการณ์เปลี่ยนแปลงทางภูมิอากาศเหล่านี้ ผลกระทบที่เกิดขึ้นพร้อมกับแสดงแนวโน้มที่คาดว่าจะเป็นไปได้ต่อน้ำบาดาล เพื่อกระตุ้นเตือนถึงความจำเป็นในการปรับตัวต่อการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ การเตรียมความพร้อม การพัฒนาในด้านต่างๆ การบริหารจัดการทรัพยากรธรรมชาติ การให้ความรู้เพื่อลดความอ่อนไหวที่คนจะได้รับจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ

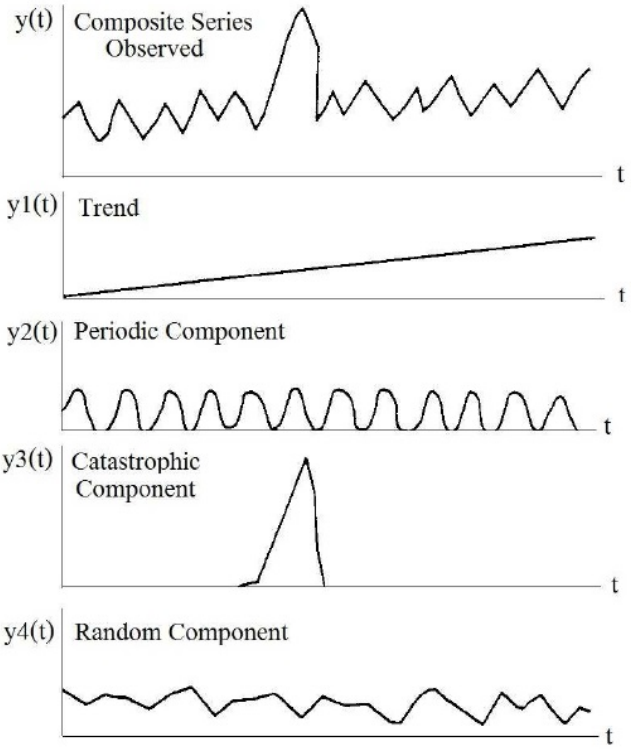
## 3.2 ทฤษฎีที่ใช้

### 3.2.1 การแยกองค์ประกอบข้อมูลอนุกรมเวลา

ข้อมูลอนุกรมเวลาคือชุดข้อมูลที่ได้จากการสังเกตซึ่งถูกจัดเรียงตามลำดับที่เกิดขึ้น การวิเคราะห์แยกอนุกรมเวลาออกเป็นส่วนประกอบต่างๆ ทำให้สามารถอธิบายรูปแบบของข้อมูลได้อย่างชัดเจน โดยทั่วไปแล้วลักษณะของอนุกรมเวลาจะมีส่วนประกอบต่างๆ รวมกันอยู่ดังในรูปที่ 3.1 เช่น คาบเวลาฤดูกาล แนวโน้ม และปัจจัยแบบสุ่มอื่นๆ เป็นต้น

โดยแนวโน้มเป็นส่วนประกอบหนึ่งที่สามารถบอกถึงการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวของข้อมูลว่าเพิ่มขึ้นหรือลดลง มีรูปแบบเชิงเส้นหรือไม่ใช่เชิงเส้น แต่ในบางครั้งอาจไม่สามารถแสดงให้เห็นได้อย่างชัดเจน เช่น ข้อมูลอนุกรมเวลาที่มีความถี่ต่ำแสดงมีช่วงเวลาสั้นๆ จึงอาจเป็นเพียงส่วนหนึ่งของวัฏจักร

(cycle) ทั้งนี้ลักษณะของแนวโน้มจะสามารถประมาณค่าได้ด้วยฟังก์ชั่นรูปคลื่นไซน์ (sinusoidal) ที่แอมปลิจูดและเฟสแตกต่างๆ หรือ สมการโพลีโนเมียลอันดับต่างๆ (polynomial n-order) และเมื่อทำการแยกแนวโน้มออกจากอนุกรมเวลาก็จะสามารถวิเคราะห์ส่วนประกอบอื่นในอนุกรมเวลา เช่น อิทธิพลที่เกี่ยวกับคาบเวลา ปัจจัยที่ผิดปกติหรือแบบสุ่มที่ไม่มีรูปแบบชัดเจนอื่นๆ ได้

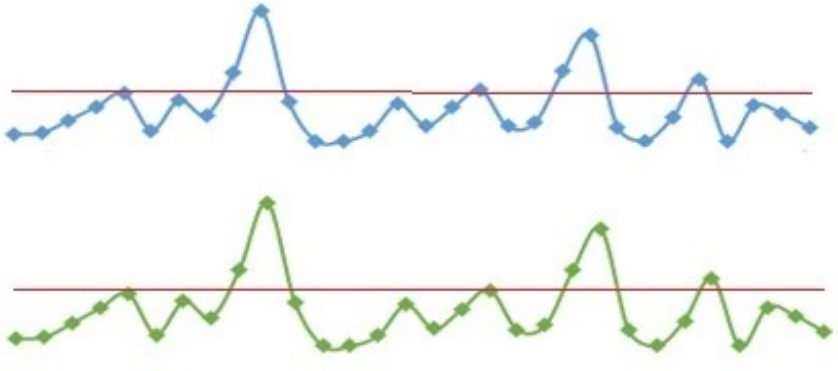



รูปที่ 3.1 ส่วนประกอบในข้อมูลอนุกรมเวลา $Y(t)= y_1(t) + y_2(t)+ y_3(t)+ y_4(t)$
(Jose D. Salas,1977)

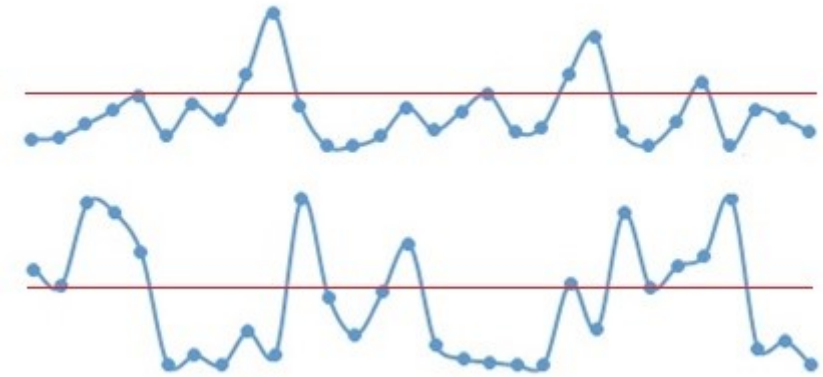
### 3.2.2 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ (Correlation)

การหาความสัมพันธ์ หรือ Correlation คือ การวัดความเหมือนกันของข้อมูลสองชุด หรือสัญญาณต่างๆ ซึ่งพิจารณาจากผลลัพธ์การคูณของขนาดของข้อมูลทั้งสองชุด ณ ช่วงเวลาเดียวกัน แล้วรวมผลลัพธ์ทั้งหมดเข้าด้วยกัน ถ้าของมูลของทั้งสองชุดดังรูปที่ 3.2 มีลักษณะเหมือนกัน ผลลัพธ์จากการคูณข้อมูลทั้งสองเข้าด้วยกันแล้วนำมาบวกรวมกัน จะทำให้ได้ผลลัพธ์มีค่าเป็นบวกและมีค่าสูง

แต่ในกรณีที่ข้อมูลทั้งสองชุดมีลักษณะที่แตกต่างกันดังรูปที่ 3.3 ผลลัพธ์จาการคูณบางตำแหน่งเวลาอาจมีค่าเป็นบวกและบางตำแหน่งเวลาอาจมีค่าเป็นลบ ทำให้ผลรวมมีทั้งบวกและหักล้างกันทำให้ผลลัพธ์มีค่าน้อยหรือเข้าใกล้ศูนย์ได้

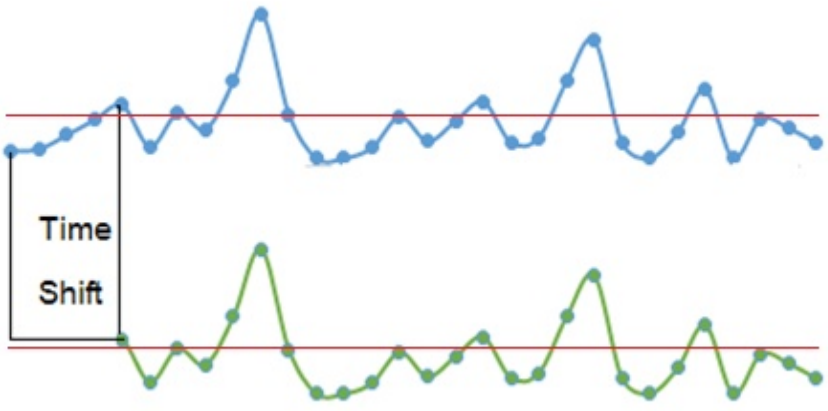


รูปที่ 3.2 ลักษณะของข้อมูลที่มีรูปแบบเหมือนกันทั้ง 2 ชุด



รูปที่ 3.3 ลักษณะของข้อมูลที่มีรูปแบบต่างกัน

จากรูปที่ 3.3 ถ้าเราสามารถปรับตำแหน่งของเวลาของข้อมูลให้เหลื่อมกัน (Time shift) จนให้ข้อมูลทั้งสองชุดมีเฟสตรงกันได้ดังรูปที่ 3.4 ของผลรวมของผลคูณจากชุดข้อมูลทั้งสองที่ได้จะมีค่าเป็นบวกและมีค่าสูงเหมือนกับข้อมูลในรูปที่ 3.1 ได้ แต่ถ้าทำการเหลื่อมเวลาของข้อมูลทั้งสองแล้วเฟสไม่ตรงกัน ผลลัพธ์จากการรวมกันของผลคูณจะมีค่าน้อยเข้าใกล้ศูนย์




รูปที่ 3.4 ลักษณะของข้อมูลที่มีการเหลื่อมเวลากัน (Time shift)

จากลักษณะการเหลื่อมเวลาของข้อมูลดังกล่าว เราสามารถหาค่าเฉลี่ยของผลลัพธ์ในแต่ละช่วงเวลาเหลื่อม ได้โดยพิจารณาหาผลรวมของผลคูณ จากชุดข้อมูลเดียวกัน ในเวลาหนึ่งกับในอีกเวลาหนึ่งที่มีเวลาเหลื่อมต่างกัน หรือสามารถเรียกว่าการอัตสัมพันธ์ (Autocorrelation) ดังมีรายละเอียดตามหัวข้อ 3.2.2.1 ต่อไปนี้

**3.2.2.1 อัตตสัมพันธ์ หรือ สหสัมพันธ์ในตัวเอง (Auto-correlation)**

การตรวจสอบความสัมพันธ์ของข้อมูลในลำดับต่าง ๆ ในอนุกรมเวลา โดยข้อมูลที่ห่างกัน k ตำแหน่ง จะมี lag= k ค่าสัมประสิทธ์อัตตสัมพันธ์ (Autocorrelation coefficient) ที่มี Lag = k สามารถหาได้จากสมการ

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{N-k}(x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2} \qquad (3.1)$$

เมื่อนำค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ที่มาพล็อตกราฟโดยทั่วไปก็จะได้กราฟที่มีค่าค่าสัมประสิทธ์สูงเมื่อเวลาเหลื่อมเป็นศูนย์และมีค่าน้อยลงเข้าใกล้ศูนย์เมื่อเวลาเหลื่อมค่อยๆ เพิ่มขึ้น

**3.2.2.2 สหสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรหรือแบบไขว้ (Cross-correlation)**

เป็นการตรวจสอบความสัมพันธ์คล้ายคลึงกับการอัตตสัมพันธ์ แต่วิธีการนี้จะพิจารณาหาความเหมือนกันระหว่างสองข้อมูลที่เป็นตัวแปรคนละชนิดกันโดย (Bourke P., 1996) ได้ให้นิยามของสหสัมพันธ์แบบไขว้ (Cross correlation) ว่า “สหสัมพันธ์แบบไขว้เป็นวิธีการมาตรฐานสำหรับการประมาณค่าระดับความสัมพันธ์สำหรับข้อมูลอนุกรม (Series) 2 ชุดที่มีความสัมพันธ์” ด้วยการพิจารณาตัวแปร 2 ตัว คือ อนุกรมของค่า x และค่า y เมื่อ i มีค่าเท่ากับ 0, 1, 2, ..., m จะได้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient: r) ที่เวลาเหลื่อม (Lag time) เท่ากับ m จากสมการ

$$r_m = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_{i-m} - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_{i-m} - \bar{y})^2}} \qquad (3.2)$$

เมื่อ $r_m$ คือ ประสิทธ์สหสัมพันธ์ (Correlation coefficient) ที่เวลาเหลื่อม m

โดยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient: r) ที่ได้จากการคำนวณ จะเป็นตัวเลขที่บ่งบอกถึงตัวแปรทั้ง 2 ตัวนั้นมีความสัมพันธ์ที่ใกล้เคียงกันมากน้อยเพียงใด (Higgins J., 2005)

(Gerstman B.B., 1996) ได้ให้ความหมายของค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient: r) ที่ได้จากการวิเคราะห์อนุกรม x และ y ในเชิงทิศทางจากการลงพิกัดการกระจายของข้อมูล ไว้ว่า

1) ถ้าหากค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มีค่าเป็นบวก หมายถึง เมื่อ x มีค่าสูง และค่าของ y นั้นมีค่าสูงตามไปด้วย

2) ถ้าหากค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มีค่าเป็นลบ หมายถึง เมื่อ x มีค่าต่ำ และค่าของ y นั้นมีค่าต่ำตามลงไปด้วย

3) ถ้าหากค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มีค่าเป็น 0 หมายถึง ค่า x และ y ไม่มีความสัมพันธ์กันเลย

ซึ่งได้กำหนดระดับของค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient: r) ไว้ดังตารางที่ 3.1 ต่อไปนี้

ตารางที่ 3.1 สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และระดับความสัมพันธ์ (Cohen, 1988)

| ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient: r) | ระดับความสัมพันธ์ (Strength of Correlation) |
|---|---|
| ± 0.10 ถึง ± 0.29 | ต่ำ |
| ± 0.30 ถึง ± 0.49 | ปานกลาง |
| ± 0.50 ถึง ± 1.00 | สูง |

### 3.2.3 รูปแบบจำลองความถดถอยเชิงพหุ (Multiple Linear Regression Model)

เป็นแบบจำลองที่ใช้แสดงความสัมพันธ์ของตัวแปรอิสระ m ตัว($X_1$, $X_2$,.,,,$X_m$) กับตัวแปรตาม Y โดยมีความสัมพันธ์อยู่ในรูปเชิงเส้น จะได้สมการความถดถอยเชิงพหุ ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่าง Y และ $X_1$, $X_2$,...,$X_m$ ดังนี้

$$Y=b_0 + b_1X_1 + b_2X_2 +...b_mX_m \quad (3.3)$$

โดยที่ Y คือตัวแปรตาม (Dependent variable) $X_i$ คือ ตัวแปรอิสระ (Independent variable) $b_0$ คือ ส่วนตัดแกน Y เมื่อกำหนดให้ $X_1=X_2=...=X_m=0$ และ $b_i$ คือ สัมประสิทธิ์ความถดถอยเชิงส่วนของตัวแปรตาม (Y) ที่มีต่อตัวแปรอิสระ $X_i$ เมื่อตัวแปรอิสระอื่นๆมีค่าคงที่ ในการวิเคราะห์สมการที่มีตัวแปรอิสระกับตัวแปรตามที่มีความสัมพันธ์ในรูปเชิงเส้น การศึกษาครั้งนี้กำหนดให้ตัวแปรอิสระเป็นดัชนีทางสภาพอากาศ และตัวแปรตามเป็นปริมาณน้ำฝน เมื่อได้สมการเชิงเส้นจากการวิเคราะห์ด้วยโปรแกรม SPSS ด้วยวิธีเลือกตัวแปรอิสระแบบ Stepwise จะบอกได้ว่าตัวแปรอิสระที่ได้มีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝนสูงสุดที่ถูกคัดเลือกจากตัวแปรอิสระอื่น ๆ และจะบอกถึงความสัมพันธ์ได้ด้วยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R) (กัลยา, 2550)

### 3.2.4 การวิเคราะห์ความถี่สเปคตรัม (Spectral Analysis Method)

เป็นการวิเคราะห์สัญญาณความถี่ที่มีลักษณะเด่นออกมาเพื่อเน้นวิเคราะห์รอบการเกิดของตัวแปรอุตุนิยมวิทยาต่างๆ เช่น สภาพภูมิอากาศ ปริมาณน้ำฝน โดยมีรูปแบบสมการดังนี้

$$F(t) = \sum_{i=0}^{\infty} a_i \cos(2\pi it / T + \omega_i) \qquad (3.4)$$

โดยที่อนุกรมเวลา F (t) ของระยะเวลาทั้งหมด T เราสามารถหาค่า $a_i$ (ขนาดของคลื่น) และ $\omega_i$ (เฟส)

### 3.2.5 การแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform)

เทคนิคเวฟเล็ตสามารถประยุกต์ใช้เพื่อศึกษาคาบการเกิดและความรุนแรง รวมทั้งสังเกตพฤติกรรมที่มีการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลา โดยการเปลี่ยนมุมมองของอนุกรมเวลา จากมุมมองที่แสดงค่าของตัวแปรที่แต่ละช่วงเวลา มาสู่มุมมองในรูปแบบของเส้นชั้นความถี่ ที่คาบการเกิดและที่ช่วงเวลาต่างๆ กัน ตัวอย่างของพฤติกรรมของอนุกรมเวลาที่พบบ่อยได้แก่การเปลี่ยนความเข้ม (Amplitude) คาบการเกิด (Period) พฤติกรรมต่างๆเหล่านี้สามารถตรวจพบได้ในมิติของเวลาในกรณีที่เหตุการณ์มีการเปลี่ยนแปลงอย่างหนึ่งอย่างใดที่ชัดเจน แต่หากมีการผสมผสานการเปลี่ยนแปลงด้วยหลายๆ ปัจจัยจะเป็นการยากที่จะตรวจวัดได้ในมิติของเวลาเพียงอย่างเดียว ซึ่งการใช้การแปลงเวฟเล็ตจะช่วย เพิ่มมุมมองของข้อมูลให้มีความหลากหลายมากขึ้น และทำให้สามารถแยกพฤติกรรมต่างๆ ของข้อมูลออกมาได้อย่างมีประสิทธิภาพ

สมการทางคณิตศาสตร์ของการแปลงเวฟเล็ต จะมีลักษณะคล้ายกับการแปลงฟูเรียร์โดยสมมุติให้ f(t) แทนอนุกรมเวลาของข้อมูลสัญญาณในมิติของเวลา ผลการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ซึ่งเป็นฟังก์ชั่นของความถี่และตำแหน่งในเวลาสามารถหาได้จาก

$$C(\text{scale}, \text{position}) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\Psi(\text{scale}, \text{position}, t)dt \qquad (3.5)$$

โดยที่ $\Psi$ คือ ฟังก์ชั่นเวฟเล็ต (Wavelet Function) จะมีการปรับความกว้างของหน้าต่างหรือสเกลโดยอัตโนมัติตามความถี่ของข้อมูล คล้ายกับการแปลงฟูเรียร์ (Torrence and Compo, 1998)

## 3.3 การจำลองสภาพพฤติกรรมน้ำบาดาล

แบบจำลอง (model) เป็นเครื่องมือที่ใช้เป็นตัวแทนในการประเมินสภาพ และเหตุการณ์ต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นจริงในธรรมชาติของสิ่งที่ต้องการจำลอง แบบจำลองน้ำบาดาล (groundwater model) เป็นเครื่องมือชนิดหนึ่งที่ใช้ในการประเมิน และคำนวณผลของข้อมูลน้ำบาดาลในสนาม และใช้ในการจำลองสภาพต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในธรรมชาติที่ทำการทดลอง และคาดคะเนเหตุการณ์ต่าง ๆ แบบจำลองน้ำบาดาล มี 2 ประเภทใหญ่ ๆ คือ แบบจำลองทางกายภาพ (physical model) และแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (mathematical model)

แบบจำลองทาง คณิตศาสตร์ได้มีการนำมาใช้กันอย่างแพร่หลายในการจำลองสภาพน้ำบาดาล โดยนำวิธีการทางคณิตศาสตร์มาใช้คำนวณและวิเคราะห์ระบบน้ำบาดาล เพื่อให้สามารถทราบการเปลี่ยนแปลงของแรงดันของน้ำ ทิศทางการไหล การเคลื่อนตัวของมวลน้ำและประเมินสมดุลน้ำบาดาลได้ รวมถึงคาดคะเนผลกระทบจากทางเลือกในการจัดการน้ำบาดาล เช่น การใช้น้ำบาดาล การเติมน้ำลงสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ การเคลื่อนที่ของสารเคมีที่เป็นพิษ และการแทรกตัวของน้ำเค็ม เป็นต้น

### 3.3.1 การไหลของน้ำบาดาล

น้ำบาดาลถูกกักเก็บไว้ในรูพรุนและรอยแตกของหิน ดังนั้นชั้นหินอุ้มน้ำจะต้องมีความพรุนเพียงพอ ลักษณะของน้ำบาดาลโดยเฉพาะในส่วนของน้ำบาดาลจะอิ่มตัวในชั้นหินอุ้มน้ำ ส่วนน้ำในดินจะอยู่ในโซนที่ไม่อิ่มตัว ดังนั้น การไหลของน้ำบาดาลหรือน้ำบาดาลจะมี 2 ทิศทางใหญ่ คือ แนวราบและแนวดิ่ง โดยทิศทางการไหลขึ้นอยู่กับแรงดันของน้ำ และลักษณะพื้นที่ที่พิจารณา ซึ่ง (Toth, 1963) แบ่งพื้นที่ตามลักษณะของทิศทางการไหลของน้ำบาดาลได้เป็น 3 แบบ ดังแสดงในรูปที่ 3.1

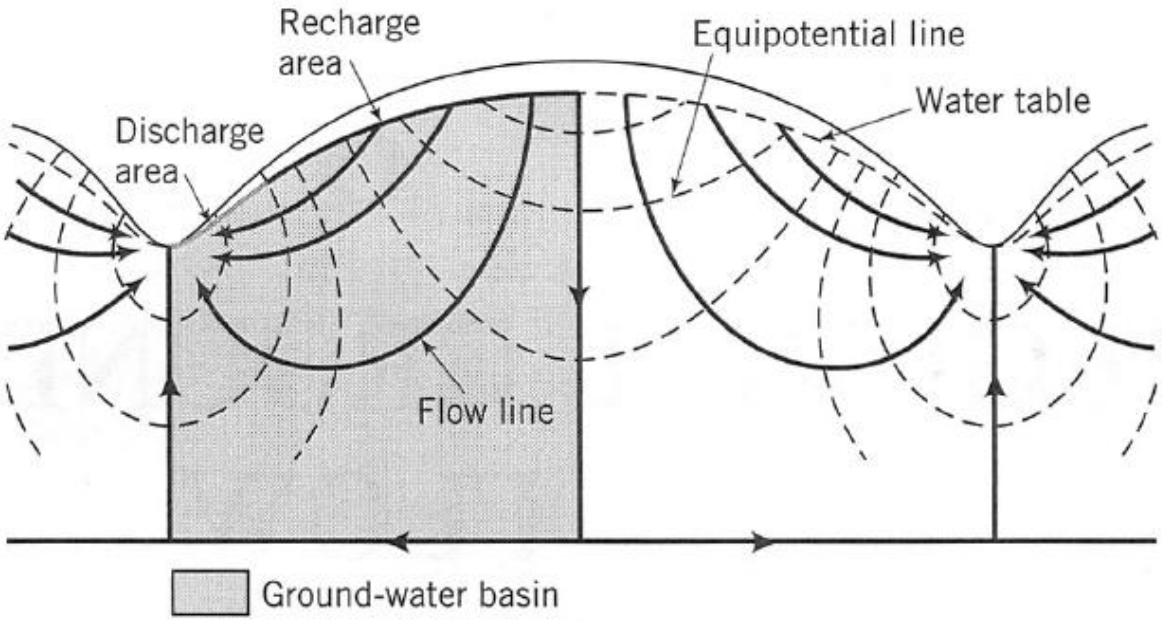
- พื้นที่รับน้ำ (recharge area) คือ พื้นที่ที่น้ำบาดาลไหลเข้าไปกักเก็บในตัวกลางพรุน
- พื้นที่เส้นกึ่งกลาง (midline area) คือ พื้นที่ที่น้ำบาดาลไหลในแนวราบ
- พื้นที่สูญเสียน้ำ (discharge area) คือ พื้นที่ที่น้ำบาดาลไหลออกจากตัวกลางพรุน

(Freeze and Cherry, 1979) ทำการจำแนกพื้นที่รับน้ำ และพื้นที่สูญเสียน้ำ โดยอาศัยหลัก 3 ประการ คือ

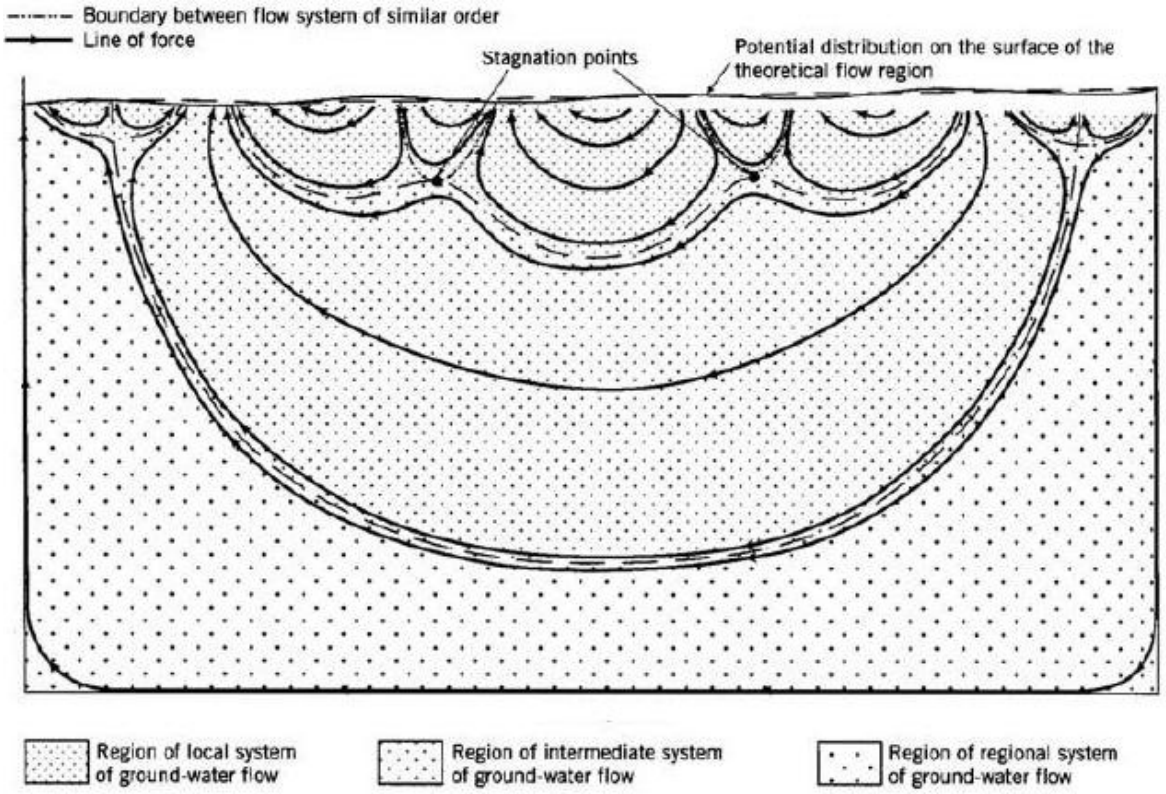
1) ลักษณะภูมิประเทศ พื้นที่รับน้ำส่วนใหญ่ได้แก่ บริเวณที่สูง ส่วนพื้นที่สูญเสียน้ำได้แก่ บริเวณที่ลุ่ม (ชั้นหินอุ้มน้ำแบบไร้แรงดัน)

2) ลักษณะของเส้นชันความสูงของระดับน้ำ โดยน้ำบาดาลจะไหลจากบริเวณที่มีแรงดันของน้ำ (Head) สูงกว่า ไปยังบริเวณที่มีแรงดันของน้ำต่ำกว่า

3) คุณภาพของน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำ




รูปที่ 3.5 การกระจายตัวของพื้นที่รับน้ำ พื้นที่เส้นกึ่งกลาง และพื้นที่สูญเสียน้ำ (Hubbert, 1940)




รูป 3.6 ระบบการไหลของน้ำบาดาล (Toth, 1963)

(Toth, 1963) แบ่งระบบการไหลของน้ำบาดาลในแหล่งน้ำบาดาลออกเป็น 3 ระบบ ดังแสดงในรูป 3.2 คือ

1. ระบบการไหลเฉพาะแห่ง (local groundwater flow system) เป็นการไหลในระดับตื้น มีการเปลี่ยนแปลงทิศทาง และอัตราการไหลที่ไม่แน่นอน เนื่องจากได้รับผลกระทบจากการซึมของน้ำผิวดิน และมีการคายระเหยที่สูงกว่าน้ำที่อยู่ที่ระดับลึกกว่าระยะทาง และเวลาการไหลจะสั้น คุณภาพของน้ำมีความเข้มข้นของสารละลายมวลรวม (Total Dissolved Solids, TDS) $HCO_3^-$, $Ca^{2+}$ และ $Mg^{2+}$ ต่ำ มีการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในแนวดิ่งค่อนข้างสูง

2. ระบบการไหลขนาดกลาง (intermediate groundwater flow system) เป็นการไหลในบริเวณที่กว้างขึ้น มีความเข้มข้นของสารละลายมวลรวม เพิ่มขึ้นตามระยะทางการไหล มีการเปลี่ยนแปลงของสารละลาย $SO_4^{2-}$ และ $Cl^-$ บ้างเล็กน้อย ระดับน้ำมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลน้อย

3. ระบบการไหลบริเวณกว้าง (regional groundwater flow system) เป็นระบบการไหลที่ค่อนข้างลึก มีความเร็วการไหลช้า อุณหภูมิของน้ำค่อนข้างสูง ความเข้มข้นของสารละลายมวลรวม $S\text{ฯ}_4^{2-}$ ,$Cl^-$ มีค่าสูง และมีค่า $HCO_3^-$ ลดลง

### 3.3.2 สมดุลของน้ำบาดาล

สมการทั่วไปของสมดุลของน้ำบาดาล คือ

$$\Delta S = Q_r - Q_d \qquad (3.6)$$

เมื่อ

$\Delta S$ คือ การเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำที่เก็บกักในชั้นหินอุ้มน้ำ

$Q_r$ คือ ปริมาณน้ำที่เข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ

$Q_d$ คือ ปริมาณน้ำที่ออกจากชั้นหินอุ้มน้ำ

จากสมการ (3.1) จะเห็นว่าถ้าทราบค่า $Q_r$, $Q_d$ แล้ว จะสามารถประเมินค่า $\Delta S$ หรือ "Safe yield" ได้ซึ่งจะช่วยให้รู้ถึงปริมาณที่เหมาะสมที่สามารถนำน้ำบาดาลขึ้นมาใช้โดยไม่เกิดปัญหาการลดลงของปริมาณน้ำบาดาล

### 3.3.3 ปริมาณการไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาล

สามารถอธิบายรายละเอียดได้ดังนี้

1) ปริมาณฝนที่ซึมสู่ชั้นหินอุ้มน้ำขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายอย่าง คือ ลักษณะของพายุฝน พืชปกคลุมดิน ลักษณะภูมิประเทศ การใช้ที่ดิน ระดับน้ำบาดาล และลักษณะทางธรณีวิทยา โดยน้ำจะซึมลงสู่ชั้นหินอุ้มน้ำผ่านโซนชั้นน้ำไม่อิ่มตัว น้ำฝนบางส่วนจะถูกดักโดยระบบระบายหรือ โดยชั้นหินที่น้ำซึมผ่านในแนวราบได้ดีกว่า ซึ่งจะไหลออกสู่ทางน้ำเปิดในที่สุด และมีบางส่วนถูกใช้โดยพืช โดยในพื้นที่เขตเมืองที่ดิน

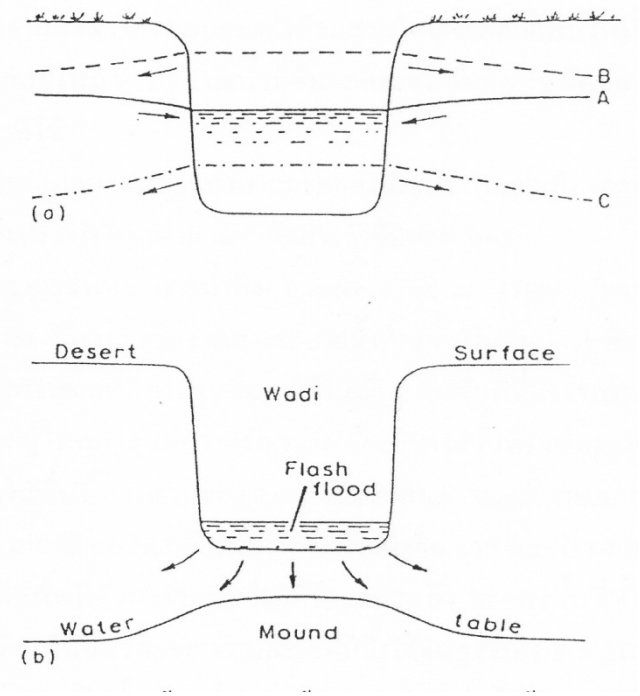
ได้ถูกพัฒนาจนความสามารถในการซึมผ่านผิวดินเกิดการเปลี่ยนแปลงไปมากซึ่ง (Foster et al., 1994) ได้เสนอปัจจัยที่ต้องพิจารณา ดังนี้

- การซึมผ่านผิวดินปรากฏรอบ ๆ พื้นที่ที่มีการดาดและในพื้นที่ดาดนั้นเอง โดยเฉพาะเมื่อพื้นที่นั้นปูด้วยกระเบื้อง อิฐ หรือ แอสฟัลท์ที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ ตัวอย่างเช่น ลานจอดรถขนาดใหญ่แห่งหนึ่งในประเทศเนเธอร์แลนด์ มีการดาดแบบน้ำซึมผ่านไม่ได้ ประมาณร้อยละ 42 ของพื้นที่ พบว่ามีปริมาณน้ำหลากร้อยละ 45 ปริมาณน้ำซึมผ่านผิวดินร้อยละ 39 และปริมาณน้ำที่ระเหยไปร้อยละ 16 ของปริมาณฝนที่ตกตามลำดับ ในพื้นที่เดียวกันกรณีที่มีปริมาณฝนเท่ากับ 800 มม./ปี สัดส่วนของปริมาณการซึมผ่านผิวดินนั้นมีค่าเท่า ๆ กับกรณีที่ฝนตกกระจายอย่างสม่ำเสมอในพื้นที่ที่ปกคลุมด้วยพืชตามธรรมชาติ แต่ปริมาณน้ำที่ระเหยไปมีค่าต่ำกว่ามาก และค่าปริมาณน้ำหลากสูงกว่ากรณีที่ฝนตกในพื้นที่ที่ปกคลุมด้วยพืชมาก
- การพัฒนาของเมืองจะมีผลต่อสภาพภูมิอากาศเล็กน้อย โดยเฉพาะกรณีที่เมืองมีการพัฒนาในบริเวณศูนย์กลางมากกว่าส่วนอื่น เช่น พบว่ามีการเปลี่ยนแปลงของการกระจายตัวของฝนในเมือง Hamburg ประเทศเยอรมัน จากผลของตึกสูง ซึ่งการเปลี่ยนแปลงนี้นำไปสู่การลดลงหรือเพิ่มขึ้นของปริมาณการไหลเข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ

2) การแลกเปลี่ยนของน้ำบาดาลกับน้ำในทางน้ำเปิด หรือแหล่งน้ำเกิดขึ้นตลอดเวลา กรณีที่น้ำไหลจากทางน้ำเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาลเรียกว่า influent seepage ส่วนกรณีที่น้ำไหลออกจากชั้นน้ำบาดาลสู่ทางน้ำเรียกว่า effluent seepage โดยรูปที่ 3.3 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างน้ำบาดาลและน้ำผิวดิน พิจารณารูป 3.3 (a) แสดงความสัมพันธ์ในเขตชุ่มชื้น ในภาวะปรกติ effluent seepage แสดงโดยแนวเส้น A ในภาวะที่มีน้ำหลากแสดง โดยแนวเส้น B ซึ่งจะมีน้ำไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาล และในฤดูแล้งการลดลงของระดับน้ำบาดาลจะดึงให้น้ำในทางน้ำไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาลดังแนวเส้น C รูป 3.3 (b) แสดงความสัมพันธ์ในเขตแห้งแล้ง

3) การรั่วซึมระหว่างชั้นหินอุ้มน้ำนั้นในธรรมชาติการกั้นขวางการไหลของน้ำบาดาลอย่างสมบูรณ์นั้นเป็นไปได้ยากมาก จึงมีปริมาณน้ำส่วนหนึ่งที่ไหลจากชันหินอุ้มน้ำหนึ่งไปอีกชั้นหนึ่งอย่างช้า ๆ ผ่านชั้นหินทึบน้ำที่ขวางอยู่แต่เป็นการยากที่จะบอกถึงปริมาณที่แน่นอนของน้ำส่วนนี้ จึงมักใช้การประมาณในการแทนค่าในสมการสมดุลของน้ำบาดาล แต่ในกรณีที่เป็นเขตแห้งแล้ง ปริมาณน้ำไหลสู่ชั้นหินอุ้มน้ำส่วนใหญ่มาจากการรั่วซึมจากแอ่งน้ำบาดาลที่วางตัวอยู่ด้านบน

4) การเพิ่มเติมน้ำบาดาลจากแหล่งอื่น (Artificial recharge) เป็นส่วนที่สำคัญที่ต้องนำมาพิจารณา ได้แก่ การรั่วซึมจากระบบประปา ถังส้วม คลองชลประทาน และระบบระบายน้ำทิ้ง เป็นต้น




รูป 3.7 ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำบาดาลและน้ำผิวดิน (a) เขตชุ่มชื้น และ (b) เขตแห้งแล้ง (Ward and Robinson, 1990)

### 3.3.4 ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากชั้นหินอุ้มน้ำ

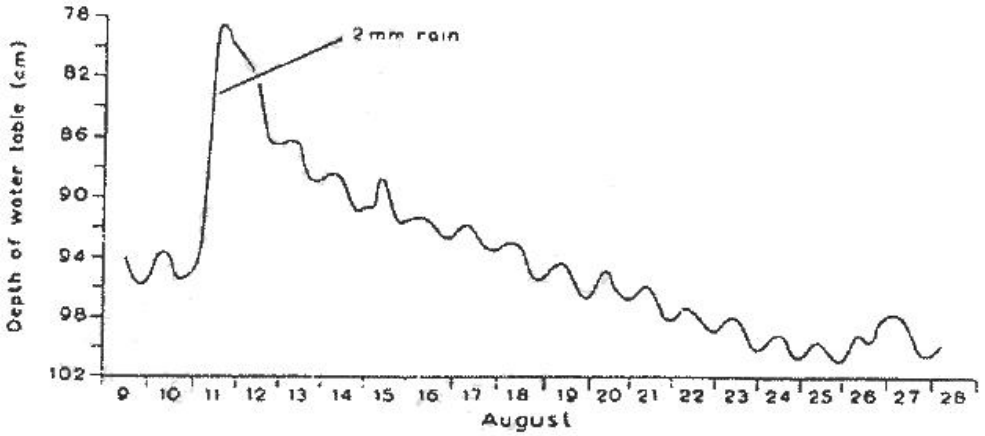
ขบวนการที่มีปริมาณการไหลออกจากชั้นหินอุ้มน้ำบาดาลที่สำคัญ คือ การระเหยสู่บรรยากาศในน้ำบาดาลระดับตื้น การไหลออกสู่ทางน้ำเปิด การไหลออกสู่ชั้นหินอุ้มน้ำที่อยู่ติดกัน และการสูบมาใช้โดยมนุษย์เพื่อใช้ในกิจกรรมต่าง ๆ เช่น การอุปโภคบริโภค การเกษตรกรรม และการอุตสาหกรรม เป็นต้น

1) การระเหยสู่บรรยากาศนั้นมีผลกระทบต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลในระดับดิน มี 2 กรณี คือ ผลกระทบระยะสั้นและระยะยาว กรณีระยะสั้น เช่น กรณีการลดลงของระดับน้ำบาดาลในแต่ละวัน เกิดจากปัจจัยหลัก คือ เกิดจากความร้อนในช่วงกลางวันที่ทำให้เกิดการระเหยในอัตราที่สูงกว่าการไหลเข้ามาทดแทน จึงทำให้ระดับน้ำบาดาลลดลง ส่วนในเวลากลางคืนการคายน้ำที่รูปากใบของพืชลดลง อัตราการระเหยจะลดลงมาก น้ำสามารถไหลเข้ามาแทนที่น้ำที่ระเหยไปได้ทัน ทำให้ระดับน้ำบาดาลเกิดการคืนตัว ผลกระทบระยะสั้นนี้มักไม่ชัดเจน แต่ถ้าพิจารณาในระยะยาว เช่นระยะประมาณ 2 สัปดาห์ ดังในรูป 3.4 จะเห็นว่าการลดลงของระดับน้ำบาดาลมีลักษณะเป็นแบบยกกำลัง

2) การไหลออกสู่ทางน้ำเปิดหรืออ่างเก็บน้ำและการไหลรั่วออกจากชั้นหินอุ้มน้ำที่อยู่ติดกัน ได้กล่าวไว้แล้วในกรณีที่ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าสู่ชันหินอุ้มน้ำ

3) ในเขตเมืองการสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้โดยมนุษย์เป็นส่วนที่สำคัญมาก เพราะมีการสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้เพื่อกิจกรรมต่างๆ มากมาย คือ

- การอุปโภคบริโภคในแต่ละครัวเรือนซึ่งระบบประปาบริการให้ไม่ทั่วถึง หรือใช้ควบคู่กันทั้ง 2 ระบบ
- การผลิตประปา บางชุมชนที่การระบบ,บริการประปาไม่สามารถให้บริการได้ จึงต้องมีการผลิตน้ำประปาเองโดยอาศัยแหล่งน้ำบาดาล เช่น ระบบประปาหมู่บ้าน เป็นต้น
- การใช้น้ำในโรงงานอุตสาหกรรม
- การใช้งานในกิจการโรงแรม
- การเกษตรกรรม พื้นที่กสิกรรมที่ไม่สามารถใช้น้ำจากระบบชลประทานได้




รูปที่ 3.8 การเปลี่ยนแปลงระดับของน้ำบาดาลในระดับตื้นเนื่องจากการระเหยสู่บรรยากาศ (Ward and Robinson, 1990)

### 3.3.5 แบบจำลองการไหลของน้ำบาดาลทางคณิตศาสตร์

เป็นการสร้างแบบจำลองของแหล่งน้ำบาดาลโดยอาศัยสมบัติทางด้านกายภาพ ชลศาสตร์และเคมีของน้ำมาวิเคราะห์โดยใช้สมการทางคณิตศาสตร์ เพื่อสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล ร่วมกับการนำคอมพิวเตอร์เข้ามาช่วยในการแก้ปัญหาที่ซับซ้อนและมีขนาดใหญ่ แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ สามารถแบ่งออกตามสภาพข้อมูลทางชลศาสตร์ได้ เป็น 2 ประเภท คือ

#### 3.3.5.1 แบบจำลองที่มีสภาพข้อมูลเป็นกลุ่มก้อน (Lumped parameter models)

เป็นแบบจำลองที่ใช้ข้อมูลเป็นค่าคงที่ หรือข้อมูลที่มีการแปรเปลี่ยนอย่างมากเพียง 2 ทิศทางเท่านั้น ประกอบด้วยข้อมูลของน้ำที่ไหลเข้าและออกจากแหล่งน้ำบาดาลสัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในแหล่งน้ำบาดาลแบบง่าย ๆ ในสภาพการเปลี่ยนแปลงระยะเวลาใดเวลาหนึ่ง และค่าสมบัติทางชลศาสตร์ของชั้นหินอุ้มน้ำ เช่น ค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์ของการจ่ายน้ำ และสัมประสิทธิ์ของการเก็บกักด้วยเหตุนี้แบบจำลองชนิดนี้จะใช้ได้ เมื่อชั้นหินอุ้มน้ำมีเนื้อหินสม่ำเสมอ (homogeneous aquifer)

ระดับน้ำบาดาลสามารถคำนวณได้จากการหาค่าเฉลี่ย สมการหลักของแบบจำลองชนิดนี้ คือ ปริมาณน้ำไหลเข้าลบปริมาณน้ำไหลออก เท่ากับการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำ (Input -

Output = Change in storage) แบบจำลองชนิดนี้มีข้อจำกัดมาก เพราะไม่สามารถใช้จำลองน้ำบาดาลในชั้นหินอุ้มน้ำที่มีสมบัติทางชลศาสตร์ทีแตกต่างกันในแต่ละตำแหน่ง (heterogeneous aquifer) ได้

**3.3.5.2 แบบจำลองที่มีสภาพข้อมูลกระจาย (Distributed parameter models)**

เป็นแบบจำลองที่ใช้ข้อมูลซึ่งแปรเปลี่ยนไปตามกริด (grid) ทุก ๆ ช่องในแบบจำลอง การสร้างแบบจำลองที่มีสภาพข้อมูลกระจายสามารถใช้ข้อมูลต่าง ๆ ที่มีความสัมพันธ์กันและขึ้นตรงต่อกันกับการคำนวณในธรรมชาติที่มีความซับซ้อนซึ่งสามารถใช้การจำลองที่มีกริดหลาย ๆ ชั้นได้ โดยที่สามารถใช้วิธีการประมาณการเชิงตัวเลข (numerical approximation methods) เข้ามาช่วยให้มีการแก้ปัญหาได้เร็วขึ้นมากเนื่องจากสามารถใช้คอมพิวเตอร์ช่วยในการคำนวณได้ ทั้งนี้ วิธีประมาณการเชิงตัวเลขมีรายละเอียดดังนี้

วิธีการเชิงตัวเลข (numerical method) ที่ใช้หาค่าโดยประมาณของตัวแปรที่ไม่ทราบค่าของสมการมีหลายวิธี เช่น Finite differences, Finite elements, Integrated finite differences, Boundary integral equation method และ Analytic element เป็นต้น แต่วิธี Finite difference และ Finite element เป็นวิธีการที่ใช้มานาน และได้รับความนิยมมากกว่าวิธีอื่น ๆ ซึ่งสมการที่ใช้ในการจำลองถูกสร้างขึ้นมาจากการประมาณค่าของสมการอนุพันธ์บางส่วน (partial differential) คือ governing equation, boundary conditions และ initial condition ซึ่งสร้างขึ้นจากสมการทางคณิตศาสตร์ โดยใช้เทคนิคการประมาณค่าแบบ Finite difference หรือ Finite element แล้วจัดให้อยู่ในรูปแบบที่ง่าย และรวดเร็วต่อการใช้งานในคอมพิวเตอร์ โดยสมการทางพีชคณิตจะถูกจัดให้อยู่ในรูปเมตริกซ์ ซึ่งจะมีขั้นตอนในการแก้ปัญหาอยู่ 2 ชั้นตอนคือ

(1) ประยุกต์เทคนิควิธี Finite difference หรือ Finite element กับสมการทางคณิตศาสตร์ดั้งเดิม และ

(2) ทำการแก้สมการในรูปเมตริกซ์ จะได้คำตอบออกมา ตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณ (node) ในแบบจำลองที่ คำนวณโดยวิธี Finite difference จะเป็นจุดกึ่งกลางของกริดรูปสี่เหลี่ยมผืนผ้าหรือสี่เหลี่ยมจัตุรัส แต่ในแบบจำลองที่คำนวณโดยวิธี Finite element จุดที่ใช้ในการคำนวณจะเป็นจุดตัดของเส้นจะเป็นจุดตัดของเส้นแบ่งกริดหรือตรงมุมของรูปเหลี่ยมของกริด

สำหรับการเลือกใช้งาน Finite difference และ Finite element นั้นขึ้นอยู่กับปัญหาและตัวผู้เลือกใช้งานเองว่าสะดวกที่จะใช้วิธีไหน วิธี Finite difference เป็นวิธีที่ทำการโปรแกรม และเข้าใจได้ง่ายกว่า การสร้างกริดใช้ข้อมูลน้อยกว่า ส่วนวิธี Finite element จะสามารถกำหนดขนาดของแต่ละ Element และกำหนดขอบเขตได้ง่าย ซึ่งทำให้การทดสอบผลของระยะระหว่างตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณต่อผลลัพธ์ที่ได้ทำได้ง่าย และทำการกำหนดรายละเอียดเช่น fault zone และจำลองจุดให้น้ำ สูบน้ำ จุดรั่วซึม การขึ้นลงของระดับน้ำบาดาลได้ดีกว่า

โดยรูปแบบทั่วไปของสมการ Finite difference ของการไหลของน้ำบาดาลที่มีความหนาแน่นคงที่ผ่านตัวกลางไม่เป็นเนื้อเดียวกัน ภายใต้สภาวะไม่คงที่ ในแบบที่ใช้คำนวณสำหรับแต่ละตำแหน่ง ตามรูป 3.5 (a) สามารถเขียนได้ดังนี้

$$Bh_{i-1,\,j,k} + Ch_{\,i,\,j+1,k} + Dh_{\,i+1,\,j,k} + Eh_{\,i,\,j-1,k} + Fh_{\,i,\,j,k+1} + Gh_{\,i,\,j,k-1}. + Hh_{i,j,k} = RSH_{i,j,k} \qquad (3.7)$$

เมื่อ $h_{i,j,k}$ คือ สมการสำหรับแรงดันน้ำที่จุดคำนวณ i,j,k และ ที่แต่ละตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณรอบ ๆ ทั้ง 6 ตำแหน่ง

B,C,D,E,F,G คือ ฟังก์ชันของค่าความนำทางชลศาสตร์ระหว่างจุดคำนวณ

H คือ ฟังก์ชันของค่าสัมประสิทธิ์การเก็บกัก

และ $RSH_{i,j,k}$ คือ เทอมของค่าสัมประสิทธิ์การเก็บกักและการเพิ่มเติมน้ำบาดาล

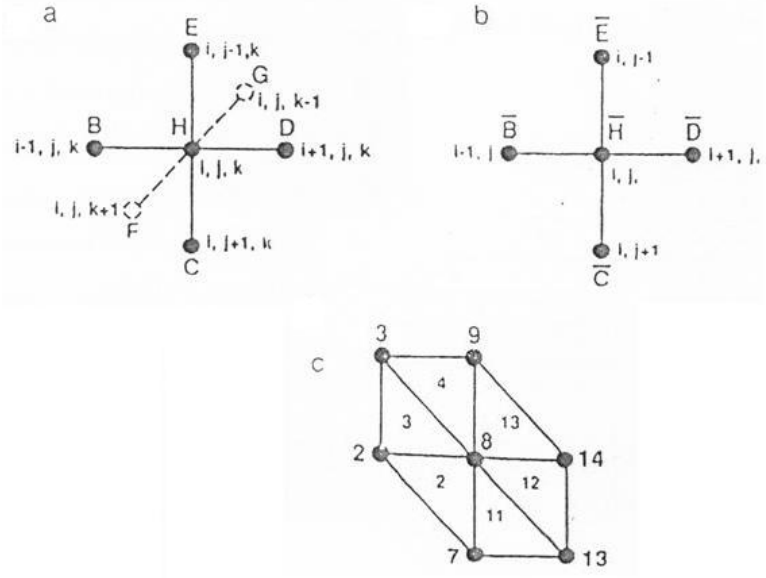
โดยสมการที่ (3.2) นี้เป็นสมการที่ใช้ในโปรแกรมจำลองการไหล A Modular Three-Dimension Finite-Difference Groundwater Flow Model (MODFLOW) ซึ่งพัฒนาโดย M.G.McDonald และ A.W. Herbaugh ในปี ค.ศ. 1988 สามารถเขียนในรูปเมตริกซ์ได้ ดังนี้

$$[A]\{h\} = \{f\} \qquad (3.8)$$

เมื่อ [A] คือ Coefficient matrix

{h} คือ Array of unknown heads และ

และ {f} คือ Array of terms on the right-hand side (RHS)



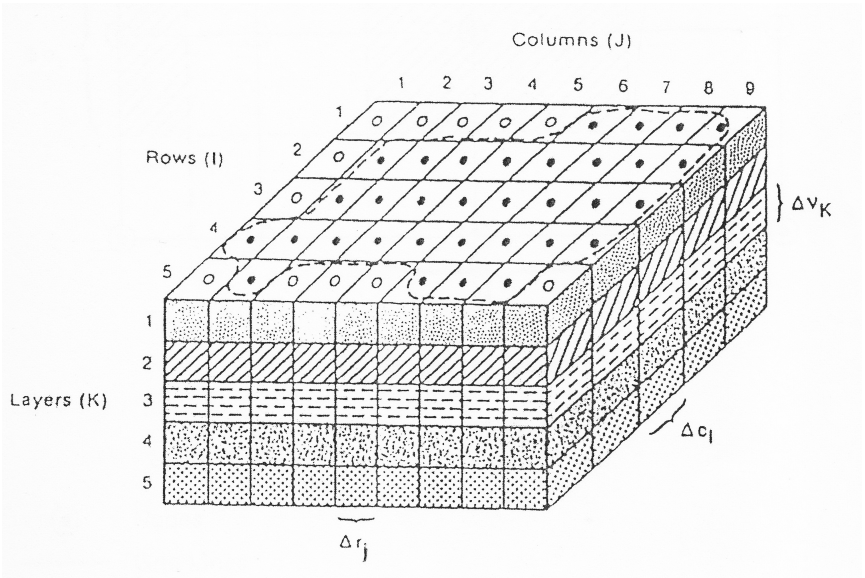

รูป 3.9 Computational molecules. (ที่มา Anderson and Woessner, 1992)
(a) Three-dimensional finite difference molecule. (b) Two- dimensional finite difference molecule. (c) Patch of six finite elements around node 8. The patch is taken from the two-dimensional finite element grid.

ในการศึกษาครั้งนี้แบบจำลองที่ใช้มีการแก้ปัญหาโดยวิธี Finite difference โดยใช้กริด สี่เหลี่ยมในการแบ่งพื้นที่ศึกษา โดยแบ่งเป็นแถว (rows) สดมภ์ (columns) และชั้น (layers) จัดเป็นเซลล์รูปลูกบาศก์ โดยสมมุติว่าเป็นเนื้อเดียวกันหมดทั้งเซลล์ ความกว้างของเซลล์ตลอดทั้งแถวถูก กำหนดให้มีค่าเท่ากับ $\Delta r_j$ สำหรับสดมภ์ที่ $j^{th}$ ความกว้างของเซลล์ตลอดทั้งสดมภ์ถูกกำหนดให้มีค่าเท่ากับ $\Delta c_i$ สำหรับแถวที่ $i^{th}$ และความหนาของชั้นหินอุ้มน้ำในแนวดิ่ง ถูกกำหนดให้มีค่าเท่ากับ$\Delta v_k$ สำหรับชั้นที่ $k^{th}$ ดังแสดงในรูป 3.6

ลักษณะรูปร่างของเซลล์แต่ละเซลล์ จะประกอบขึ้นด้วยความสัมพันธ์ของตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณในแต่ละตำแหน่ง โดยแบ่งเป็น 2 แบบ คือ แบบ Block-centered และแบบ Mesh-centered โดยทั้ง 2 แบบ มีการแบ่งชั้นหินอุ้มน้ำด้วยเส้นกริดคู่ขนานที่ตั้งฉากกัน

แบบ Block-centered เซลล์ถูกกำหนดโดยเส้นกริดที่ตัดกันเป็นเซลล์ ตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณอยู่ที่จุดศูนย์กลางของเซลล์ ดังแสดงในรูป 3.7

แบบ Mesh-centered ตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณอยู่ที่จุดตัดของเส้นกริด ขอบเขตของเซลล์คือหน้าตัดครึ่งหนึ่งของตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณที่อยู่โดยรอบ ดังแสดงในรูป 3.7



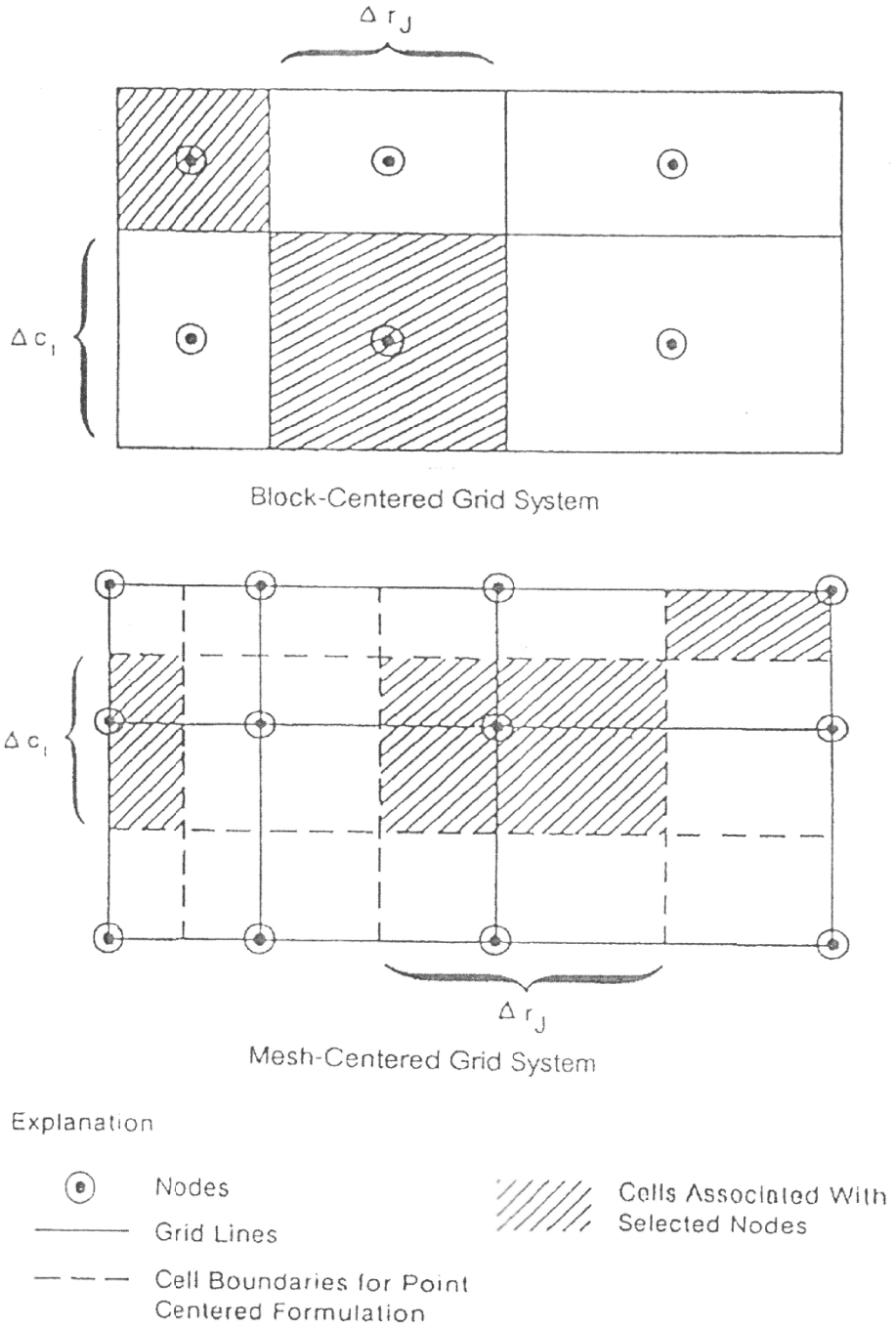

--------ขอบเขตของชั้นให้น้ำ ● Active Cell ○ Inactive Cell

$\Delta r_j$ Dimension of Cell Along the Row Direction. Subscript (j) Indicates the Number of the Column.

$\Delta c_i$ Dimension of Cell Along the Column Direction. Subscript (i) Indicates the Number of the Row.

$\Delta v_t$ Dimension of Cell Along the Vertical Direction. Subscript (k) Indicates the Number of the Layer.

รูป 3.10 การกำหนดขอบเขตของชั้นหินอุ้มน้ำในรูปของแถว สดมภ์และชั้น
(ที่มา Mahadeva, 1991)




รูปที่ 3.11 การกำหนดรูปแบบของเซลล์

(Mahadeva, 1991)

### 3.3.6 ขั้นตอนในการสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล

การสร้างแบบจำลองเพื่อวิเคราะห์ข้อมูลสนามและระบบอุทกวิทยา เพื่อตรวจสอบทิศทางการไหลของน้ำบาดาล เป็นการประมวลผลที่เร็ว และได้ผลดีที่สุด ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับปริมาณ และความถูกต้องของข้อมูลภาคสนามที่ใช้ในการปรับแก้แบบจำลอง ขั้นตอนการทำงานมี 10 ขั้นตอนใหญ่ๆ ดังนี้

**1) กำหนดวัตถุประสงค์ของแบบจำลอง (Define purpose)**

การกำหนดวัตถุประสงค์ของแบบจำลองจะต่างกันไป เช่น เพื่อใช้แบบจำลองในการวางแผนงาน หรือ คำนวณทิศทางการไหล ปริมาณการไหล หรือออกแบบผลกระทบ ดังนั้นขั้นตอนของการจำลองไม่จำเป็นต้องครบวงจรทั้งหมด ขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของงานเป็นหลัก

**2) สร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ (Conceptual model)**

การสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ เป็นการรวมรวมข้อมูลทางอุทกธรณีวิทยาร่วมกับข้อมูลด้านสิ่งแวดล้อมอื่น ๆ ได้แก่ ข้อมูลชั้นหินอุ้มน้ำ คุณสมบัติทางชลศาสตร์ของชันหินอุ้มน้ำ ระดับน้ำบาดาล ข้อมูลสภาพภูมิประเทศ ลักษณะภูมิประเทศ การใช้ที่ดิน ข้อมูลอุทกวิทยา เช่น ปริมาณฝน อัตราการคายระเหย และข้อมูลการใช้น้ำบาดาล โดยใช้ข้อมูลเหล่านี้สร้างแนวคิดรวบยอดทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาออกมาในรูปแผนที่ หรือรูปตัดที่แสดงความสัมพันธ์ของข้อ มูลเหล่านี้

ขั้นตอนในการสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์เป็นขั้นตอนที่ต้องใช้เวลา และงบประมาณค่อนข้างสูง ในทางปฏิบัติจะเริ่มจากการรวบรวมข้อมูลที่มีอยู่ในปัจจุบันหรืองานเก่าที่ได้มีการบันทึก ถ้าข้อมูลไม่เพียงพอต้องวางแผนการสำรวจภาคสนาม และศึกษาเพิ่มเติม

**3) การเลือกโปรแกรมคอมพิวเตอร์ (Computer program)**

การสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล เริ่มจากการสร้างสมการทางคณิตศาสตร์ สร้างโปรแกรมคอมพิวเตอร์ แล้วทำการตรวจสอบความถูกต้องของโปรแกรมที่สร้างขึ้นกับข้อมูลจริง ในปัจจุบันมีโปรแกรมสำเร็จรูปมากมายที่ได้มีการทดสอบหรือแก้ไขจากการเปรียบเทียบผลการทดลองในห้องปฏิบัติการและในสนามจนเป็นที่เชื่อถือได้แล้ว ประกอบกับการมีโปรแกรมที่ใช้ป้อนข้อมูล (Pre-processing) และโปรแกรมที่ใช้ในการแสดงผล (Post-processing) ที่สะดวกใน การใช้งาน ดังนั้นการเลือกโปรแกรมจึงควรพิจารณาวัตถุประสงค์ของงาน ระดับความน่าเชื่อถือของโปรแกรม ความสะดวกในการใช้งาน และราคาของโปรแกรมเป็นหลัก

**4) การออกแบบแบบจำลอง (Model design)**

เมื่อสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ และเลือกโปรแกรมคอมพิวเตอร์แล้ว ข้อมูลสภาพทางกายภาพและอุทกวิทยา จะถูกแปลงเข้าสู่แบบจำลอง โดยการแบ่งออกเป็นหน่วยเล็ก ๆ ขึ้นอยู่กับวิธีการประมาณค่าเชิงตัวเลขที่เลือกใช้ ว่าเป็นวิธี Finite Difference หรือวิธี Finite Element และเลือกขนาดของขั้นเวลาของการคำนวณ (Time step) และสภาพขอบเขตของแบบจำลอง (Boundary conditions) โดยมีหลักดังนี้

- ขนาดของกริด (Grid Size) จำนวนชั้น (Layers) ขนาดของกริดในแบบจำลองขึ้นอยู่กับข้อมูลที่มีอยู่ และวัตถุประสงค์ของการจำลองนั้น ๆ เช่น การจำลองเพื่อวางแผนการจัดการน้ำบาดาลในระดับภูมิภาค พื้นที่ขนาด 500 ตร.กม. อาจเลือกใช้ขนาดของกรีดเท่ากับ 1 ตร.กม. ได้เพราะจะให้ผลการคำนวณเชื่อถือได้ในระดับวางแผน แต่ในการจำลองเพื่อคำนวณการไหลระหว่างบ่อน้ำ ในพื้นที่ที่มีบ่อหนาแน่น ควรใช้ขนาดของกรีดเล็กลงเป็น 2-3 ตร.ม. แทนจึงจะได้ศลการจำลองที่นำไปใช้ประโยชน์ได้ โดยที่ความกว้างของกริดที่ติดต่อกันไม่ควรต่างกันเกิน 1.5 เท่าของกริดข้างเคียง เพื่อไม่ให้เกิดผลการคำนวณที่ผิดพลาดมาก (Domenico and Schwartz, 1998) ในกรณีที่ใช้กริด ขนาดเล็กเกินความจำเป็นกลับทำให้เกิดผลเสียแทน เพราะการปรับเทียบตัวแปรต่าง ๆ ในแบบจำลองเวลาที่ใช้ในการคำนวณแต่ละครั้งจะขึ้นอยู่กับจำนวนของตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณของแบบจำลองนั่นเอง ดังนั้นจึงควรเลือกใช้กรีดที่มีขนาดเหมาะสมกับลักษณะของงาน และสภาพทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ เพื่อความลูกต้องของผลการจำลอง และประหยัดเวลา

- สภาพขอบเขต (Boundary Conditions) สภาพขอบเขตของแบบจำลอง คือ ขอบเขตที่แบบจำลองได้รับผลกระทบจากสภาพภายนอก ในแต่ละรูปแบบที่แต่ละตำแหน่ง ดังนั้นจึงจำเป็นที่จะต้องกำหนดเงื่อนไขทางคณิตศาสตร์ให้ลูกต้องกับสภาพที่แท้จริง สภาพขอบเขตที่มีการใช้ในแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล มี 3 แบบใหญ่ ๆ โดยทั้ง 3 แบบนั้นมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา คือ

สภาพขอบเขตของแบบจำลอง แบบที่ 1 หรือ Dirichlet boundary เป็นสภาพขอบเขตที่มี แรงดันของน้ำคงที่ (Prescribed pressure hydraulic head) มักใช้กับ ทะเลสาบ แม่น้ำ น้ำพุ บ่อบาดาล ที่มีระดับน้ำคงที่ และ พื้นผิวที่น้ำซึม (seepage faces) สภาพขอบเขตแบบที่ 1 เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองมากที่สุด และง่ายในการคำนวณที่สุด

สภาพขอบเขตของแบบจำลอง แบบที่ 2 หรือ Neumann boundary เป็นสภาพขอบเขตที่มีอัตราการไหลคงที่ (Prescribed flux) มักใช้กับ ขอบเขตที่ทึบน้ำ สันปันน้ำบาดาล แนวการไหล การซึมผ่านผิวดิน การคายระเหย จุดสูบน้ำ และจุดเติมน้ำ เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองปานกลาง และคำนวณได้ง่ายปานกลาง

สภาพขอบเขตของแบบจำลอง แบบที่ 3 หรือ Cauchy boundary เป็นสภาพขอบเขตแบบกึ่งทึบน้ำ หรือแบบที่อัตราการไหลขึ้นอยู่กับแรงดันของน้ำ (Semi-permeable or Head dependent flux) เหมาะที่จะใช้กับชั้นหินอุ้มน้ำแบบรั่วซึม หรือขอบเขตบริเวณที่ใกล้ลำน้ำที่มีระดับน้ำไม่คงที่ เป็นผลให้เกิดความแตกต่างของแรงดันน้ำ ขอบเขตแบบนี้เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อ แบบจำลองน้อยที่สุด และคำนวณได้ยากที่สุด

- ขนาดของขั้นเวลาในการคำนวณ (Time step) ต้องเลือกให้เหมาะสมกับวัตถุประสงค์ของงานและโปรแกรมที่ใช้ ขนาดของขั้นเวลาที่ใหญ่เกินไปจะทำให้ผลการคำนวณผิดพลาดมาก และขนาดของขั้นเวลาที่เล็กเกินไปจะทำให้เปลืองเวลาที่ใช้ในการคำนวณโดยไม่จำเป็น

(de Marsily, 1986) กล่าวว่าขนาดของขั้นเวลาที่ใช้ในการคำนวณที่ดีที่สุด คือ ขนาดของเวลาที่นานที่สุดที่ยอมให้ใช้ในสมการนั้น ๆ บางครั้งเรียกว่า Critical time step ($\Delta t_c$) โดยทั่วไปการหาค่าขนาดของขั้นเวลาที่เหมาะสมนี้จะประมาณได้จากสมการ (3.9)

$$\Delta t_c = S^* a^2/4T \qquad (3.9)$$

เมื่อ a คือ ค่าขนาดของกริดเซลล์ ($\Delta x = \Delta y = a$) [L]
S คือ ค่าสัมประสิทธิ์ของการเก็บกัก
และ T คือ ค่าสัมประสิทธิ์การจ่ายน้ำ [$L^2T^{-1}$]

สมมุติฐานที่ใช้กับสมการที่ (3.9) คือ ขนาดของกริดมีด้านทั้งสองเท่ากัน ตัวกลางเป็นวัสดุเนื้อเดียวกัน และมีสมบัติทางชลศาสตร์เหมือนกันทุกทิศทาง

**5) การปรับค่าตัวแปร และการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (Calibration and Calibration sensitivity analysis)**

ในการจำลองแต่ละขั้นตอน ข้อมูลป้อนเข้าอาจยังไม่ถูกต้อง ผลการจำลองที่ได้จึงต้องนำไปเปรียบเทียบกับข้อมูลจากจุดสังเกตการณ์ในสนามที่ตำแหน่ง และเวลาเดียวกัน เมื่อผลการจำลองไม่ตรงกับค่าจริงในสนามต้องมีการปรับเปลี่ยนค่าตัวแปรที่ไม่ทราบค่าแน่นอน เช่น ค่าความนำทางชลศาสตร์ ปริมาณการเพิ่มเติมน้ำบาดาล และสภาพขอบเขตของแบบจำลองที่เห็นว่าเหมาะสมกว่า เพื่อให้ผลการจำลองที่ได้เปรียบเทียบได้กับข้อมูลในสนาม การปรับแก้ข้อมูลจำเป็นต้องใช้ ความเข้าใจระบบอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่อย่างดี และต้องลองผิดลองถูกจนกระทั่งทราบขอบเขต และช่วงค่าของตัวแปรต่าง ๆ และหากผลการจำลองมีความแตกต่างจากของข้อมูลสนามมาก อาจจะต้องตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูลสนามอีกครั้ง หลังจากนั้นจึงเริ่มการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรที่มีความไม่แน่นอน เช่น ค่าความนำทางชลศาสตร์ ปริมาณการเพิ่มเติมน้ำบาดาล และสัมประสิทธิ์การกักเก็บของชั้นหินอุ้มน้ำ เป็นต้น

**6) การตรวจสอบความถูกต้อง และปรับปรุงแบบจำลอง (Model Verification)**

เมื่อทำการปรับค่าตัวแปรแล้ว อาจมีการตรวจสอบแบบจำลองเพิ่มเติม เพื่อตรวจสอบว่าแบบจำลองนั้นสามารถเป็นตัวแทนของระบบอุทกธรณีวิทยาได้อย่างถูกต้อง โดยการใช้แบบจำลองที่ได้จำลองผลการตอบสนองของตัวแปรทางอุทกธรณีวิทยาที่ปรับแก้แล้ว เปรียบเทียบกับผลการจำลองของข้อมูลสนามชุดใหม่ ถ้าผลการจำลองมีความผิดพลาดไม่แตกต่างจากผลการจำลองในครั้งแรกมาก ไม่จำเป็นต้องปรับแก้ตัวแปรอีก และนำไปใช้คาดคะเนผลได้

**7) การทำนายผล และการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (Prediction and Predictive sensitivity analysis)**

การทำนายผล หรือคาดคะเนผลการคำนวณระดับน้ำ เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงตัวแปรที่อาจเกิดจากเหตุการณ์ต่าง ๆ ที่จะเกิดขึ้นในอนาคต เช่นมีการเปลี่ยนแปลงอัตราการเพิ่มเติมน้ำ หรือ การสูบน้ำ และล้า มีการวางแผนการใช้ข้อมูลในอนาคตร่วมกับการทำนายผล และการวิเคราะห์ ความอ่อนไหวของตัวแปร การเปลี่ยนแปลงของตัวแปรบางตัวจะทำให้ผลการจำลองเปลี่ยนไปมาก และความอ่อนไหวของตัวแปรของแบบจำลองเป็นสมบัติเฉพาะของระบบนั้น ๆ ดั้งนั้นการ วิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรทำให้ทราบถึงช่วงของค่าตัวแปรที่เป็นไปได้ และเตรียมการเฝ้าระวังข้อมูลในการศึกษา และวิเคราะห์ในระยะยาว (monitoring program)

**8) แสดงผลการจำลอง (Presentation of modeling design and result)**

การแสดงผลการจำลอง เพื่อสื่อให้เห็นแบบจำลองที่สร้างขึ้น ที่นาของข้อมูล การวิเคราะห์ข้อมูล การออกแบบ การปรับแก้ค่าตัวแปร การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปร ผลการคำนวณเชิงตัวเลข เชิงแผนที่ ระดับความถูกต้องของผลการจำลอง ข้อจำกัดข้อเสนอแนะ และผลสรุปตามวัตถุประสงค์ของการจำลองต้องชัดเจน และเข้าใจง่าย

**9) การติดตามผลการทำนาย (Post audit)**

การติดตามผลการทำนายของแบบจำลองในระยะยาว ซึ่งควรมีตลอดช่วงเวลาของการทำนายของแบบจำลอง โดยการเก็บข้อมูลสนามเพิ่มเติม เพื่อใช้ตรวจสอบความถูกต้องของผลการทำนายของแบบจำลองในระยะยาว

**10) การจำลองใหม่ (Model redesign)**

อาจเกิดขึ้นหลังการติดตามผลการจำลองแล้วมีความเข้าใจในระบบอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษามากขึ้น และพบว่าควรมีการเปลี่ยนแปลงแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ เงื่อนไขที่ขอบเขต หรือควรมีการเปลี่ยนแปลงค่าของตัวแปรที่ใช้ในแบบจำลอง

### 3.3.7 แบบจำลองที่ใช้ในการศึกษา

การศึกษาครั้งนี้ได้เลือกใช้แบบจำลอง Visual MODFLOW ซึ่งเป็นโปรแกรมสำเร็จรูปใช้ในการเตรียมข้อมูลก่อนการคำนวณ และแสดงผลการคำนวณ โดยมีแบบจำลอง MODFLOW เป็นแบบจำลองที่ใช้ในการคำนวณการไหลของน้ำบาดาล

แบบจำลอง Visual MODFLOW เป็นแบบจำลองที่ได้รับการพัฒนาขึ้นเพื่อช่วยในการจัดเตรียมข้อมูลค่อนการคำนวณและแสดงผลหลังจากการคำนวณของการจำลองน้ำบาดาล เป็นผลงานของ Waterloo Hydrogeologic Inc. ของมหาวิทยาลัย Waterloo ประเทศแคนนาดา คุณประโยชน์ที่สำคัญ คือ สามารถใช้งานในแต่ละขั้นคอนของการจำลองการไหลของน้ำบาดาลได้อย่างครบถ้วนตั้งแต่การกำหนดลักษณะพื้นที่ การแบ่งพื้นที่การปรับปรุงแบบจำลอง การแสดงผล คำนวณการปรับเทียบแบบจำลองการ

แสดงภาพในมุมมองต่าง ๆ และสามารถใช้งานร่วมกับแบบ จำลอง 2 มิติและ 3 มิติ เช่น MODFLOW, MODPATH และ MT3D เป็นต้น ได้โดยใช้คำสั่งจาก Visual MODFLOW โดยตรง การส่งออก และนำเข้าข้อมูลจากข้อมูล GIS (Geographic Information System) ได้ โดยที่หน้าจอของแบบจำลองได้รับการออกแบบเช่นเดียวกับหน้าจอ Window ทำให้สะดวกต่อการใช้งาน

แบบจำลอง MODFLOW พัฒนาโดย U.S. Geological Survey, McDonald and Herbaugh (1988) เป็นแบบจำลองที่ใช้หลักทฤษฎีทาง Finite Difference แบ่งกริดแบบ Block-centered ซึ่งมีการใช้งานแพร่หลายมาก สมการพื้นฐานที่ใช้ในการคำนวณ เป็นสมการของดาร์ซี และกฎทรงมวล แบบจำลองประกอบด้วย 10 Package คือ

- Basic Package (BAS) กำหนดจำนวนชันและ แถวของชั้นหินอุ้มน้ำ ค่าระดับน้ำเริ่มต้น ช่วงเวลาคำนวณขนาดช่วงเวลาที่ใช้การคำนวณ การกำหนดข้อมูลที่ขอบเขต ฯลฯ
- Block Centered Flow Package (BCF) กำหนดสภาพของการจำลอง ชนิดของชันหิน อุ้มน้ำ ค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ ค่าความนำทางชลศาสตร์ ฯลฯ
- Well Package (WEL) กำหนดบ่อบาดาล อัตราการสูบ ตำแหน่งบ่อบาดาล ฯลฯ
- Recharge Package (RCH) กำหนดพื้นที่เพิ่มเติมน้ำ อัตราการเพิ่มเติมน้ำฯลฯ
- River Package (RIV) กำหนดระดับน้ำ ระดับท้องน้ำ ความนำของตะกอนท้องน้ำ ฯลฯ
- General Head Boundary Package (GHB) กำหนดขอบเขตที่อัตราการไหล ถูกกำหนดโดยระดับน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำต่าง
- Solver Package กำหนดวิธีการคำนวณ จำนวนการคำนวณซ้ำในการคำนวณแต่ละช่วงเวลา ค่าความละเอียดในการคำนวณ ฯลฯ
- Drain Package (DRN) กำหนดขอบเขตการระบายน้ำ
- Evapotranspiration Package (EVT) กำหนดพื้นที่ อัตราและความลึกที่มีการคายระเหย
- Output Control (OUT) กำหนดรูปแบบการแสดงผลการจำลองที่ต้องการ

การใช้แบบจำลองไม่จำเป็นต้องใช้ทั้งหมดทุก Package การคำนวณโดยใช้แบบจำลอง MODFLOW นี้ต้องมีข้อมูลทางด้านอุทกธรณีวิทยา อุทกวิทยา และชลศาสตร์มาช่วยกำหนดเงื่อนไขของชันหินอุ้มน้ำที่พิจารณา ผลลัพธ์ที่ได้จะเป็นค่าความเร็ว และแรงดันน้ำในตำแหน่ง และเวลาที่คำนวณ

ในการประยุกต์แบบจำลอง Visual MODFLOW เพื่อจำลองการไหลของน้ำบาดาล มีขั้นตอนการเตรียมข้อมูล และจำลอง 5 ขั้นตอนหลัก คือ

- เตรียมข้อมูล

- ป้อนข้อมูล (Visual MODFLOW)
- แปลงข้อมูล และจำลองทางคณิตศาสตร์ (MODFLOW)
- แสดงผลการจำลอง (Visual MODFLOW)
- ปรับเทียบค่าคงที่ และวิเคราะห์ความอ่อนไหว

การจำลองสามารถดำเนินการภายใต้แบบจำลอง Visual MODFLOW ได้ตลอด เพราะข้อมูลสามารถเชื่อมโยงกับแบบจำลอง MODFLOW (หรือโปรแกรมอื่น) ได้ทันที

ขั้นตอนการแสดงผลการคำนวณที่ได้นั้น แบบจำลอง Visual MODFLOW สามารถดึงข้อมูลที่คำนวณได้ในรูปแผนที่เส้นแรงดันน้ำเท่า ระดับน้ำในแนวตัดขวาง รวมทั้งสถิติจากความคลาดเคลื่อนของการจำลอง และการเปรียบเทียบผลการจำลองกับค่าจริงในสนามในรูปกราฟตามแกนเวลาได้

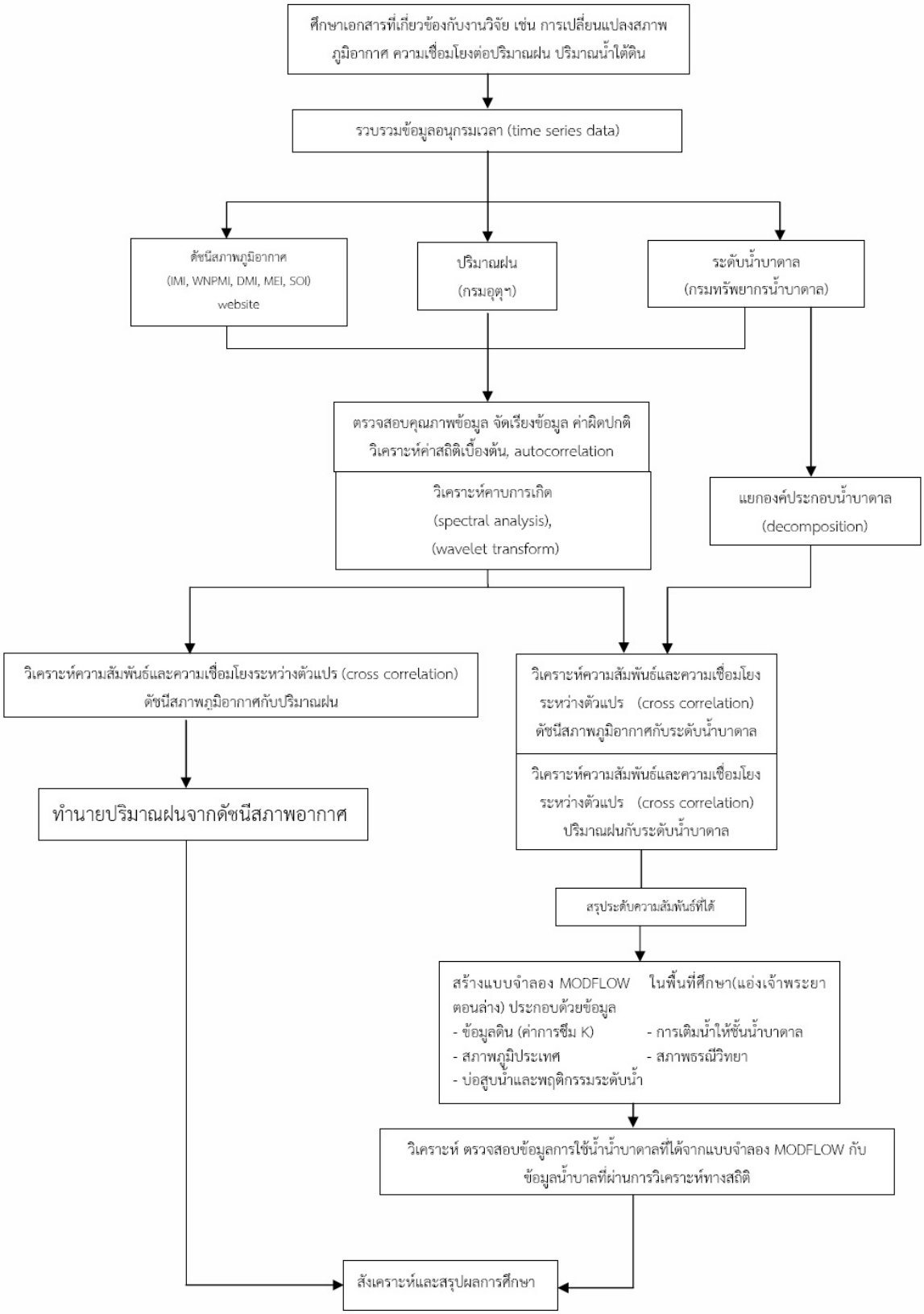
# บทที่ 4
# ระเบียบวิธีวิจัย

จากการศึกษางานวิจัยที่ผ่านมาพบว่ามีความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศกับระบบทรัพยากรน้ำ ในการศึกษานี้จึงได้ทำการรวมรวมข้อมูลปริมาณฝน ระดับน้ำบาดาล ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ เพื่อวิเคราะห์ความสัมพันธ์ดูว่าดัชนีสภาพอากาศต่างๆ มีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษาอย่างไรโดยมีขั้นตอนดังต่อไปนี้ 1) รวบรวมข้อมูล 2) การตรวจสอบและปรับแก้ข้อมูล 3) การวิเคราะห์ข้อมูล 4) การสรุปผล โดยภาพรวมของการศึกษาได้แสดงไว้ในรูปที่ 4.1

## 4.1 การรวบรวมข้อมูล

### 4.1.1 ปริมาณฝน

ได้ทำการรวบรวมข้อมูลสถิติปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนในพื้นที่ภาคกลางตอนล่างจากกรมอุตุนิยมวิทยา โดยพิจารณาสถานีในภาคกลาง 16 สถานี ได้แก่ สถานีกรุงเทพมหานคร สถานีดอนเมือง สถานีฉะเชิงเทรา สถานีสมุทรปราการ สถานีสุวรรณภูมิ สถานีนครปฐม สถานีปทุมธานี สถานีพระนครศรีอยุธยา สถานีกำแพงเพชร สถานีชัยนาท สถานีอู่ทอง สถานีนครสวรรค์ สถานีลพบุรี สถานีสุพรรณบุรี สถานีราชบุรีและสถานีกาญจนบุรี โดยลักษณะตัวอย่างของข้อมูลได้แสดงไว้ตามตารางที่ 4.1 และได้แสดงข้อมูลทางสถิติเบื้องต้น ประกอบด้วยค่าเฉลี่ย (Mean) ค่ามัธยฐาน (Median) ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard deviation) และความยาวของข้อมูลดังตารางที่ 4.2 ซึ่งปริมาณฝนที่ได้จะมีความยาวของข้อมูลแตกต่างกันไป จึงได้คัดเลือกช่วงความยาวของข้อมูลให้สอดคล้องกับข้อมูลดัชนีสภาพภูมิอากาศ และความยาวของข้อมูลไม่ควรจะน้อยกว่า 20 ปี เพื่อที่จะสามารถอธิบายลักษณะความแปรปรวนของฝนได้ในช่วงเวลาปีต่อปีถึงทศวรรษต่อทศวรรษ ในการศึกษานี้ได้เลือกใช้ข้อมูลปริมาณฝนในช่วงปี ค.ศ. 1980 ถึง ค.ศ. 2010 โดยประมาณ ซึ่งจากการวิเคราะห์ข้อมูลเบื้องต้นพบว่าที่สถานีกรุงเทพมหานครมีปริมาณฝนรายเดือนสูงสุดในช่วงเวลาที่ศึกษาอยู่ที่ 676.3 ม.ม./เดือน




รูปที่ 4.1 ขั้นตอนการศึกษา

ตารางที่ 4.1 ตัวอย่างปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือน ณ สถานี จ.สุพรรณบุรี

| ปี | 1953 | | | | | | | | | | | | 1954 | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| เดือน | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| ปริมาณฝน (mm) | 14.4 | 75 | 29.9 | 15.3 | 169.6 | 109.8 | 157.3 | 148.1 | 194.3 | 437.4 | 151.3 | 0 | 0 | 0 | 77 | 107 | 220 | 93.4 | 97.2 | 273 | 189 | 28.1 | 0 | 0.7 |
| ปี | 1956 | | | | | | | | | | | | 1957 | | | | | | | | | | | |
| เดือน | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| ปริมาณฝน (mm) | 0 | 0.6 | 21.8 | 62.9 | 150.9 | 287.6 | 144.4 | 154.5 | 187.3 | 349.4 | 25.9 | 0 | 0 | 6 | 56.6 | 89.7 | 66 | 160 | 103 | 283 | 475 | 287 | 65.2 | 0 |
| ปี | 1959 | | | | | | | | | | | | 1960 | | | | | | | | | | | |
| เดือน | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| ปริมาณฝน (mm) | 0 | 10.1 | 63.2 | 50.4 | 231.3 | 81.3 | 134.6 | 105.5 | 446.5 | 161.8 | 52.8 | 1.9 | 0 | 0 | 40.5 | 24.4 | 186 | 121 | 136 | 52.3 | 357 | 235 | 85.6 | 0 |

ตารางที่ 4.2 แสดงค่าสถิติพื้นฐานของปริมาณน้ำฝนรายเดือนในพื้นที่ศึกษา

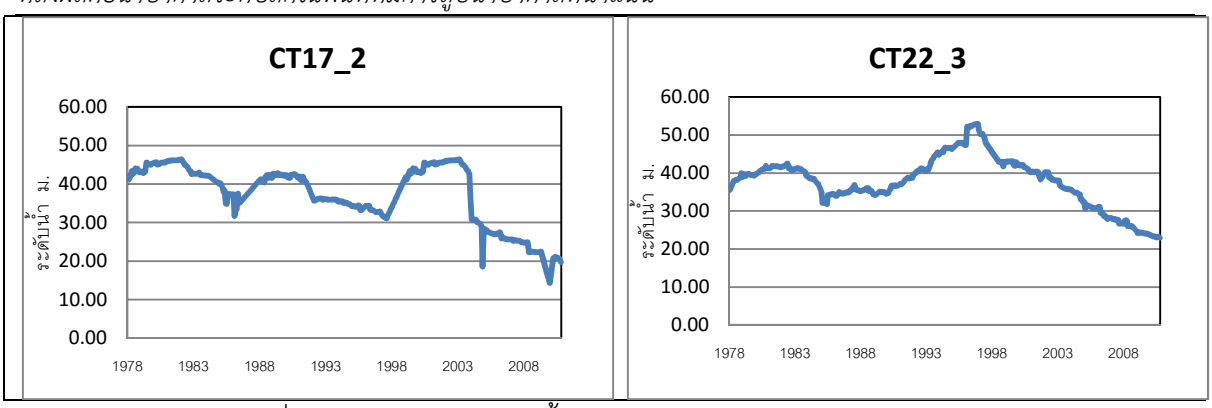
| สถานี (จังหวัด) | Mean mm. | Median mm. | SD mm. | Variance $mm.^2$ | Min mm. | Max mm. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| กาญจนบุรี | 90.83 | 69.3 | 94.21 | 8876.29 | 0 | 589 |
| กรุงเทพ | 130.34 | 94.9 | 131.72 | 17351.84 | 0 | 676.3 |
| ดอนเมือง | 115.89 | 89.65 | 115.3 | 13302.63 | 0 | 727.6 |
| สุพรรณบุรี | 91.28 | 66.15 | 99.87 | 9975.97 | 0 | 502.2 |

### 4.1.2 ระดับน้ำบาดาล

ได้รวบรวมข้อมูลระดับน้ำบาดาลรายเดือนของบ่อสังเกตการณ์ในบริเวณแอ่งน้ำบาดาลเจ้าพระยาตอนล่างจากกรมทรัพยากรน้ำบาดาลครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 17 จังหวัด ประกอบด้วย จังหวัดกรุงเทพมหานคร จังหวัดสระบุรี จังหวัดสมุทรสาคร จังหวัดสมุทรปราการ จังหวัดนครปฐม จังหวัดนนทบุรี จังหวัดปทุมธานี จังหวัดพระนครศรีอยุธยา จังหวัดอ่างทอง จังหวัดสิงห์บุรี จังหวัดชัยนาท จังหวัดอุทัยธานี จังหวัดนครสวรรค์ จังหวัดลพบุรี จังหวัดสุพรรณบุรี จังหวัดราชบุรีและจังหวัดกาญจนบุรี โดยมีลักษณะของรูปแบบข้อมูลดังตารางที่ 4.3

ข้อมูลบ่อสังเกตการณ์ที่ได้ จากกรมทรัพยากรน้ำบาดาล แบ่งเป็นบ่อในกรุงเทพฯ และปริมณฑล 152 สถานี 483 บ่อ แจ้งอุดกลบจำนวน 33 สถานี 153 บ่อ อุดกลบแล้วจำนวน 2 สถานี 7 บ่อ คงเหลือจำนวน 117 สถานี 323 บ่อ และในจังหวัดอื่นๆ บริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างอีก 141 บ่อ ในแต่ละจังหวัดดังนี้ กาญจนบุรี 8 บ่อ ชัยนาท 15 บ่อ นครสวรรค์ 2 บ่อ ราชบุรี 26 บ่อ ลพบุรี 6 บ่อ สมุทรสงคราม 2 บ่อ สระบุรี 5 บ่อ สิงห์บุรี 5 บ่อ สุพรรณบุรี 64 บ่อ อ่างทอง 7 บ่อ อุทัยธานี 1 บ่อ ดังนั้น รวมจำนวนบ่อที่ใช้การได้ในบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง คือ 464 บ่อ โดยแสดงค่าตัวอย่างสถิติพื้นฐานของระดับน้ำบาดาลรายเดือนในพื้นที่ศึกษาดังตารางที่ 4.4

สำหรับรูปที่ 4.2 เป็นลักษณะของระดับน้ำบาดาลสถานี CT22/3 วัดศิริพงษ์ฯ และ สถานี CT17/2 วัดบางบัว เขตบางเขน กทม.




รูปที่ 4.2 ลักษณะค่าระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 และ CT22/3

ตารางที่ 4.3 ตัวอย่างค่าระดับน้ำบาดาลเฉลี่ยรายเดือนบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง

| สถานี | พิกัด | | จังหวัด | แอ่งน้ำบาดาล | ระดับน้ำปกติ (เมตร) | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | ออก-ตก | เหนือ-ใต้ | | | Feb-47 | Mar-47 | Apr-47 | May-47 | Jun-47 | Jul-47 | Aug-47 | Sep-47 | Oct-47 | Nov-47 | Dec-47 | Jan-48 | Feb-48 | Mar-48 | Apr-48 | May-48 | Jun-48 |
| CWE3/2 | 614061 | 1688262 | ชัยนาท | เจ้าพระยาตอนล่าง | 2.14 | 3.22 | 3.75 | 3.12 | 3.03 | 3.07 | 2.38 | 2.9 | 3.2 | 3.4 | 3.52 | 3.77 | 3.85 | 3.9 | 3.4 | 3.89 | 3.84 |
| CWE8/1 | 618408 | 1694405 | ชัยนาท | เจ้าพระยาตอนล่าง | 6.63 | 6.35 | 7.48 | 6.95 | 6.90 | 6.64 | 5.73 | 6.08 | 6.2 | 6.9 | 7.28 | 7.43 | 7.21 | 7.39 | 6.57 | 7.15 | 7.02 |
| CWE10/1 | 621764 | 1644237 | สุพรรณบุรี | เจ้าพระยาตอนล่าง | 5.67 | 5.52 | 8.61 | 7.59 | 7.54 | 7.09 | 5.75 | 5.81 | 6.05 | 6.12 | 6.84 | 7.88 | 8.11 | 7.88 | 7.55 | 9.65 | 10.3 |
| CWE10/2 | 621764 | 1644237 | สุพรรณบุรี | เจ้าพระยาตอนล่าง | 4.43 | 4.92 | 7.75 | 6.53 | 6.62 | 6.31 | 5.45 | 5.6 | 5.88 | 5.85 | 5.58 | 6.06 | 6.1 | 6.06 | 5.79 | 7.75 | 7.63 |
| CWE12/2 | 667682 | 1643530 | ลพบุรี | เจ้าพระยาตอนล่าง | 1.76 | 1.86 | 2.36 | 2.47 | 2.62 | 2.49 | 2.06 | 2.45 | 2.6 | 2.78 | 2.73 | 2.02 | 2.55 | 2.61 | 2.74 | 2.72 | 2.9 |
| CWE12/3 | 667682 | 1643530 | ลพบุรี | เจ้าพระยาตอนล่าง | 1.78 | 1.90 | 2.40 | 2.51 | 2.66 | 2.47 | 2.09 | 2.37 | 2.58 | 2.8 | 2.76 | 2.04 | 2.48 | 2.67 | 2.75 | 2.72 | 2.89 |
| CWE2/1 | 613912 | 1698029 | อุทัยธานี | เจ้าพระยาตอนล่าง | 4.44 | 4.30 | 4.92 | 4.72 | 4.82 | 4.70 | 4.20 | 4.35 | 4.65 | 5.18 | 5.48 | 5.69 | 5.6 | 5.33 | 5.3 | 5.61 | 5.82 |
| CWE1/1 | 617129 | 1710848 | นครสวรรค์ | เจ้าพระยาตอนล่าง | 6.00 | 6.17 | 6.71 | 6.61 | 6.91 | 6.80 | 6.35 | 6.45 | 6.61 | 6.72 | 6.58 | 6.65 | 6.78 | 7.10 | 7.10 | 7.40 | 7.59 |
| CWE1/2 | 617129 | 1710848 | นครสวรรค์ | เจ้าพระยาตอนล่าง | 6.00 | 6.16 | 6.73 | 6.57 | 6.88 | 6.72 | 6.26 | 6.74 | 6.83 | 6.92 | 6.64 | 6.57 | 6.88 | 7.09 | 7.05 | 7.38 | 7.57 |

ตารางที่ 4.4 ตัวอย่างค่าสถิติพื้นฐานของระดับน้ำบาดาลรายเดือนในพื้นที่ศึกษา

| สถานี | Mean mm. | Median mm. | SD mm. | Variance $mm.^2$ | Min mm. | Max mm. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| CT4 | 23.56 | 23.96 | 3.65 | 13.33 | 14.20 | 29.42 |
| CT5/2 | 23.83 | 24.60 | 3.90 | 15.16 | 11.23 | 30.18 |
| CT17/1 | 24.46 | 24.51 | 2.69 | 7.20 | 16.38 | 30.15 |
| CT17/2 | 36.08 | 37.33 | 8.23 | 67.48 | 14.27 | 46.35 |
| CT22/3 | 37.28 | 38.05 | 7.24 | 52.29 | 21.76 | 52.98 |

ลักษณะข้อมูลน้ำบาดาลในแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างสำหรับบ่อสังเกตการณ์ในต่างจังหวัดส่วนใหญ่จะมีข้อมูลเริ่มต้นตั้งแต่ พ.ศ.2547 ถึงปัจจุบัน สำหรับข้อมูลของบ่อที่อยู่ในกรุงเทพมหานครและปริมณฑลจะเริ่มบันทึกข้อมูลตั้งแต่ปี พ.ศ.2521 ถึง ปัจจุบัน โดยจะคัดเลือกบ่อสังเกตการณ์ที่มีการตรวจวัดข้อมูลระดับน้ำอย่างต่อเนื่องสมบูรณ์มากที่สุดเพื่อเป็นตัวแทนในการวิเคราะห์ ในบางกรณีลักษณะของข้อมูลจะมีบางช่วงเวลาที่ขาดหายไปหรืออาจมีค่าที่ผิดปกติแตกต่างไปจากข้อมูลอนุกรมเวลาที่ช่วงเวลาอื่นๆ ที่อยู่ใกล้กัน จึงต้องทำการตรวจสอบและเติมข้อมูลเพื่อให้อนุกรมเวลาของข้อมูลระดับน้ำบาลดาลมีความต่อเนื่องสมบูรณ์ก่อนวิธีการประมาณค่าแบบเชิงเส้น (Interpolate) เนื่องจากเป็นการหาค่าในช่วงอย่างง่าย และจะได้ค่าของฟังก์ชันโดยประมาณที่มีความถูกต้องเป็นที่ยอมรับได้ ซึ่งเป็นที่นิยมใช้โดยทั่วไปก่อนที่จะนำข้อมูลไปวิเคราะห์ในขั้นตอนต่อไป

### 4.1.3 ดัชนีสภาพภูมิอากาศและสมุทรศาสตร์

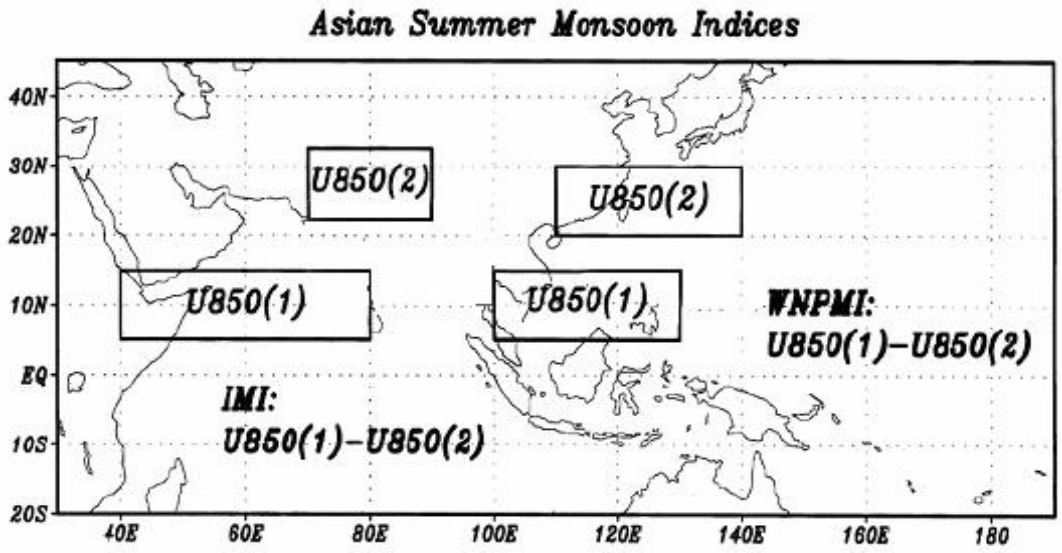
การศึกษาที่ผ่านมาพบว่าปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่สำคัญในแถบภูมิภาคนี้ ได้แก่ มรสุมฤดูร้อนอาเซียน (Asian summer monsoon) ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ่ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO)

#### 4.1.3.1 ตัวชี้วัดมรสุมฤดูร้อนเอเชีย

โดยดัชนีชี้วัดที่ใช้คือ Indian Summer Monsoon Index (IMI) และ Western North Pacific Monsoon Index (WNPMI) โดยจากการศึกษาพบว่าบริเวณอ่าวเบงกอลและทะเลบริเวณประเทศฟิลิปปินส์ เป็นพื้นที่ที่มีการนำพาความร้อนสูงที่สุด โดยการนำพาความร้อนทั้ง 2 บริเวณมีความสัมพันธ์กับปริมาณของฝนที่ตกหนักและรุนแรงในพื้นที่ดังกล่าวด้วย การเพิ่มขึ้นของการนำพาความร้อนที่ปกคลุมอยู่บริเวณอ่าวเบงกอลและบางส่วนของประเทศอินเดียมีความสัมพันธ์กับการหมุนเวียนของการเกิดมรสุมฤดูร้อนในทางตะวันตกของ 80°E คือบริเวณประเทศอินเดีย มหาสมุทรอินเดียฝั่งตะวันตกและแอฟริกาตอนเหนือ

ส่วนการเพิ่มขึ้นของการนำพาความร้อนบริเวณประเทศฟิลิปปินส์มีผลต่อการเกิดมรสุมฤดูร้อนที่มีความรุนแรงบริเวณทางตะวันออกของ 80°E ที่ปกคลุมทางเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งหมายรวมถึงคาบสมุทรอินโดจีน ทะเลจีนใต้ และทะเลแถบประเทศฟิลิปปินส์ โดยการเปลี่ยนแปลงของการนำพาความร้อนในบริเวณอ่าวเบงกอล และทะเลบริเวณประเทศฟิลิปปินส์มีลักษณะที่ค่อนข้างอิสระ (Wang and Fan, 1999) เพื่อติดตามลักษณะการเกิดมรสุมฤดูในแต่ละภูมิภาคของทวีปเอเชียได้อย่างถูกต้องและแม่นยำ ได้มีการพัฒนาตัวชี้วัดที่อธิบายความสัมพันธ์ของการเกิดมรสุมฤดูร้อนในแง่การเปลี่ยนแปลงการนำพาความร้อน โดย IMI เป็นตัวชี้วัดที่ใช้ชี้วัดความแปรปรวนของมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในแถบเอเชียใต้ และ WNPMI เป็นตัวชี้วัดที่ใช้ชี้วัดความแปรปรวนของมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในแถบมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกเฉียงเหนือหรือแถบเอเชียตะวันออก โดยตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัวใช้ความแตกต่างของกระแสลมที่ชั้นบรรยากาศระดับล่างที่ความสูง 850 hPa สำหรับค่า IMI ใช้พื้นที่ทางใต้บริเวณ 5-15 °N และ40-80 °E และทางเหนือบริเวณ 20-

30 °N และ 70-90 °E ส่วนค่า WNPMI ใช้พื้นที่ทางใต้บริเวณ5-15 °N และ 100-130 °E และ ทางเหนือบริเวณ 20-30 °N และ 110-140 °E ดังรูปที่ 4.3

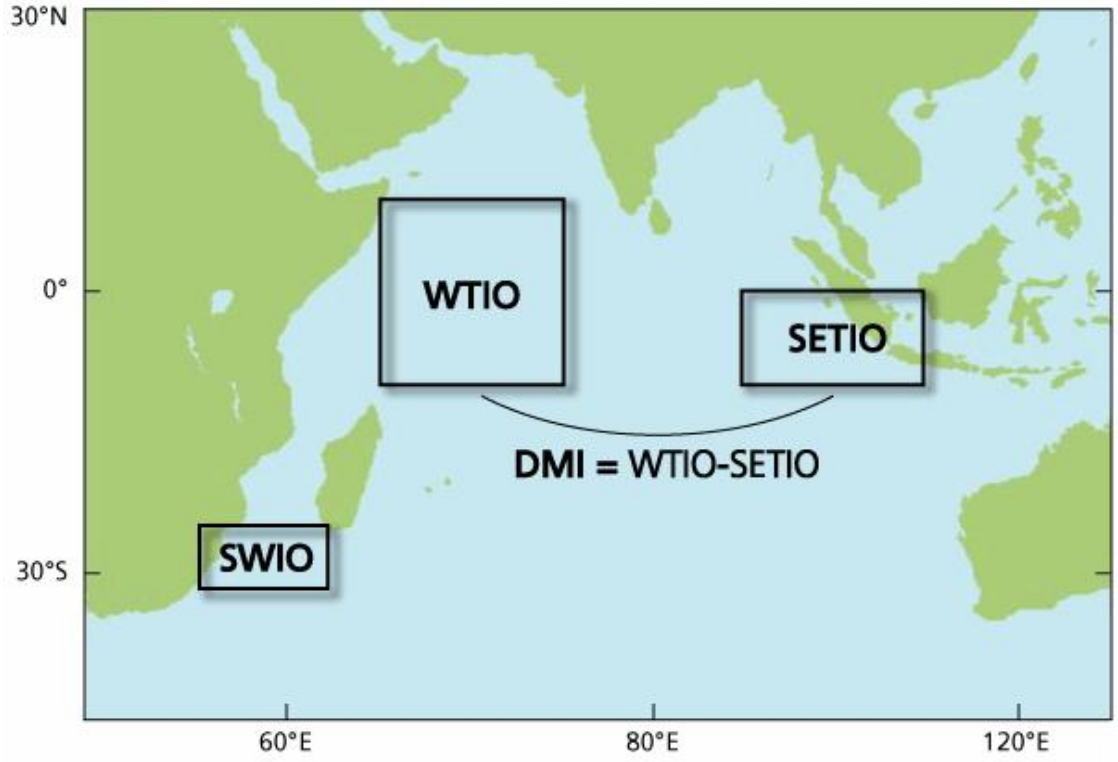



รูปที่ 4.3 บริเวณพื้นที่สัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ สำหรับตัวชี้วัด 2 ตัว คือ IMI (Indian monsoon index) และ WNPMI (Western North Pacific Monsoon Index) (ที่มา: http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/monsoon/definition.html)

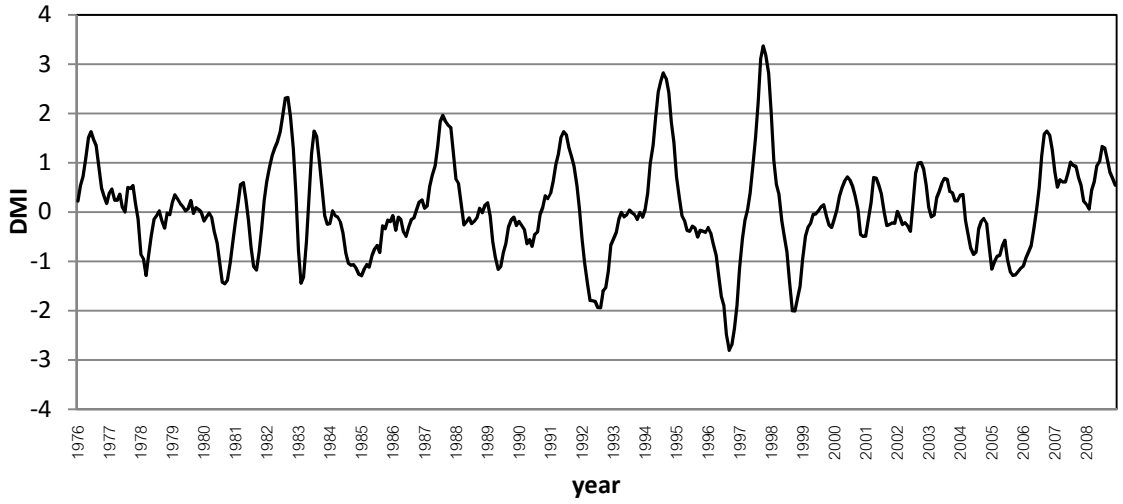
#### 4.1.3.2 ตัวชี้วัดปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล

ตัวชี้วัดที่นำมาใช้ในงานวิจัยนี้ คือ Dipole Mode Index (DMI) เกิดจากการปฏิสัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ ซึ่งเป็นตัวชี้วัดที่พิจารณาจากค่าความแตกต่างของความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณเส้นศูนย์สูตรระหว่างมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันตก (50-70 °E และ 10 °S-10 °N) กับมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันออกเฉียงใต้ (90-110 °E และ 10 °S-0 °N) ดังรูปที่ 4.4 พัฒนาโดย Saji et al. (1999) และ Yamagata et al. (2002)

ในการศึกษานี้ใช้ฐานข้อมูลของ Dipole Mode Index (DMI) คาบระยะเวลาประมาณ 30 ปี ตั้งแต่ปี 1980 – 2010 เนื่องจากแนวโน้มอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิคในช่วงทศวรรษ 1970s เป็นจุดเปลี่ยน (tipping point) ของสภาวะ ENSO ที่ส่งอิทธิพลต่อความแปรผันของสภาพอากาศในระดับโลกเนื่องจากมหาสมุทรแปซิฟิคมีอาณาบริเวณกว้าง โดยพบว่าก่อนหน้าปี 1976 ความถี่ของปรากฏการณ์ลานีญาจะเกิดขึ้นบ่อยครั้ง แต่ทว่าภายหลังปี 1976 เรื่อยมาจนกระทั่งปัจจุบัน ความถี่ของปรากฏการณ์เอลนีโญจะเกิดขึ้นบ่อยครั้งและทวีความรุนแรงมากขึ้น เมื่อนำข้อมูลในช่วงระยะเวลาดังกล่าว มาพล็อตเพื่อดูลักษณะข้อมูลจะสามารถเห็นลักษณะที่เป็น positive IOD และ Negative IOD ดังแสดงในรูปที่ 4.5




รูปที่ 4.4 บริเวณที่ใช้พิจารณาค่า Dipole Mode Index (DMI)
ที่มา : http://ioc3.unesco.org/oopc/state_of_the_ocean/sur/ind



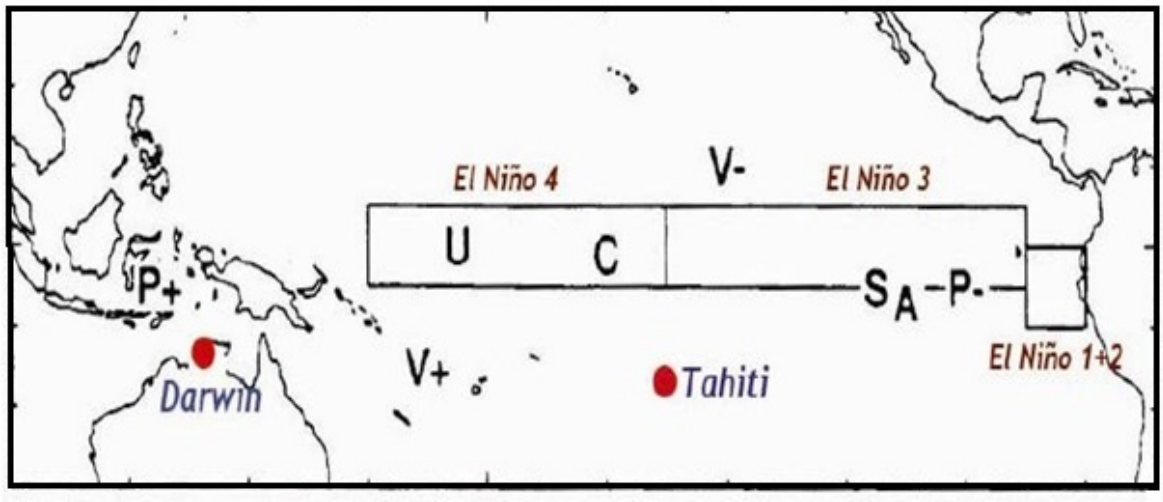

รูปที่ 4.5 ข้อมูลรายเดือนของค่า Dipole mode index (DMI)

#### 4.1.3.3 ตัวชี้วัดปรากฏการณ์เอนโซ่

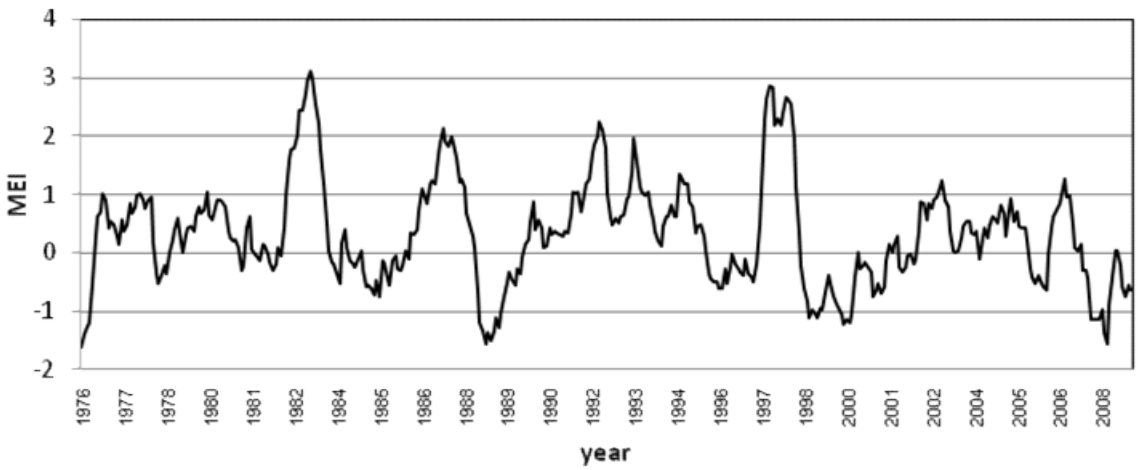
สำหรับตัวชี้วัดที่ใช้ชี้วัดความผิดปกติของปรากฏการณ์ ENSO มีหลายตัว ดังต่อไปนี้

1) Multivariate ENSO Index (MEI)

โดยค่า Multivariate ENSO Index (MEI) ซึ่งเป็นตัวชี้วัดที่ได้จากความผิดปกติตัวแปร 6 ตัวหลักในบริเวณแถบแนวเส้นศูนย์สูตร ซึ่งเป็นตำแหน่งที่มีความสัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่ผิดปกติ โดยมวลน้ำอุ่นเคลื่อนตัวตามแนวเส้นศูนย์สูตรบริเวณแปซิฟิกสู่สองชายฝั่งอเมริกาใต้ ได้แก่ Sea-level pressure (P),Zonal wind component (U), Meridional wind component (V), Sea surfacetemperature (S), Near-surface air temperatures (A)และ Cloudiness fraction of the sky (C) ซึ่งพัฒนาโดย Wolter and Timlin (1993) ดังแสดงในรูปที่ 4.6 และได้ทำการพล็อตชุดข้อมูล Multivariate ENSO Index (MEI) ดังรูปที่ 4.7



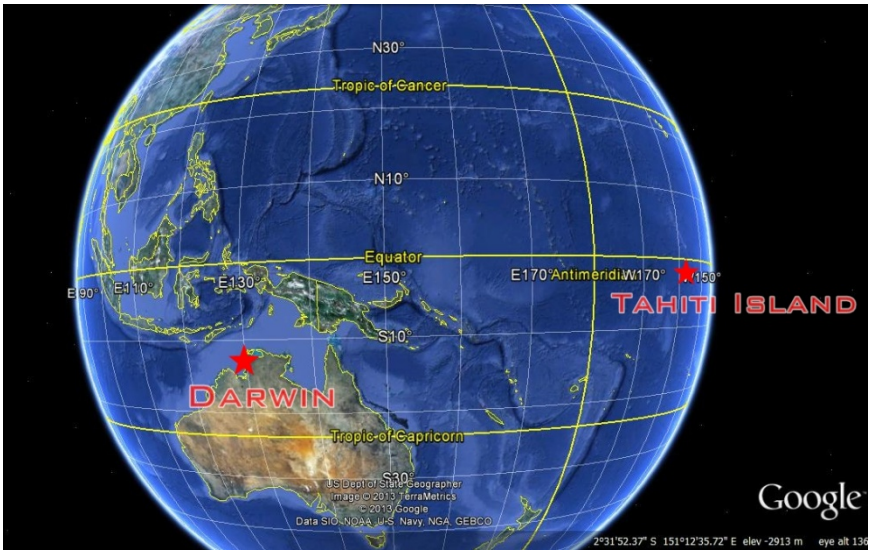

รูปที่ 4.6 บริเวณพื้นที่ศึกษาค่าตัวแปร MEI
ที่มา: http://www.esrl.noaa.gov/psd/klaus.wolter/MEI.html




รูปที่ 4.7 ข้อมูลรายเดือนของค่า Multivariate ENSO Index (MEI)

2) The Southern Oscillation Index (SOI)

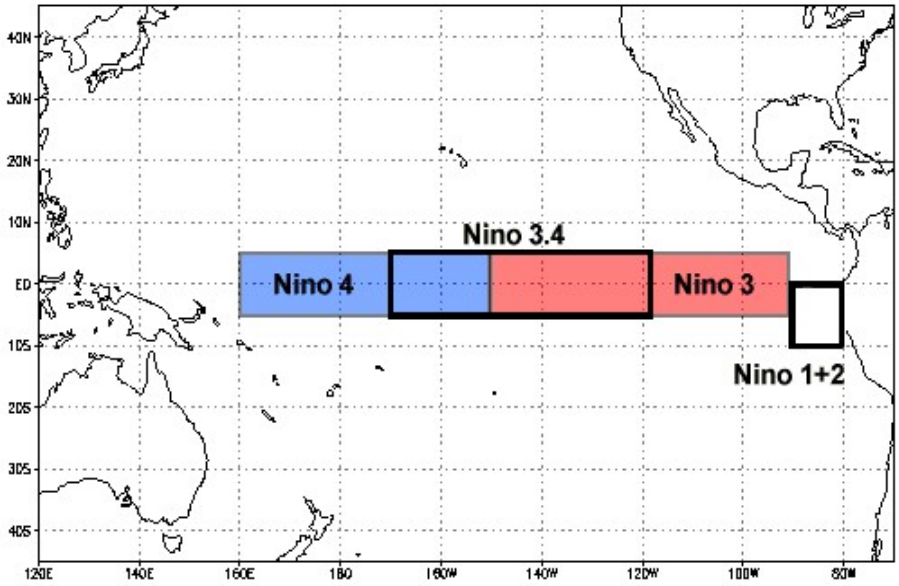
ความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ เป็นปรากฏการณ์ที่เกี่ยวกับความสัมพันธ์ส่วนกลับที่ต่อเนื่องกันระหว่างความกดอากาศที่ระดับ ผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกใต้กับมหาสมุทรอินเดียแถบศูนย์สูตร โดยรวมถึงการผันแปรของความเข้มของการหมุนเวียนของชั้นบรรยากาศในเขตร้อนบริเวณอินโด-แปซิฟิก ซึ่งเกิดจากการแลกเปลี่ยน อากาศระหว่างความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อนแถบแปซิฟิกใต้ (South Pacific Subtropical High) ความกดอากาศต่ำแถบศูนย์สูตรบริเวณอินโดนีเซีย (Indonesian equatorial low)และความแตกต่างระหว่างความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเล (Sea level pressure; SLP) ที่จุดต่างๆ ที่แทนความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อนแถบแปซิฟิกใต้กับจุดต่างๆ ที่แทนความกดอากาศต่ำแถบศูนย์สูตรบริเวณอินโดนีเซียได้ถูกใช้เป็นค่าดัชนีของการผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ (Southern Oscillation Indices, SOI) เพื่อเป็นตัวแทนบอกถึงการเกิดของปรากฏการณ์เอลนิโญ่ได้ตัวหนึ่งทั้งนี้มักจะใช้ค่า SLP ที่ระหว่างที่เกาะตาฮิติ (Tahiti, Society Island) บริเวณกลางมหาสมุทรแปซิฟิก และ SLP ที่เมืองดาร์วิน (Darwin) ประเทศออสเตรเลีย ดังรูปที่ 4.8




รูปที่ 4.8 ที่ตั้งของเกาะตาฮิติและเมืองดาร์วิน (ที่มา: Google Earth)

3) Sea Surface Temperature (SST)

ค่าผิดสภาพอุณหภูมิผิวหน้าน้ำทะเลบริเวณกลางมหาสมุทรแปซิฟิก เช่น Nino1+2 Nino3 Nino4 โดยการศึกษานี้จะพิจารณาที่ Nino 4 คือพื้นที่ในส่วนของมหาสมุทรแปซิฟิกเขตศูนย์สูตรตะวันตก หรือที่เรียกว่าแอ่งน้ำอุ่น อยู่ระหว่างละติจูดที่ 5 °N - 5 °S และ ลองติจูด 150 °W - 160 °E เป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิของผิวน้ำทะเลสูงที่สุดมีอิทธิพลในหลายประเทศที่อยู่ทางตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกดังแสดงในรูปที่ 4.9

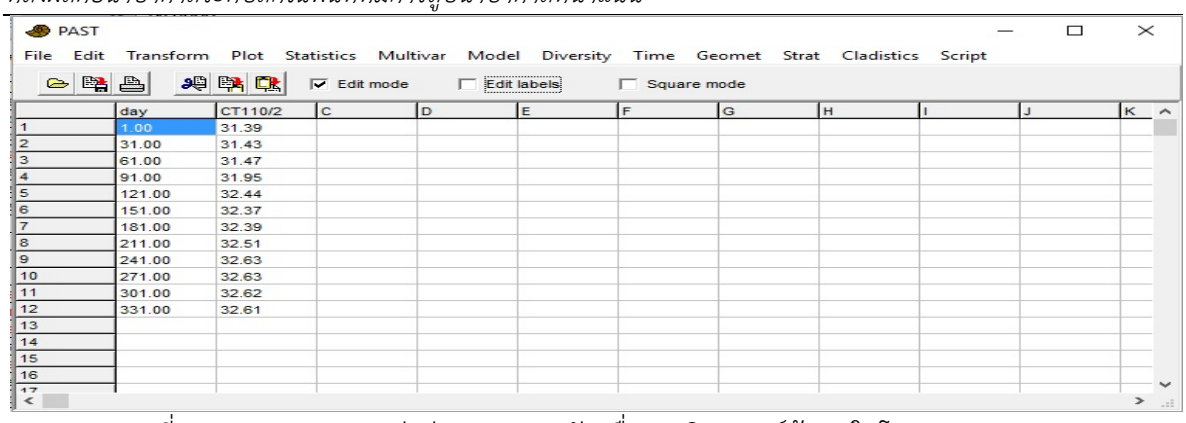



รูปที่ 4.9 การกำหนดพื้นที่ศึกษาค่าผิดสภาพอุณหภูมิผิวหน้าน้ำทะเลบริเวณกลางมหาสมุทรแปซิฟิก Nino 1+2 Nino 3 Nino 3.4 และ Nino 4
(ที่มา: http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators)

## 4.2 การตรวจสอบและปรับแก้ข้อมูล

การวิเคราะห์ข้อมูล เช่น ข้อมูลปริมาณฝน ระดับน้ำบาดาล ที่มีการเก็บข้อมูลมาเป็นเวลานาน บางครั้งข้อมูลที่ตรวจวัดและรวบรวมมานั้น อาจจะไม่ครบถ้วนและขาดหายไป เนื่องจากสาเหตุบางประการ เช่น ความผิดพลาดของผู้ตรวจวัดหรือข้อมูลเกิดความเสียหายและเนื่องจากการศึกษาที่เกี่ยวข้องกับผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อทรัพยากรน้ำจำเป็นต้องอาศัยข้อมูลเก็บในระยะเวลายาวนานและมีความต่อเนื่อง ดังนั้น ก่อนที่จะนำข้อมูลมาวิเคราะห์จึงต้องทำการเติมข้อมูล เพื่อให้อนุกรมเวลาของข้อมูลมีความต่อเนื่องสมบูรณ์โดยใช้วิธีการประมาณค่าในช่วงแบบเชิงเส้น (Linear interpolation) โดยระดับน้ำบาดาลที่ผ่านการเติมข้อมูลในเบื้องต้นนี้จะเรียกว่า “ระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW)”

โดยการประมาณค่า (Interpolate) นี้สามารถใช้โปรแกรมสำเร็จรูปทางสถิติ PAST (PAleontological STatistics) โดยโปรแกรมเป็นลักษณะรูปแบบตารางทำการ (spreadsheet) ที่พัฒนาขึ้นมาจากโปรแกรม PALSTAT โดย (Ryan et al., 1995) เพื่อใช้วิเคราะห์ข้อมูลที่เกี่ยวกับพืชและสัตว์ดึกดำบรรพ์ และได้ถูกพัฒนาต่อเนื่องมามากกว่า 10 ปี จนได้มีการนำไปใช้ในหลายสาขาวิชา เช่น วิศวกรรม เศรษฐศาสตร์ ต่อมาได้มีการเพิ่มเติมเทคนิคในการวิเคราะห์ทางสถิติต่างๆ เข้าไปโดย (Hammer and Harper, 2005) ซึ่งทำให้สามารถใช้วิเคราะห์ข้อมูลทางสถิติได้ครอบคลุมมากยิ่งขึ้นจนเป็นที่นิยมในปัจจุบัน จากโปรแกรมดังกล่าวนี้ได้นำมาใช้ในการ Interpolate ได้ โดยนำข้อมูลระดับน้ำบาดาลรายเดือน (ความลึกจากปากบ่อน้ำ) ที่อยู่ในช่วงเวลาที่ต้องการมาเรียงลำดับ จากนั้นเลือกข้อมูลทั้งหมดและไปที่เมนู Transform เลือก Regular Interpolation แบบ linear โดยตั้งค่าให้ข้อมูลเรียงกันในช่วงเวลาทุกๆ 31 วัน (spacing) ซึ่งประมาณเท่ากับ 1 เดือน ดังแสดงในรูปที่ 4.10




| | day | CT110/2 | C | D | E | F | G | H | I | J | K |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1.00 | 31.39 | | | | | | | | | |
| 2 | 31.00 | 31.43 | | | | | | | | | |
| 3 | 61.00 | 31.47 | | | | | | | | | |
| 4 | 91.00 | 31.95 | | | | | | | | | |
| 5 | 121.00 | 32.44 | | | | | | | | | |
| 6 | 151.00 | 32.37 | | | | | | | | | |
| 7 | 181.00 | 32.39 | | | | | | | | | |
| 8 | 211.00 | 32.51 | | | | | | | | | |
| 9 | 241.00 | 32.63 | | | | | | | | | |
| 10 | 271.00 | 32.63 | | | | | | | | | |
| 11 | 301.00 | 32.62 | | | | | | | | | |
| 12 | 331.00 | 32.61 | | | | | | | | | |
| 13 | | | | | | | | | | | |
| 14 | | | | | | | | | | | |
| 15 | | | | | | | | | | | |
| 16 | | | | | | | | | | | |
| 17 | | | | | | | | | | | |

รูปที่ 4.10 การประมาณค่าช่วงเวลา 31 วันเพื่อการวิเคราะห์ข้อมูลในโปรแกรม PAST

## 4.3 การวิเคราะห์ข้อมูล

### 4.3.1 การแยกองค์ประกอบข้อมูลอนุกรมเวลาน้ำบาดาล

เนื่องจากข้อมูลอนุกรมเวลาของน้ำบาดาลอาจจะมีส่วนประกอบต่างๆ เช่น คาบเวลา ฤดูกาล แนวโน้ม (Jose D. Salas,1977) ดังที่แสดงในสมการ 4.1 ซึ่งอาจจะแสดงถึงการใช้น้ำจากกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์ หรือจากการเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศ จึงควรทำการแยกองค์ประกอบน้ำบาดาลก่อนใช้วิเคราะห์ตามขั้นตอนต่อไป

$$X_t = T_t + S_t + I_t \qquad (4.1)$$

เมื่อ $X_t$ คือ ข้อมูลอนุกรมเวลา
$T_t$ คือ ส่วนประกอบจากอิทธิพลของแนวโน้ม (trend)
$S_t$ คือ ส่วนประกอบจากอิทธิพลของคาบเวลา (periodic)
$I_t$ คือ ส่วนประกอบจากปัจจัยผิดปกติหรือปัจจัยแบบสุ่ม (irregular)

เนื่องจากแนวโน้ม (trend) ในอนุกรมเวลามักจะสะท้อนพฤติกรรมระยะยาวของข้อมูลหรือลักษณะอนุกรมเวลาที่มีการเปลี่ยนแปลงอย่างช้าๆ หากจะต้องการทราบพฤติกรรมการใช้น้ำ การสูบน้ำ ซึ่งเป็นพฤติกรรมแบบสุ่มหรือไม่สม่ำเสมอ ดังนั้น ในการวิเคราะห์ต่อมาจึงได้นำระดับน้ำบาดาลขั้นต้น มากำหนดแนวโน้มที่เหมาะสม (Trend curve fitting) ของอนุกรมเวลาโดยใช้เทคนิค เช่น สมการรูปคลื่นไซน์ (sinusoidal) ดังสมการที่ 4.2 หรือ สมการโพลีโนเมียลอันดับต่างๆ (polynomial n-order) ดังสมการที่ 4.3 เพื่อประมาณค่าโค้งที่เหมาะสมและกำหนดรูปแบบให้กับข้อมูลระดับน้ำบาดาล

$$y = A\sin(2\pi ft + X) \qquad (4.2)$$

เมื่อ y คือ ความเข้มของสัญญาณ ณ เวลา t
A คือ ความเข้มสูงสุดของสัญญาณ วัดจากจุดสมดุลถึงยอด (หรือท้อง) คลื่น
f คือ ความถี่ของสัญญาณ (จำนวนของรอบการเปลี่ยนของ pattern ต่อวินาที)
X คือ Phase หรือ ตำแหน่งเชิงมุม ณ จุดเริ่มต้น t=0

$$y = a_o + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 + a_4x^4 + a_nx^n \qquad (4.3)$$

เมื่อ y คือ ตัวแปรตาม
x คือ ตัวแปรอิสระ
$a_i$ คือ สัมประสิทธิ์ที่ทำให้สมการมีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุด ที่ออร์เดอร์ต่างๆ

โดยแนวโน้มที่เหมาะสมของระดับน้ำบาดาลจากสมการรูปคลื่นไซน์จะเรียกว่า “Sinusoidal GW” และแนวโน้มจากสมการโพลีโนเมียลอันดับต่างๆ ให้ชื่อว่า “Polynomial GW” และเมื่อได้แนวโน้มจากสมการดังกล่าวแล้วจึงทำการแยกแนวโน้ม (detrending) เพื่อให้ได้ค่าเศษเหลือสำหรับศึกษาต่อไป

### 4.3.2 หาค่าเศษเหลือของข้อมูล (Residual computation)

การหาค่าผลต่างระหว่างค่าระดับน้ำบาดาลที่ได้จากการปรับรูปแบบโค้งที่เหมาะสมด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal GW) หรือโพลีโนเมียลอันดับต่างๆ (Polynomial GW) ที่ได้จากหัวข้อที่ 4.3.1 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) หรืออาจเรียกว่าการแยกแนวโน้ม (detrending) จะทำให้ได้ค่าเศษเหลือหรือผลต่างของข้อมูลออกมา โดยค่าในคอลัมน์ที่ 4 และคอลัมน์ที่ 6 ของตารางที่ 4.5 จะแสดงค่าเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลตามลำดับ

### 4.3.3 การทดสอบอัตตสัมพันธ์ (Auto correlation)

เพื่อตรวจสอบความสัมพันธ์ของข้อมูลชนิดเดียวกันในลำดับเวลาถัดไปที่ต่อเนื่องกัน ตามที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 3.2.2 สมการที่ 3.1 ทั้งนี้เพื่อดูรูปแบบของข้อมูลและความเป็นอิสระของข้อมูลน้ำฝนหรือน้ำบาดาล เพื่อให้ทราบว่ามีองค์ประกอบ แบบสุ่ม หรือคาบเวลาอยู่ในข้อมูลหรือไม่ ซึ่งผลที่ได้จะสามารถนำมาประกอบการวิเคราะห์ต่อไป โดยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ ซึ่งมีค่าตั้งแต่ 0 ถึง 1 หรือ -1 ซึ่งจะแสดงผลถึงความสัมพันธ์ที่น้อยหรือมากตามลำดับ โดยในการศึกษานี้สามารถใช้โปรแกรม PAST ช่วยวิเคราะห์ด้วยเมนู Time แล้วเลือก Autocorrelation

ตารางที่ 4.5 การหาค่าเศษเหลือหรือค่าระดับน้ำบาดาลที่ผ่านการแยกแนวโน้มออกไปแล้ว

| (1) | (2) | (3) | (4) | (5) | (6) |
|---|---|---|---|---|---|
| Date | Initial GW | sinusoidal 2nd trend | residual = (2) - (3) | polynomial 2nd trend | residual = (2) - (5) |
| **Jun-81** | 29.34 | 29.2397 | 0.100289 | 26.0023 | 3.33774 |
| **Jul-81** | 29.41 | 29.3122 | 0.097833 | 26.0175 | 3.39254 |
| **Aug-81** | 29.41 | 29.3763 | 0.033741 | 26.0324 | 3.37756 |
| **Sep-81** | 29.42 | 29.432 | -0.01199 | 26.0472 | 3.37281 |
| **Oct-81** | 29.34 | 29.4794 | -0.13935 | 26.0617 | 3.27829 |
| **Nov-81** | 29.34 | 29.5184 | -0.17838 | 26.076 | 3.264 |
| **Dec-81** | 29.34 | 29.5491 | -0.2091 | 26.0901 | 3.24993 |
| **Jan-82** | 29.27 | 29.5716 | -0.30156 | 26.1039 | 3.16609 |
| **Feb-82** | 29.25 | 29.5858 | -0.33582 | 26.1175 | 3.13248 |
| **Mar-82** | 29.4 | 29.5919 | -0.19194 | 26.1309 | 3.26909 |
| **Apr-82** | 29.13 | 29.59 | -0.46001 | 26.1441 | 2.98594 |
| **May-82** | 29.39 | 29.5801 | -0.1901 | 26.157 | 3.23301 |
| **Jun-82** | 29.38 | 29.5623 | -0.18233 | 26.1697 | 3.2103 |
| **Jul-82** | 29.36 | 29.5368 | -0.17681 | 26.1822 | 3.17783 |

### 4.3.4 ตรวจสอบคาบการเกิดซ้ำ (return period)

ในขั้นตอนนี้จะพิจารณารูปแบบการเกิดซ้ำโดยวิเคราะห์ด้วยวิธีการวิเคราะห์ความถี่สเปกตรัม (Spectral Analysis Method) ตามที่ได้กล่าวไว้ในทฤษฎีหัวข้อที่ 3.2.5 เพื่อจะจำแนกลักษณะคาบเวลาหรือรอบการเกิดของค่าส่วนเหลือของข้อมูลระดับน้ำบาดาลแต่ละสถานี ที่ได้จากหัวข้อที่ 4.3.2 รวมถึงปริมาณน้ำฝนหรือข้อมูลความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ

สำหรับวิธีการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Analysis) ก็เป็นอีกวิธีการหนึ่งที่สามารถจำแนกรูปแบบของความถี่ให้แสดงในลักษณะของพื้นที่ ซึ่งจะทำให้เห็นลักษณะของความถี่หรือรอบการเกิดของข้อมูลได้ดียิ่งขึ้นโดยทั้งสองวิธีการที่กล่าวมาสามารถใช้โปรแกรม PAST ช่วยวิเคราะห์ด้วยเมนู Time แล้วเลือก Spectral analysis หรือ Wavelet transform ตามลำดับ

### 4.3.5 การทดสอบสหสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร (Cross-correlation)

ในหัวข้อนี้จะเป็นการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างสองตัวแปร ที่มีความสัมพันธ์ต่อกันในแต่ละช่วงเวลาของข้อมูลดังที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 3.2.2 ซึ่งจะสามารถเห็นผลการเหลื่อมของเวลา และระดับ

ความสัมพันธ์ จากค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ เช่น การหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝนหรือระดับน้ำบาดาล และความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับระดับน้ำบาดาล ตัวอย่างเช่น น้ำบาดาลจะใช้เวลาเดินทางจากจุดหนึ่งไปยังจุดหนึ่งค่อนข้างมาก เนื่องจากการไหลซึมของน้ำบาดาลใช้เวลานานเพราะไหลผ่านช่องว่างของเม็ดดินหรือชั้นหินต่างๆ และจะมีความสัมพันธ์กันกันมากที่สุดเมื่อเวลาผ่านไปเป็นระยะเวลาเท่าใด โดยการศึกษานี้สามารถใช้โปรแกรม PAST ช่วยวิเคราะห์ด้วยเมนู Time แล้วเลือกเมนูย่อย Cross correlation

### 4.3.6 การวิเคราะห์ความถดถอยเชิงพหุ (Multiple Linear Regression)

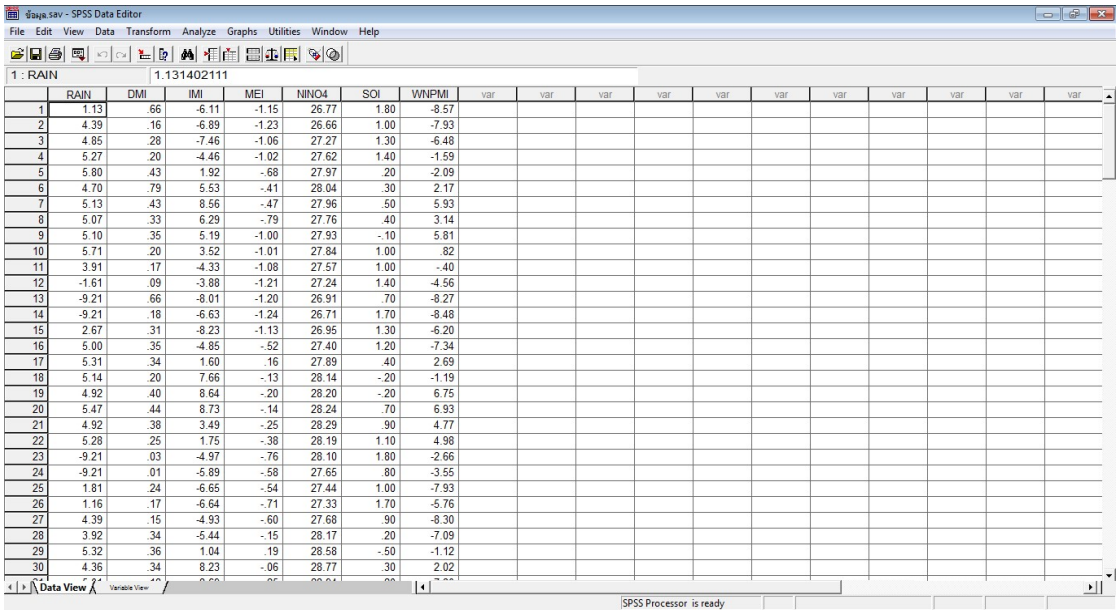
การวิเคราะห์ความถดถอยเชิงพหุเป็นขั้นตอนที่ยุ่งยากและใช้เวลาในการคำนวณมาก ปัจจุบันได้มีการพัฒนาโปรแกรมที่ช่วยในการวิเคราะห์ข้อมูลในทางสถิติหลายโปรแกรม โดยในการศึกษาครั้งนี้ได้เลือกใช้โปรแกรม SPSS เพื่อช่วยในการวิเคราะห์

ในการศึกษานี้จะใช้สมการถดถอยเชิงพหุเพื่อหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝน (ตัวแปรตาม) กับตัวแปรสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ (ตัวแปรอิสระ) ต่างๆ โดยใช้วิธีการเลือกตัวแปรอิสระเข้าสมการด้วยวิธี Stepwise ซึ่งจะมีกระบวนการวิเคราะห์ คือ โปรแกรมจะเลือกตัวแปรอิสระเข้าสมการหากพบว่าไม่มีตัวแปรใดผ่านเกณฑ์ที่ตั้งไว้จะหยุดการดำเนินงาน โดยถือว่าไม่มีตัวแปรอิสระตัวใดมีความสัมพันธ์กับตัวแปรตาม หรือถ้ามีตัวแปรอิสระที่ผ่านเกณฑ์เข้าสมการ ตัวแปรนั้นจะถูกเพิ่มเข้าไปในสมการ มีขั้นตอนดังนี้

1) เริ่มจากการเตรียมข้อมูลปริมาณฝนและดัชนีที่ต้องการวิเคราะห์ ดังรูปที่ 4.11

2) จากนั้นทำการวิเคราะห์ข้อมูล โดยการเลือกคำสั่ง Analyze --> Regression --> Linear ดังแสดงในรูปที่ 4.12 และทำการวิเคราะห์ข้อมูลโดยคำสั่งต่างๆ ดังรูปที่ 4.13

3) โปรแกรมทำการแสดงผลการวิเคราะห์ได้ดังรูปที่ 4.14


ข้อมูล.sav - SPSS Data Editor

File Edit View Data Transform Analyze Graphs Utilities Window Help

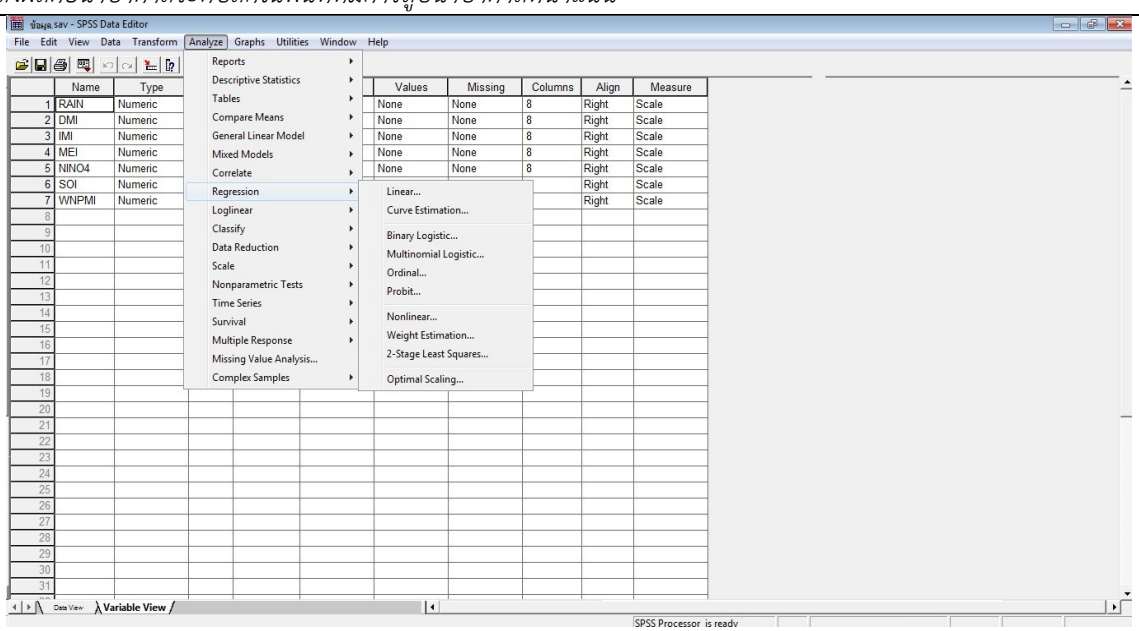
1 : RAIN 1.131402111

| | RAIN | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI | WNPMI | var | var | var | var | var | var | var | var | var | var | var |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1.13 | .66 | -6.11 | -1.15 | 26.77 | 1.80 | -8.57 | | | | | | | | | | | |
| 2 | 4.39 | .16 | -6.89 | -1.23 | 26.66 | 1.00 | -7.93 | | | | | | | | | | | |
| 3 | 4.85 | .28 | -7.46 | -1.06 | 27.27 | 1.30 | -6.48 | | | | | | | | | | | |
| 4 | 5.27 | .20 | -4.46 | -1.02 | 27.62 | 1.40 | -1.59 | | | | | | | | | | | |
| 5 | 5.80 | .43 | 1.92 | -.68 | 27.97 | .20 | -2.09 | | | | | | | | | | | |
| 6 | 4.70 | .79 | 5.53 | -.41 | 28.04 | .30 | 2.17 | | | | | | | | | | | |
| 7 | 5.13 | .43 | 8.56 | -.47 | 27.96 | .50 | 5.93 | | | | | | | | | | | |
| 8 | 5.07 | .33 | 6.29 | -.79 | 27.76 | .40 | 3.14 | | | | | | | | | | | |
| 9 | 5.10 | .35 | 5.19 | -1.00 | 27.93 | -.10 | 5.81 | | | | | | | | | | | |
| 10 | 5.71 | .20 | 3.52 | -1.01 | 27.84 | 1.00 | .82 | | | | | | | | | | | |
| 11 | 3.91 | .17 | -4.33 | -1.08 | 27.57 | 1.00 | -.40 | | | | | | | | | | | |
| 12 | -1.61 | .09 | -3.88 | -1.21 | 27.24 | 1.40 | -4.56 | | | | | | | | | | | |
| 13 | -9.21 | .66 | -8.01 | -1.20 | 26.91 | .70 | -8.27 | | | | | | | | | | | |
| 14 | -9.21 | .18 | -6.63 | -1.24 | 26.71 | 1.70 | -8.48 | | | | | | | | | | | |
| 15 | 2.67 | .31 | -8.23 | -1.13 | 26.95 | 1.30 | -6.20 | | | | | | | | | | | |
| 16 | 5.00 | .35 | -4.85 | -.52 | 27.40 | 1.20 | -7.34 | | | | | | | | | | | |
| 17 | 5.31 | .34 | 1.60 | .16 | 27.89 | .40 | 2.69 | | | | | | | | | | | |
| 18 | 5.14 | .20 | 7.66 | -.13 | 28.14 | -.20 | -1.19 | | | | | | | | | | | |
| 19 | 4.92 | .40 | 8.64 | -.20 | 28.20 | -.20 | 6.75 | | | | | | | | | | | |
| 20 | 5.47 | .44 | 8.73 | -.14 | 28.24 | .70 | 6.93 | | | | | | | | | | | |
| 21 | 4.92 | .38 | 3.49 | -.25 | 28.29 | .90 | 4.77 | | | | | | | | | | | |
| 22 | 5.28 | .25 | 1.75 | -.38 | 28.19 | 1.10 | 4.98 | | | | | | | | | | | |
| 23 | -9.21 | .03 | -4.97 | -.76 | 28.10 | 1.80 | -2.66 | | | | | | | | | | | |
| 24 | -9.21 | .01 | -5.89 | -.58 | 27.65 | .80 | -3.55 | | | | | | | | | | | |
| 25 | 1.81 | .24 | -6.65 | -.54 | 27.44 | 1.00 | -7.93 | | | | | | | | | | | |
| 26 | 1.16 | .17 | -6.64 | -.71 | 27.33 | 1.70 | -5.76 | | | | | | | | | | | |
| 27 | 4.39 | .15 | -4.93 | -.60 | 27.68 | .90 | -8.30 | | | | | | | | | | | |
| 28 | 3.92 | .34 | -5.44 | -.15 | 28.17 | .20 | -7.09 | | | | | | | | | | | |
| 29 | 5.32 | .36 | 1.04 | .19 | 28.58 | -.50 | -1.12 | | | | | | | | | | | |
| 30 | 4.36 | .34 | 8.23 | -.06 | 28.77 | .30 | 2.02 | | | | | | | | | | | |

Data View Variable View

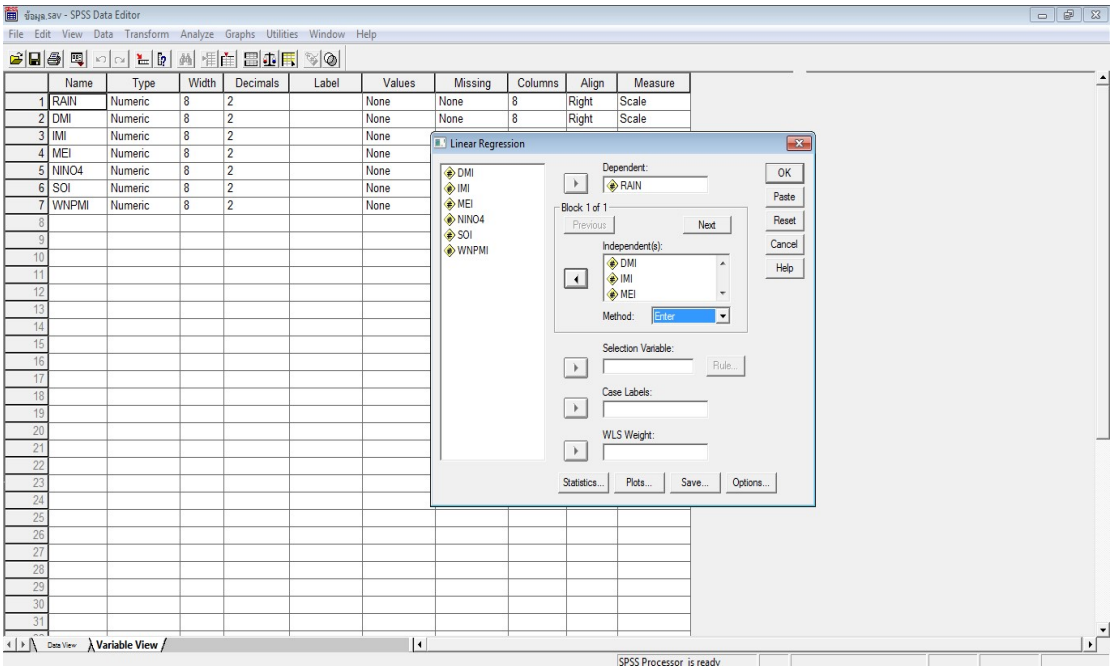
SPSS Processor is ready

รูปที่ 4.11 ตัวอย่างข้อมูลในโปรแกรมสำเร็จรูป SPSS หน้าต่าง Data View




รูปที่ 4.12 ตัวอย่างการเลือกใช้คำสั่ง Linear Regression

จากรูปที่ 4.14 จะสามารถแสดงสมการความถดถอยเชิงพหุคือ Y = 85.480-0.692SOI-2.172NINO4+1.487MEI โดยตัวแปรที่ถูกคัดเลือก คือ SOI, NINO4, MEI และสมการมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ R = 0.423




รูปที่ 4.13 ตัวอย่างการเลือกตัวแปรอิสระและตัวแปรตามของโปรแกรม

***Model Summary***

| Model | R | R Square | Adjusted R Square | Std. Error of the Estimate |
|---|---|---|---|---|
| 1 | .280(a) | .078 | .076 | 2.93525 |
| 2 | .339(b) | .115 | .110 | 2.87980 |
| 3 | .423(c) | .179 | .171 | 2.77875 |

*a Predictors: (Constant), SOI*
*b Predictors: (Constant), SOI, NINO4*
*c Predictors: (Constant), SOI, NINO4, MEI*

***Coefficients(a)***

| Model | | Unstandardized Coefficients | | Standardized Coefficients | t | Sig. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | B | Std. Error | Beta | | |
| 1 | (Constant) | 23.930 | .157 | | 152.079 | .000 |
| | SOI | -.846 | .156 | -.280 | -5.417 | .000 |
| 2 | (Constant) | 56.184 | 8.485 | | 6.621 | .000 |
| | SOI | -1.365 | .205 | -.451 | -6.651 | .000 |
| | NINO4 | -1.130 | .297 | -.258 | -3.802 | .000 |
| 3 | (Constant) | 85.480 | 9.968 | | 8.575 | .000 |
| | SOI | -.692 | .237 | -.229 | -2.918 | .004 |
| | NINO4 | -2.172 | .351 | -.496 | -6.190 | .000 |
| | MEI | 1.487 | .289 | .490 | 5.152 | .000 |

*a Dependent Variable: RAIN*

รูปที่ 4.14 ตัวอย่างผลการวิเคราะห์ข้อมูลโดยโปรแกรมสำเร็จรูป SPSS

## 4.4 ตรวจสอบผลจากการแยกองค์ประกอบน้ำบาดาลด้วยแบบจำลอง MODFLOW

โดยสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ด้วยอาศัยข้อมูลกายภาพทางธรณีวิทยาร่วมกับข้อมูลสภาพแวดล้อมอื่นๆ ของพื้นที่ศึกษาบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง ได้แก่ ข้อมูลชั้นหินอุ้มน้ำ คุณสมบัติทางชลศาสตร์ของชันหินอุ้มน้ำ ระดับน้ำบาดาล ปริมาณการไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาล ข้อมูลสภาพภูมิประเทศ ปริมาณฝน ให้เกิดแนวคิดรวบยอดทางอุทกธรณีของพื้นที่ศึกษาออกมา

แล้วจึงทำการจำลองการไหลของน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาด้วยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (MODFLOW) ซึ่งมีขั้นตอนหลักประมาณ 4 ขั้นตอน คือ เตรียมข้อมูล แปลงข้อมูลและจำลองทางคณิตศาสตร์โดยวิธีการเชิงตัวเลข แสดงผลการจำลองและปรับเทียบค่าคงที่และวิเคราะห์ความอ่อนไหว เพื่อให้สามารถประเมิน ทิศทางการไหล สมดุลน้ำบาดาลและการใช้น้ำบาดาล เพื่อใช้ตรวจสอบข้อมูลระดับน้ำบาดาลที่ได้จากกระบวนการทางสถิติ โดยมีขั้นตอนดังต่อไปนี้

4.4.1 วิเคราะห์ค่าปริมาณฝนที่ได้จากการทำนายด้วยดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ ในช่วงเวลาที่ได้กำหนดไว้ตรวจสอบ

4.4.2 นำปริมาณฝนจากหัวข้อ 4.4.1 ใช้เป็นค่าการเติมน้ำ (Recharge) ให้กับพื้นที่ศึกษาเพื่อนำเข้าแบบจำลอง MODFLOW เพื่อประมวลผลให้ได้ค่าระดับน้ำบาดาล

4.4.3 นำค่าระดับน้ำบาดาลที่ได้จากหัวข้อ 4.4.2 มาเปรียบเทียบกับค่าระดับน้ำบาดาลที่เก็บได้จริงในสนาม

# บทที่ 5
# พฤติกรรมของตัวแปรที่ศึกษา

ในบทนี้เป็นการศึกษาพฤติกรรมของตัวแปรต่างๆ ที่เกี่ยวข้องในการศึกษา เช่น ค่าดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ ปริมาณน้ำฝน ระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา ซึ่งได้ทำการวิเคราะห์ข้อมูล เช่น ค่าสถิติพื้นฐาน รอบการเกิดซ้ำ เป็นต้น โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

## 5.1 การวิเคราะห์ดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์

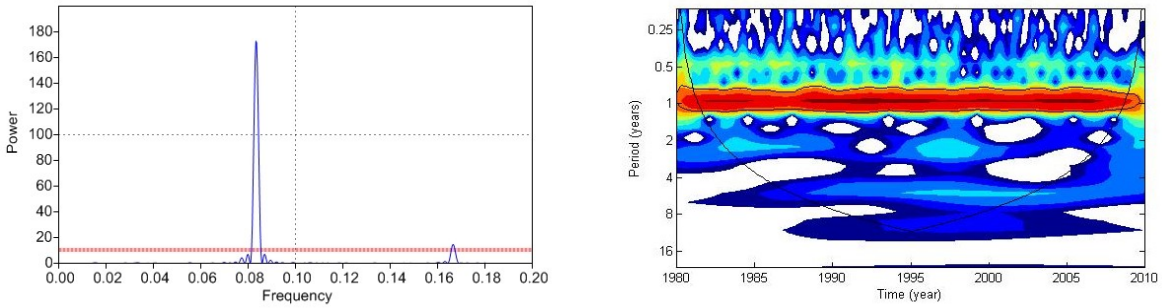
จากข้อมูลปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ที่สำคัญตามที่ได้กล่าวมาแล้วในบทที่ 4 ประกอบด้วย มรสุมฤดูร้อนอาเซียน (Asian summer monsoon) ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ่ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) สามารถวิเคราะห์ผลของแต่ละปรากฏการณ์ตามหัวข้อต่างๆ ต่อไปนี้

### 5.1.1 การตรวจสอบคาบการเกิดซ้ำของมรสุมฤดูร้อนเอเชีย (Asian summer monsoon)

5.1.1.1 ตัวชี้วัด Indian Summer Monsoon Index (IMI)

จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนของดัชนี IMI ด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) จะสามารถแสดงให้เห็นค่าที่มีความถี่สูงอย่างชัดเจน ดังแสดงตามรูปที่ 5.1 (a) พบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) เห็นได้ชัดว่ามีลักษณะหนึ่งลูกคลื่นใหญ่คาบเวลามากและอีกหนึ่งลูกคลื่นที่เล็กกว่าที่มีคาบเวลาน้อย ซึ่งสามารถกล่าวได้ว่ามีรอบที่ชัดเจนอยู่ที่ประมาณ 1/0.083 = 12 เดือน ที่ชัดเจนเป็นอันดับรองลงมาคือประมาณ 1/0.165 = 6 เดือน ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.1 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) กราฟในแกนนอนจะพล็อตค่าของเวลาเป็นปีและแกนตั้งเป็นรอบการเกิดซ้ำ ซึ่งพบว่า คาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดคือประมาณ 1 ปี และคาบการเกิดที่เห็นชัดรองลงมาคือประมาณ 6 เดือน ซึ่งผลของคาบการเกิดนี้ก็จะมีลักษณะสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปคตรัลในรูปที่ 5.1 (a)

*(a)* Spectral analysis *(b)* Wavelet transform

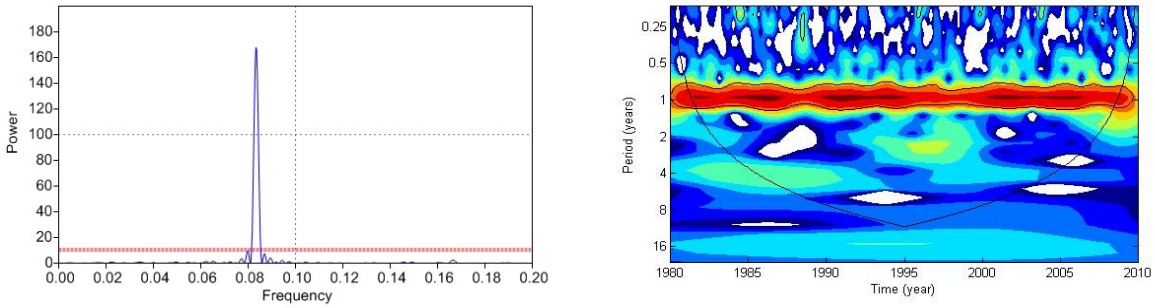



รูปที่ 5.1 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี IMI

5.1.1.2 ตัวชี้วัด Western North Pacific Monsoon Index (WNPMI)

จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) จะสามารถแสดงให้เห็นค่าที่มีความถี่สูงอย่างชัดเจน ดังแสดงตามรูปที่ 5.2 (a) จะพบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) จะเห็นชัดว่ามีลักษณะหนึ่งลูกคลื่น สามารถอ่านได้ว่ามีรอบที่ชัดเจนอยู่ที่ประมาณ 1/0.083 = 12 เดือน ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.2 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) กราฟในแกนนอนจะพล็อตค่าของเวลาเป็นปีและแกนตั้งเป็นรอบการเกิด ซึ่งพบว่า คาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดคือประมาณ 1 ปี ซึ่งผลของคาบการเกิดนี้ก็จะมีลักษณะสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปคตรัลในรูปที่ 5.2 (a)

*(a)* Spectral analysis *(b)* Wavelet transform




รูปที่ 5.2 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี WNPMI

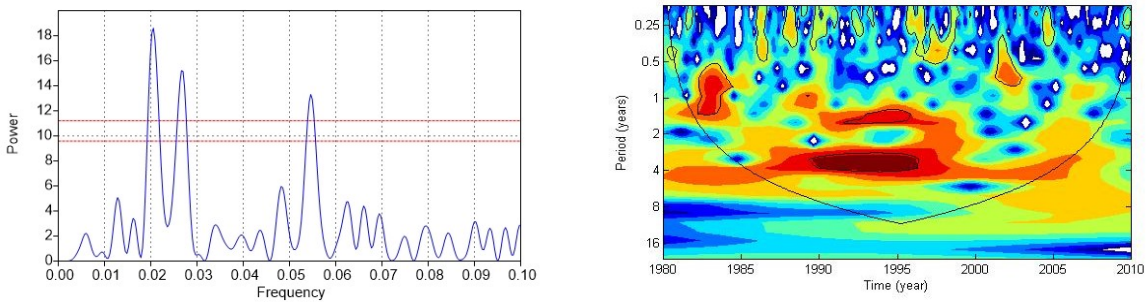
### 5.1.2 ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD)

5.1.2.1 ตัวชี้วัด Dipole Mode Index *(DMI)*

ในการศึกษานี้ใช้ฐานข้อมูลรายเดือนของ Dipole Mode Index (DMI) ตั้งแต่ปี 1980 – 2010 จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) จะสามารถแสดงให้เห็น

ค่าที่มีความถี่สูงได้ ดังแสดงตามรูปที่ 5.3 (a) จะพบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) จะเห็นชัดว่ามีลักษณะหนึ่งลูกคลื่นที่สูงและอีกสองลูกคลื่นที่ต่ำกว่าแตกต่างกันลงมา สามารถกล่าวได้ว่ามีรอบที่ชัดเจนอยู่ที่ประมาณ 1/0.018 = 50 เดือน หรือ 4.16 ปี ส่วนที่เด่นชัดเป็นอันดับรองลงมาคือประมาณ 1/0.027 = 37 เดือน หรือ 3 ปี และในลำดับที่สามมีค่าประมาณ 1/0.054 = 18.5 เดือน หรือประมาณ 1.54 ปี ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.3 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) กราฟในแกนนอนจะพล็อตค่าของเวลาเป็นปีและแกนตั้งเป็นรอบการเกิดซ้ำ ซึ่งพบว่า คาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดค่าแรกคือ ประมาณ 4 ปี และอยู่ในช่วงปี 1990 – 1996 และคาบการเกิดที่เห็นชัดรองลงมาคือ ประมาณ 2-3 ปี และเกิดในช่วงปี 1996 – 1999 ประมาณ 1.5 ปี ในช่วงปี 1983 – 1985 ซึ่งผลของคาบการเกิดนี้ก็จะมีลักษณะสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปคตรัลในรูปที่ 5.3 (a)

*(a)* Spectral analysis *(b)* Wavelet transform



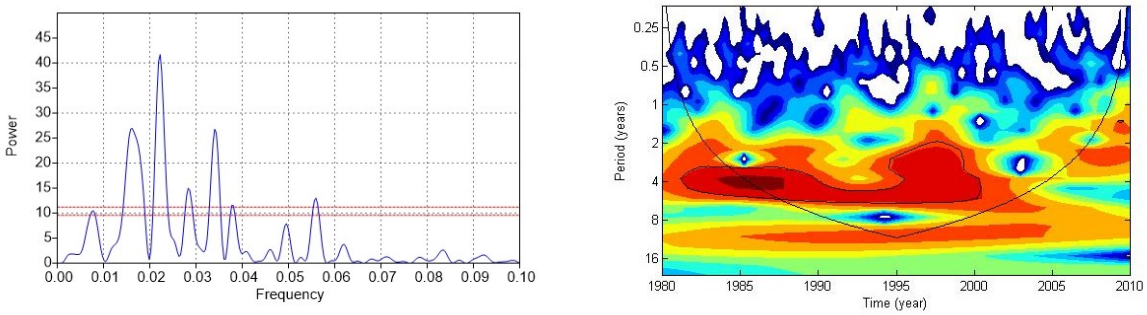

รูปที่ 5.3 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี DMI

### 5.1.3 ปรากฏการณ์เอนโซ่ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO)

5.1.3.1 ตัวชี้วัด Multivariate ENSO Index *(MEI)*

ในการศึกษานี้ใช้ฐานข้อมูลรายเดือนของ MEI ตั้งแต่ปี 1980 – 2010 จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) จะสามารถแสดงให้เห็นค่าที่มีความถี่สูงได้ ประมาณ 4 ค่า ดังแสดงตามรูปที่ 5.4 (a) จะพบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) มีแอมปลิจูดสูงที่สุดอยู่ที่ประมาณ 1/0.021 = 47 เดือน หรือ 3.9 ปี ส่วนที่เด่นชัดเป็นอันดับรองลงมาเป็นอันดับสองคือประมาณ 1/0.016 = 62.5 เดือน หรือ 5.2 ปี และอันดับสามคือประมาณ 1/0.034 = 29.41 เดือน หรือ 2.4 ปี ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.4 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) กราฟในแกนนอนจะพล็อตค่าของช่วงเวลาเป็นปีและแกนตั้งเป็นคาบการเกิด โดยคาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดคือรอบ 2 -5 ปี โดยจะเห็นรอบการเกิดที่มีความถี่สูงสุดอยู่ที่ 4 ปี ในช่วงปี 1984 – 1988 ซึ่งผลของคาบการเกิดนี้ก็จะมีลักษณะสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปคตรัลในรูปที่ 5.4 (a)

*(a)* Spectral analysis *(b)* Wavelet transform

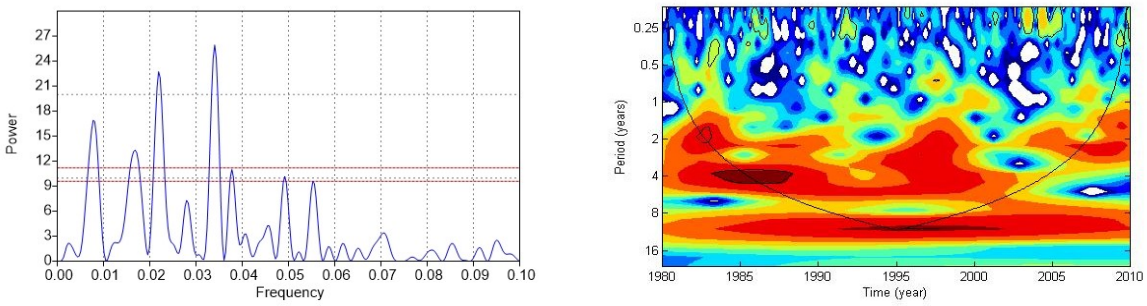



รูปที่ 5.4 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี MEI

5.1.3.2 ตัวชี้วัด The Southern Oscillation Index *(SOI)*

ในการศึกษานี้ใช้ฐานข้อมูลรายเดือนของ SOI ตั้งแต่ปี 1980 – 2010 จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) จะสามารถแสดงให้เห็นค่าที่มีความถี่สูงได้ ดังแสดงตามรูปที่ 5.5 (a) จะพบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) จะเห็นว่ามีลักษณะคลื่นที่มีแอมปลิจูดสูงประมาณ 3 ค่า โดยค่าที่สูงที่สุดอยู่ที่ประมาณ 1/0.034 = 29.4 เดือน หรือ 2.4 ปี ส่วนแอมปลิจูดที่เด่นเป็นอันดับรองลงมาเป็นอันดับสองคือประมาณ 1/0.021 = 47.61 เดือน หรือ 3.96 ปี ที่เด่นชัดเป็นอันดับสามคือประมาณ 1/0.007 = 142.8 เดือน หรือ 11.9 ปี ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.5 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) กราฟในแกนนอนจะพล็อตค่าของเวลาเป็นปีและแกนตั้งเป็นรอบการเกิด ซึ่งพบว่า รอบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดคือประมาณ 2 ปี และคาบการเกิดที่เห็นชัดรองลงมาคือประมาณ 12 ปี และประมาณ 4 ปี ตามลำดับซึ่งผลจะมีลักษณะสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปคตรัลในรูปที่ 5.5 (a)

*(a)* Spectral analysis *(b)* Wavelet transform

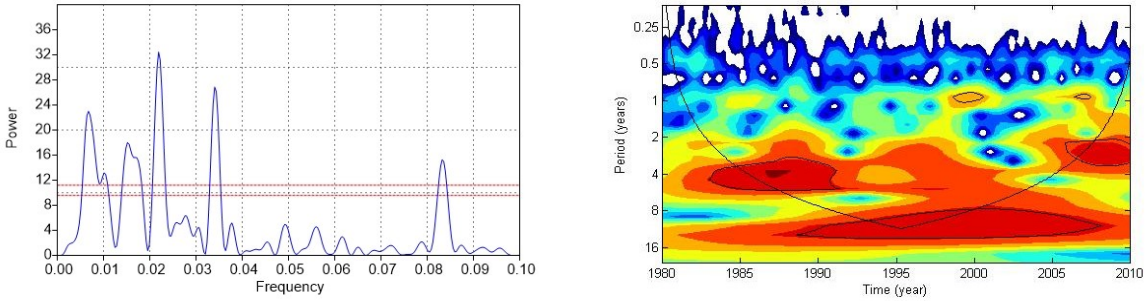



รูปที่ 5.5 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี SOI

5.1.3.3 ตัวชี้วัด Sea Surface Temperature (SST) Nino4

ค่าผิดสภาพอุณหภูมิผิวหน้าน้ำทะเลบริเวณกลางมหาสมุทรแปซิฟิก Nino4 ตั้งแต่ปี 1980 – 2010 จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) จะสามารถแสดงให้เห็นค่าที่มีความถี่สูงได้ดังแสดงตามรูปที่ 5.6 (a) พบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) จะเห็นว่าลักษณะคลื่นที่มีแอมปลิจูดสูง3 ค่าแรก อยู่ที่ประมาณ 1/0.022 = 45.45 เดือน หรือ 3.78 ปี ส่วนที่เด่นชัดเป็นอันดับรองลงมาเป็นอันดับสองคือประมาณ 1/0.034 = 29.41 เดือน หรือ 2.45 ปี ที่เด่นชัดเป็นอันดับสามคือประมาณ 1/0.0067 = 149.25 เดือน หรือ 12.4 ปี ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.6 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) พบว่า คาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดคือประมาณ 2.5 ปี ในช่วงปี 2006 – 2008 และคาบ 4 ปีในช่วง 1985 - 1990 และคาบ 12 ปี ในช่วง 1993 – 1998 ซึ่งผลของคาบการเกิดนี้ก็จะมีลักษณะสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปคตรัลในรูปที่ 5.6 (a)

*(a)* Spectral analysis *(b)* Wavelet transform




รูปที่ 5.6 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกเสปกตรัม (Spectral analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี Nino4

จากการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ ของตัวแปรที่ได้กล่าวมาแล้ว สามารถสรุปค่าของรอบการเกิดซ้ำได้ตามตารางที่ 5.1 โดยจะเห็นว่ารอบการเกิดของมรสุมฤดูร้อนอาเซียน คือค่า ดัชนี IMI และ WNPMI มีความคล้ายคลึงกันอยู่ที่ประมาณ 1 ปี สำหรับปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพลดัชนี คือค่าดัชนี DMI จะมีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2 - 4 ปี และปรากฏการณ์เอนโซ่ คือ ดัชนี MEI จะมีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2.5 - 5 ปี ดัชนี SOI จะมีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2.5 – 4 และ 12 ปี สำหรับดัชนี NINO4 จะมีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2.5 – 4 และ 12 ปี ซึ่งจะเห็นรอบเวลาระหว่างปี (Interannual) และรอบระหว่างทศวรรษ (Multidecadal)

ตารางที่ 5.1 สรุปค่าพฤติกรรมรอบการเกิดที่มีความถี่สูงสุดสามลำดับแรกของดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ที่ศึกษา

| ดัชนี | รอบการเกิดที่มีความถี่สูงสุด 3 ลำดับแรก (ปี) | | |
|---|---|---|---|
| | ลำดับที่ 1 | ลำดับที่ 2 | ลำดับที่ 3 |
| IMI | 1 | 0.5 | - |
| WNPMI | 1 | - | - |
| DMI | 4.16 | 2.97 | 1.54 |
| MEI | 3.79 | 5.2 | 2.45 |
| SOI | 2.45 | 3.96 | 11.6 |
| NINO4 | 3.78 | 2.45 | 12.43 |

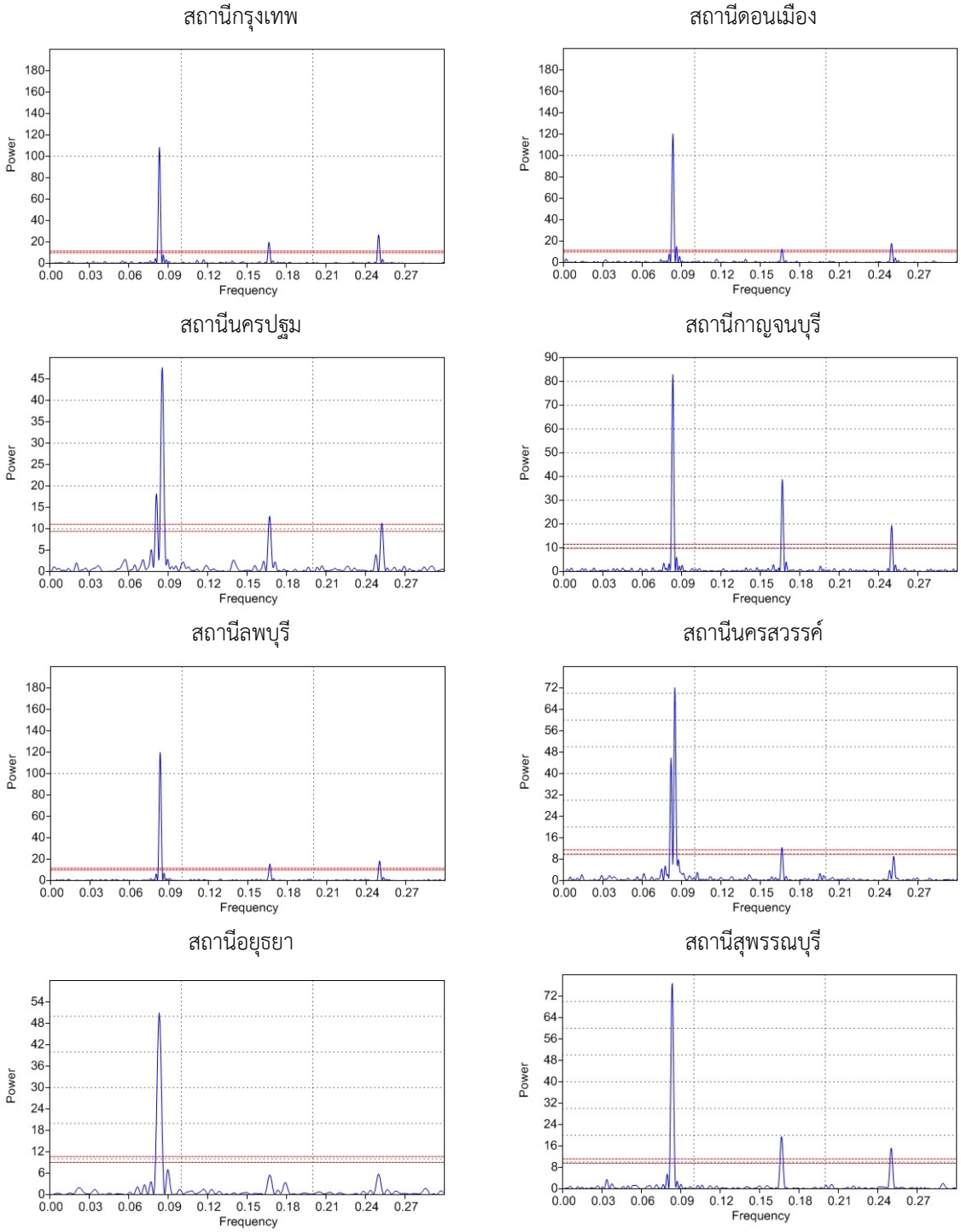
## 5.2 การวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณน้ำฝน

ได้ทำการรวบรวมข้อมูลปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนจากกรมอุตุนิยมวิทยาของสถานีในภาคกลางที่อยู่ในบริเวณพื้นที่ศึกษาประมาณ 15 สถานี เช่น สถานีกรุงเทพมหานคร สถานีดอนเมือง สถานีฉะเชิงเทรา สถานีนครปฐม สถานีพระนครศรีอยุธยา สถานีกำแพงเพชร สถานีอู่ทอง สถานีนครสวรรค์ สถานีตากฟ้า นครสวรรค์ และสถานีกาญจนบุรี โดยมีการเก็บข้อมูลนานที่สุดตั้งแต่ปี 1951 ถึง ปัจจุบัน โดยแต่ละสถานีจะมีช่วงเวลาในการเก็บข้อมูลแตกต่างกันไป จึงได้พิจารณาศึกษาในช่วงเวลาที่ทุกสถานีวัดน้ำฝนมีข้อมูลสมบูรณ์ที่สุดและให้การวิเคราะห์เป็นไปในแนวทางเดียวกัน จึงได้เลือกใช้ข้อมูลช่วงเวลาตั้งแต่ปี 1980 – 2010 โดยที่ค่าสถิติพรรณาเบื้องต้นของข้อมูลฝนที่ได้จากการวิเคราะห์มีค่าดังแสดงในตารางที่ 5.2 ดังนี้

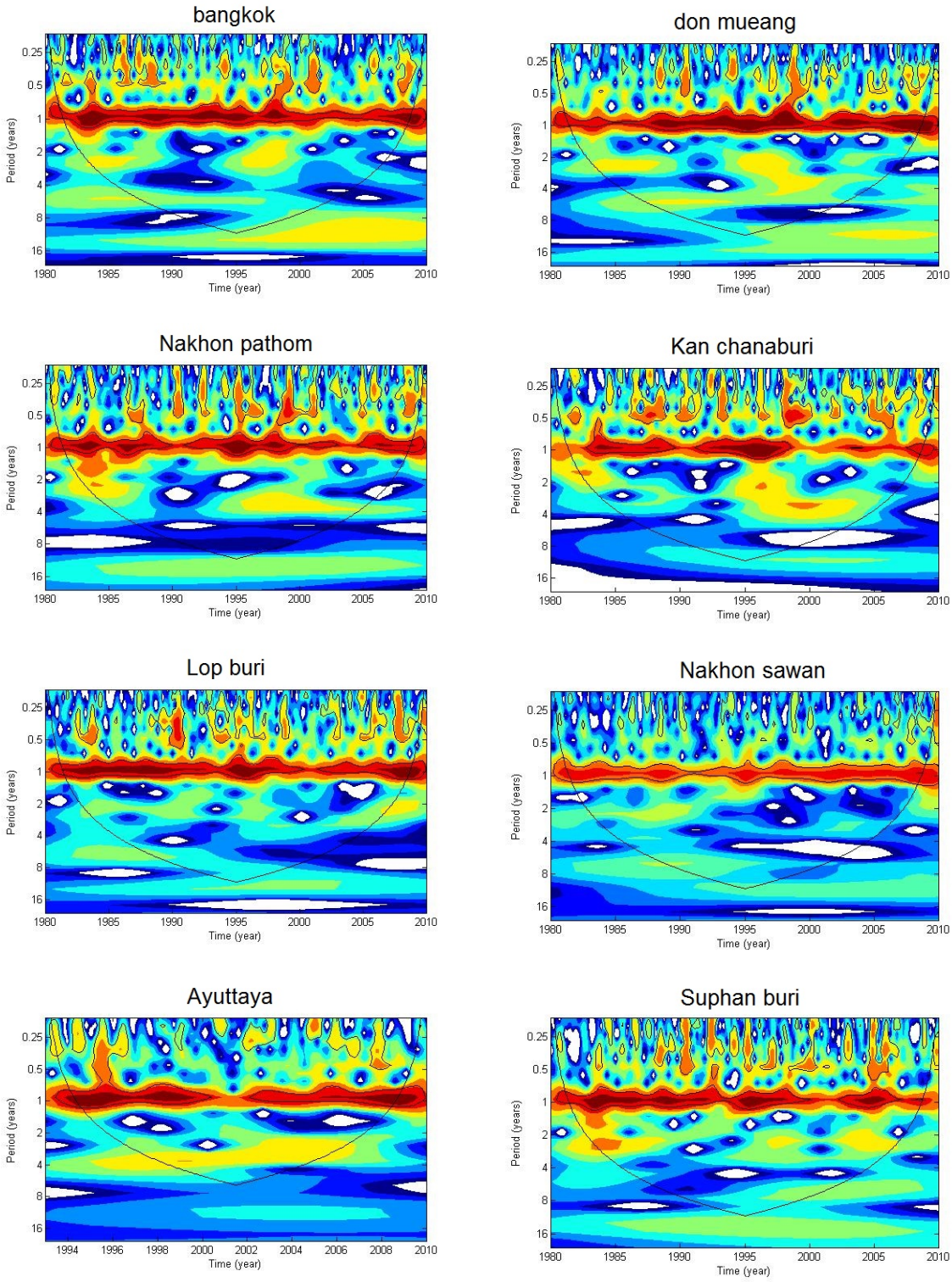
ตารางที่ 5.2 ค่าสถิติพื้นฐานของปริมาณน้ำฝนรายเดือนในพื้นที่ศึกษา

| สถานี | mean | SD | variance | kurtosis | skewness | max |
|---|---|---|---|---|---|---|
| ชัยนาท | 84.57 | 92.49 | 8531.85 | 1.51 | 1.28 | 462.3 |
| สุพรรณบุรี | 81.35 | 90.12 | 8100.91 | 2.87 | 1.52 | 502.2 |
| อยุธยา | 90.33 | 94.86 | 8957.98 | 0.85 | 1.12 | 463.4 |
| ปทุมธานี | 117.18 | 108.11 | 11612.57 | 1.36 | 1.06 | 535.6 |
| นครปฐม | 84.05 | 92.68 | 8567.52 | 1.62 | 1.34 | 479 |
| กทม | 137.61 | 135.36 | 18275.4 | -0.09 | 0.85 | 586.3 |
| นครสวรรค์ | 95.70 | 96.08 | 9206.94 | 1.08 | 1.00 | 588 |
| ดอนเมือง | 114.42 | 111.84 | 12507.51 | 0.00 | 0.84 | 533.40 |
| ลพบุรี | 93.81 | 94.28 | 8865.41 | 0.89 | 1.03 | 470.2 |
| กาญจนบุรี | 88.02 | 92.11 | 8461.91 | 1.27 | 1.22 | 469.7 |
| ฉะเชิงเทรา | 111.15 | 96.84 | 9379.52 | 0.60 | 0.88 | 490.3 |
| ราชบุรี | 97.34 | 103.26 | 10662.53 | 0.42 | 1.05 | 441.50 |
| อู่ทอง | 85.90 | 94.74 | 8974.72 | 2.64 | 1.52 | 526.10 |
| ตากฟ้า | 99.07 | 97.91 | 9586.47 | 0.57 | 0.98 | 470.00 |
| กำแพงเพชร | 109.02 | 108.92 | 11862.83 | 0.49 | 0.99 | 551.7 |

จากตารางที่ 5.2 พบว่าค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนรายเดือนในช่วงเวลาที่ศึกษาสูงสุดจะอยู่ที่ 137.61 ม.ม. ที่สถานีกรุงเทพมหานครและมีการกระจายตัวสูงสุดที่ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานเท่ากับ 135.36 ม.ม. ด้วย ในขณะที่ข้อมูลมีการแจงแจงที่มียอดสูงสุด (kurtosis) ที่สถานีจังหวัดสุพรรณบุรี โดยที่ทุกสถานีมีค่าความเบ้ (skewness) เป็นบวก




รูปที่ 5.7 แสดงการวิเคราะห์ความถี่ด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของปริมาณฝนรายเดือนสถานีที่คัดเลือก




รูปที่ 5.8 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของปริมาณฝนรายเดือนที่สถานีที่คัดเลือก

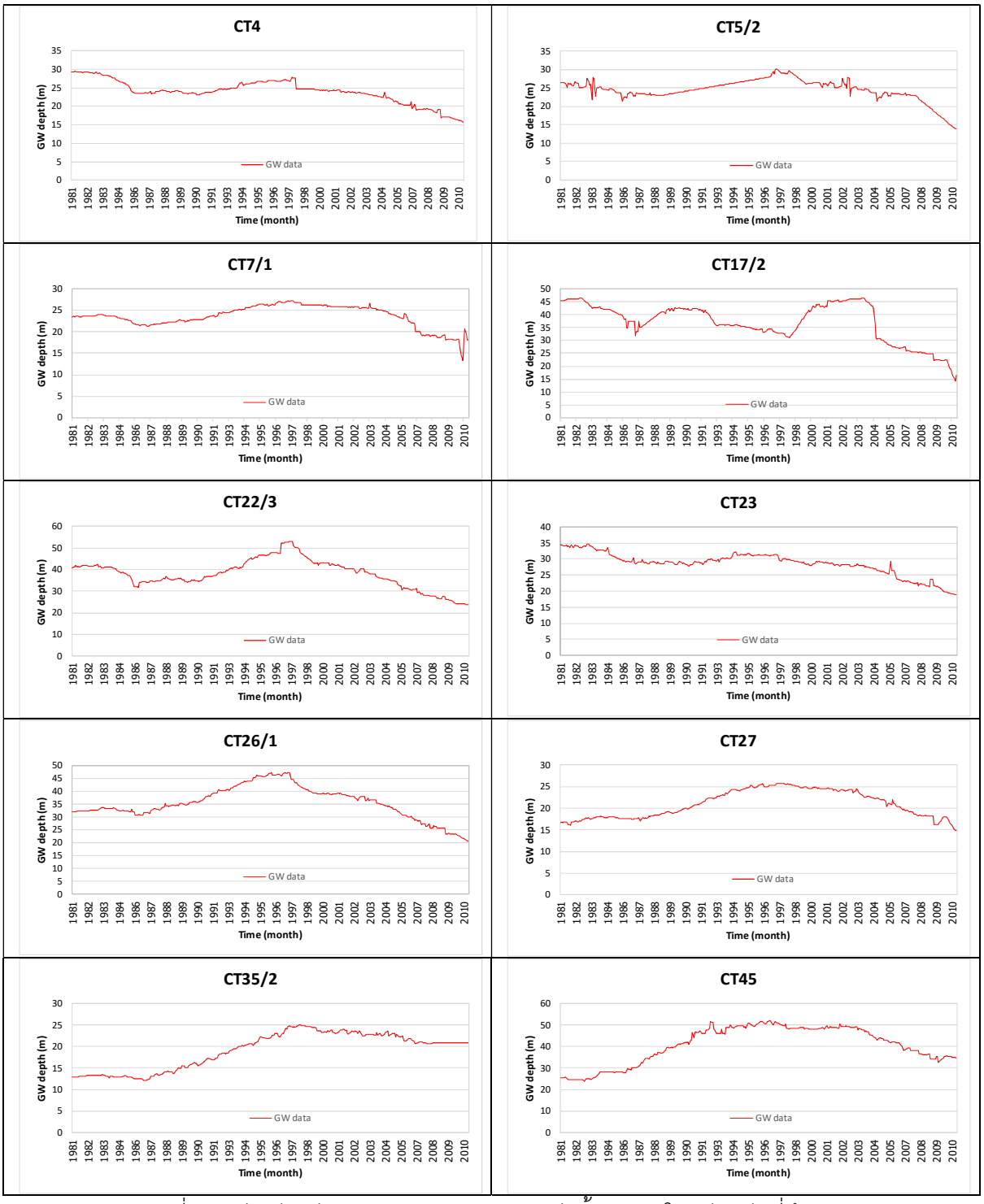
จากรูปที่ 5.8 แสดงพฤติกรรมด้านคาบการเกิดซ้ำของปริมาณฝนในสถานีที่คัดเลือก จากข้อมูลปริมาณฝนรายเดือน ด้วยการแปลงเวฟเล็ต ซึ่งพบว่า คาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดที่สุดคือประมาณ 1 ปี และคาบการเกิดที่เห็นชัดรองลงมาคือประมาณ 0.5 ปีหรือ 6 เดือนและสุดท้ายคือประมาณ 3 – 4 เดือน ทั้งนี้ปริมาณฝนมีพฤติกรรมเป็นรายฤดูกาลคล้ายคลึงกันเกือบทุกๆ จังหวัดที่พิจารณา

โดยผลของคาบการเกิดจากรูป 5.8 จะมีลักษณะสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปคตรัลในรูปที่ 5.7 แต่การแสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) จะสามารถมองเห็นช่วงเวลาของคาบการเกิดซ้ำที่มีกำลังน้อยๆ ได้ตัวอย่าง เช่น ที่สถานีพระนครศรีอยุธยา จะมีกำลังของคาบการเกิด 1 ปี น้อยในช่วงปี ค.ศ. 2001 – 2002 ซึ่งน้อยกว่าช่วงปีอื่นๆ ที่ได้ทำการพิจารณา

## 5.3 การวิเคราะห์ข้อมูลระดับน้ำบาดาล

จากการรวบรวมข้อมูลระดับน้ำบาดาลรายเดือนของบ่อสังเกตการณ์จากกรมทรัพยากรน้ำบาดาลในบริเวณแอ่งน้ำบาดาลเจ้าพระยาตอนล่างครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 17 จังหวัด มีบ่อสังเกตการณ์ทั้งสิ้นประมาณ 464 บ่อ โดยแต่ละสถานีจะมีช่วงเวลาในการเก็บข้อมูลแตกต่างกันไป บางบ่อมีช่วงเวลาการเก็บข้อมูลนานที่สุดตั้งแต่ปี ค.ศ. 1978 ถึง ปัจจุบัน โดยช่วงเวลาการบันทึกข้อมูลระดับน้ำบาดาลและในบริเวณกรุงเทพและปริมณฑลจะยาวนานมากกว่าบ่อสังเกตการณ์ในพื้นที่ส่วนอื่นของแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง ที่ส่วนใหญ่จะมีการบันทึกข้อมูลเริ่มต้นตั้งแต่ปี ค.ศ. 2004 ถึงปัจจุบัน

โดยการติดตามการเปลี่ยนแปลงขึ้นลงของระดับน้ำบาดาลเป็นระยะเวลาต่อเนื่องกันนานๆ จะสามารถทำให้เราศึกษาปริมาณน้ำบาดาลได้อย่างมีประสิทธิภาพ ซึ่งระดับน้ำที่ได้มีการสำรวจนั้นเป็นค่ารายเดือนและบางเดือนไม่มีการสำรวจทำให้ข้อมูลระดับน้ำไม่ต่อเนื่องกันทุกเดือน ในขั้นต้นจึงต้องทำการเติมข้อมูลที่ขาดหายเพื่อให้อนุกรมเวลาของข้อมูลระดับน้ำบาลดาลมีความต่อเนื่องสมบูรณ์ ด้วยวิธีการประมาณค่าในช่วงแบบเชิงเส้นก่อน จากนั้นจึงได้พิจารณาคัดเลือกสถานีที่มีข้อมูลระดับน้ำบาดาลต่อเนื่องยาวนานที่สุดและมีช่วงเวลาการจดบันทึกที่ช่วงเวลาเดียวกัน คือ ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1981 ถึง ปี ค.ศ. 2010 รวมระยะเวลาประมาณ 30 ปี ได้ทั้งหมด 14 สถานีมาทำการวิเคราะห์ ซึ่งค่าระดับน้ำบาดาลของแต่ละบ่อแสดงดังรูปที่ 5.10 โดยที่แต่ละบ่อมีค่าทางสถิติพื้นฐานแสดงดังตารางที่ 5.3




รูปที่ 5.9 ตัวอย่างลักษณะอนุกรมเวลาของระดับน้ำบาดาลในแต่ละบ่อที่ศึกษา

ตารางที่ 5.3 ค่าสถิติพรรณาของระดับน้ำบาดาลในสถานีที่ศึกษา

| | mean | S.D. | variance | kurtosis | skewness | range |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **CT4** | 23.56 | 3.66 | 13.33 | 0.18 | -0.77 | 15.22 |
| **CT5-2** | 23.83 | 3.90 | 15.16 | 2.24 | -1.52 | 18.95 |
| **CT7-1** | 24.46 | 2.69 | 7.20 | 0.59 | -0.48 | 13.77 |
| **CT17-2** | 36.08 | 8.23 | 67.48 | -0.58 | -0.69 | 32.08 |
| **CT22-3** | 37.28 | 7.24 | 52.29 | -0.39 | -0.22 | 31.22 |
| **CT23** | 27.97 | 4.19 | 17.51 | 0.32 | -0.96 | 17.60 |
| **CT26-1** | 34.68 | 7.03 | 49.32 | -0.33 | -0.33 | 28.39 |
| **CT27** | 20.63 | 3.42 | 11.67 | -1.28 | -0.06 | 12.19 |
| **CT30-1** | 18.11 | 4.54 | 20.54 | -1.48 | 0.27 | 17.72 |
| **CT31-2** | 7.48 | 3.06 | 9.34 | 7.16 | 2.45 | 17.27 |
| **CT33-2** | 47.69 | 11.42 | 130.06 | -0.42 | -0.18 | 46.51 |
| **CT35-2** | 19.17 | 4.15 | 17.18 | -1.33 | -0.43 | 13.00 |
| **CT45** | 40.45 | 8.60 | 73.73 | -1.17 | -0.42 | 28.19 |
| **CT48-2** | 28.93 | 11.72 | 137.01 | -1.57 | -0.04 | 35.38 |

จากข้อมูลน้ำบาดาลที่มีการเก็บข้อมูลยาวนานที่สุด ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 - ค.ศ. 2010 ในตารางที่ 5.3 จะพบว่าระดับน้ำมีความแปรผันมากที่สุด ที่สถานี CT48-2 ระดับน้ำที่สถานี CT23 มีความแปรผันน้อยที่สุด โดยที่ค่าเฉลี่ยของน้ำบาดาลที่วัดจากปากบ่อสูงสุดอยู่ที่ 47.69 ม. ที่สถานี CT33-2 และโดยภาพรวมข้อมูลระดับน้ำบาดาลจะมีความแจกแจงที่ค่อนข้างป้าน (negative kurtosis) และเบ้ซ้าย (negative skewness)

5.3.1 การแยกองค์ประกอบข้อมูลน้ำบาดาล (Detrending)

เนื่องจากข้อมูลอนุกรมเวลาของระดับน้ำบาดาลนั้นอาจจะประกอบด้วยองค์ประกอบต่างๆ เช่น แนวโน้ม *(*Trend*)* ซึ่งอาจจะแสดงถึงการใช้น้ำจากกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์ หรือคาบเวลา (Cycle) ที่ได้รับอิทธิพลมาจากการเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศ ดังนั้นจึงควรทำการแยกองค์ประกอบน้ำบาดาล เพื่อแยกส่วนประกอบต่างๆ ที่เกิดจากปัจจัยอื่นออกไป เพื่อให้สามารถวิเคราะห์พฤติกรรมระดับน้ำบาดาลได้ชัดเจนมากยิ่งขึ้น

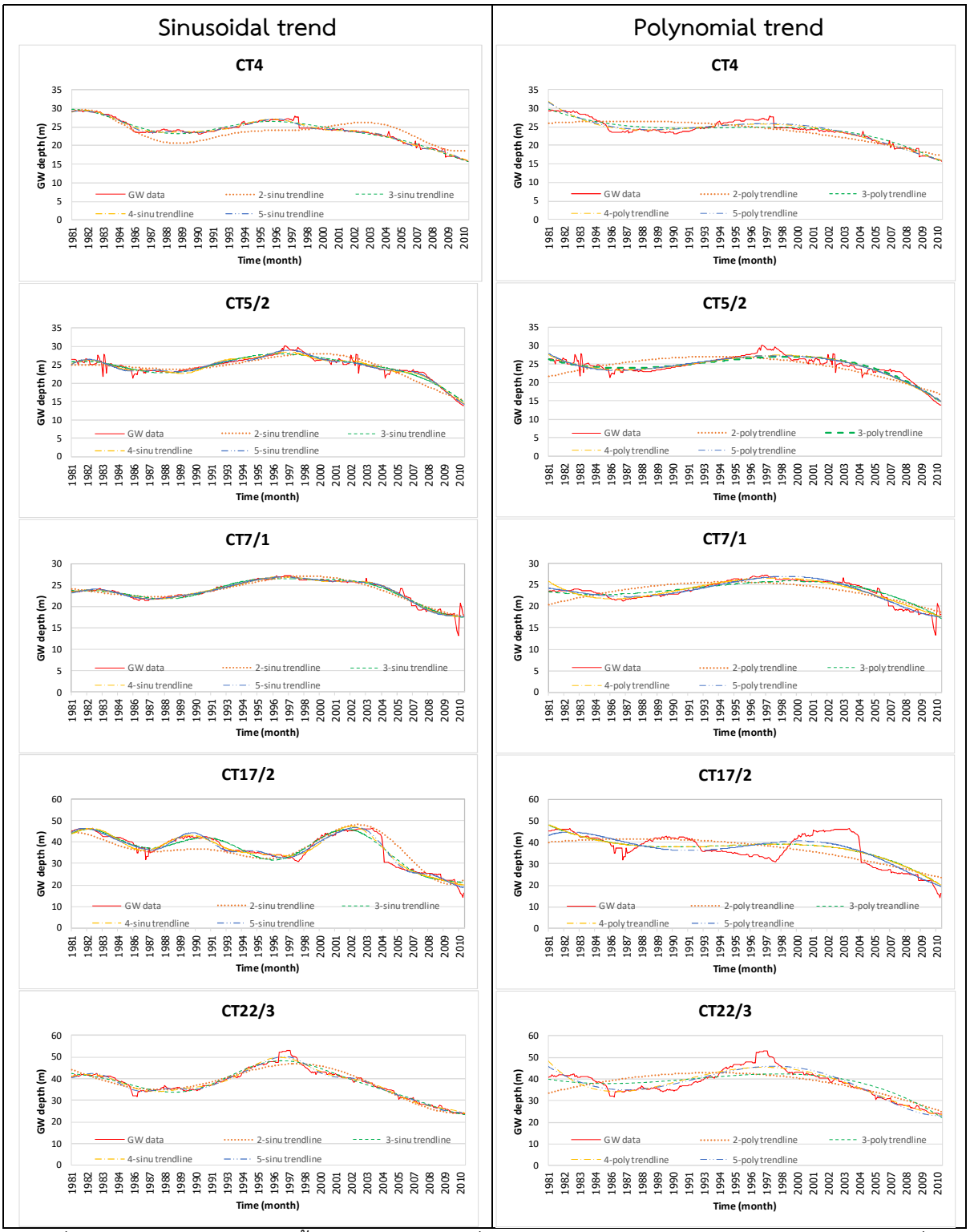
โดยนำข้อมูลน้ำบาดาลที่ผ่านการเติมข้อมูลที่ขาดหายด้วยการประมาณค่าแบบเชิงเส้นดังที่กล่าวมาแล้วนั้น มาทำการหาแนวโน้มที่เหมาะสม (Trend curve fitting) ให้อนุกรมเวลาน้ำบาดาลอีกครั้งหนึ่งด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียลที่อันดับต่างๆ (polynomial n-order) เพื่อเป็นการกำหนดให้อนุกรมเวลาของระดับน้ำบาดาลมีรูปแบบที่ชัดเจน โดยในที่นี้จะใช้สมการรูปคลื่นไซน์อันดับ 2 – 5 และสมการโพลีโนเมียลอันดับ 2 – 5 เพื่อนำไปทำการวิเคราะห์แยกองค์ประกอบ (แยกแนวโน้ม) ในขั้นตอนต่อไป

การวิเคราะห์ได้คัดเลือกข้อมูลน้ำบาดาลจากบ่อสังเกตการณ์ในพื้นที่ศึกษาที่ข้อมูลต่อเนื่องยาวนานที่สุดประมาณ 14 สถานี มาวิเคราะห์การแยกแนวโน้มที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลอันดับต่างๆ ออกจากชุดข้อมูลอนุกรมเวลาที่ประมาณค่าแบบเชิงเส้น จะทำให้ได้ค่าเศษเหลือหรืออาจเรียกว่าผลต่างของข้อมูล (Residual computation) ดังที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 4.3.1 และ 4.3.2 ในบทที่ 4 และจากการวิเคราะห์ข้อมูลของบ่อสังเกตการณ์ CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ ห้วยขวาง กรุงเทพฯ สามารถแสดงผลได้ดังตารางที่ 5.4 ดังนี้

ตารางที่ 5.4 การประมาณค่าแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียลและสมการรูปคลื่นไซน์ที่อันดับต่างๆ ของสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ ห้วยขวาง กรุงเทพฯ

| เวลา | GW | Polynomial order | | | | | | | | Sinusoidal order | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | (m) | 2 | Res | 3 | Res | 4 | Res | 5 | Res | 2 | Res | 3 | Res | 4 | Res | 5 | Res |
| มิ.ย.-24 | 29.34 | 26.00 | 3.34 | 29.71 | -0.37 | 31.88 | -2.54 | 31.88 | -2.54 | 29.24 | 0.10 | 29.71 | -0.37 | 29.01 | 0.33 | 29.24 | 0.10 |
| ก.ค.-24 | 29.41 | 26.02 | 3.39 | 29.61 | -0.20 | 31.66 | -2.25 | 31.66 | -2.25 | 29.31 | 0.10 | 29.71 | -0.30 | 29.09 | 0.32 | 29.29 | 0.13 |
| ส.ค.-24 | 29.41 | 26.03 | 3.38 | 29.51 | -0.10 | 31.45 | -2.04 | 31.45 | -2.04 | 29.38 | 0.03 | 29.69 | -0.28 | 29.16 | 0.25 | 29.32 | 0.09 |
| ก.ย.-24 | 29.42 | 26.05 | 3.37 | 29.41 | 0.01 | 31.24 | -1.82 | 31.24 | -1.82 | 29.43 | -0.01 | 29.68 | -0.26 | 29.23 | 0.19 | 29.35 | 0.07 |
| ต.ค.-24 | 29.34 | 26.06 | 3.28 | 29.31 | 0.03 | 31.03 | -1.69 | 31.03 | -1.69 | 29.48 | -0.14 | 29.66 | -0.32 | 29.29 | 0.05 | 29.38 | -0.04 |
| พ.ย.-24 | 29.34 | 26.08 | 3.26 | 29.21 | 0.13 | 30.83 | -1.49 | 30.83 | -1.49 | 29.52 | -0.18 | 29.63 | -0.29 | 29.34 | 0.00 | 29.39 | -0.05 |
| ธ.ค.-24 | 29.34 | 26.09 | 3.25 | 29.11 | 0.23 | 30.63 | -1.29 | 30.63 | -1.29 | 29.55 | -0.21 | 29.60 | -0.26 | 29.39 | -0.05 | 29.40 | -0.06 |
| ม.ค.-25 | 29.27 | 26.10 | 3.17 | 29.01 | 0.26 | 30.43 | -1.16 | 30.43 | -1.16 | 29.57 | -0.30 | 29.57 | -0.30 | 29.42 | -0.15 | 29.41 | -0.14 |
| ก.พ.-25 | 29.25 | 26.12 | 3.13 | 28.92 | 0.33 | 30.24 | -0.99 | 30.24 | -0.99 | 29.59 | -0.34 | 29.54 | -0.29 | 29.45 | -0.20 | 29.41 | -0.16 |
| มี.ค.-25 | 29.40 | 26.13 | 3.27 | 28.83 | 0.57 | 30.05 | -0.65 | 30.05 | -0.65 | 29.59 | -0.19 | 29.50 | -0.10 | 29.48 | -0.08 | 29.40 | 0.00 |
| เม.ย.-25 | 29.13 | 26.14 | 2.99 | 28.74 | 0.39 | 29.87 | -0.74 | 29.87 | -0.74 | 29.59 | -0.46 | 29.46 | -0.33 | 29.49 | -0.36 | 29.39 | -0.26 |
| พ.ค.-25 | 29.39 | 26.16 | 3.23 | 28.64 | 0.75 | 29.69 | -0.30 | 29.69 | -0.30 | 29.58 | -0.19 | 29.41 | -0.02 | 29.50 | -0.11 | 29.37 | 0.02 |
| มิ.ย.-25 | 29.38 | 26.17 | 3.21 | 28.56 | 0.82 | 29.51 | -0.13 | 29.51 | -0.13 | 29.56 | -0.18 | 29.36 | 0.02 | 29.50 | -0.12 | 29.35 | 0.03 |
| ก.ค.-25 | 29.36 | 26.18 | 3.18 | 28.47 | 0.89 | 29.34 | 0.02 | 29.34 | 0.02 | 29.54 | -0.18 | 29.31 | 0.05 | 29.50 | -0.14 | 29.32 | 0.04 |
| ส.ค.-25 | 29.24 | 26.19 | 3.05 | 28.38 | 0.86 | 29.17 | 0.07 | 29.17 | 0.07 | 29.50 | -0.26 | 29.25 | -0.01 | 29.48 | -0.24 | 29.30 | -0.06 |
| ก.ย.-25 | 29.21 | 26.21 | 3.00 | 28.30 | 0.91 | 29.00 | 0.21 | 29.00 | 0.21 | 29.46 | -0.25 | 29.19 | 0.02 | 29.46 | -0.25 | 29.26 | -0.05 |
| ต.ค.-25 | 29.13 | 26.22 | 2.91 | 28.21 | 0.92 | 28.84 | 0.29 | 28.84 | 0.29 | 29.42 | -0.29 | 29.13 | 0.00 | 29.43 | -0.30 | 29.23 | -0.10 |
| พ.ย.-25 | 29.05 | 26.23 | 2.82 | 28.13 | 0.92 | 28.68 | 0.37 | 28.68 | 0.37 | 29.36 | -0.31 | 29.06 | -0.01 | 29.39 | -0.34 | 29.19 | -0.14 |

โดยตารางที่ 5.4 นี้ได้แสดงค่าความแตกต่าง (Residual) ระหว่างระดับน้ำบาดาลขั้นต้นกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากการประมาณค่าแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ออร์เดอร์ 2 ถึง 5 และระดับน้ำบาลที่ได้จากการประมาณค่าแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ 2 ถึง 5 ของบ่อสังเกตการณ์ CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ ห้วยขวาง กรุงเทพฯ โดยค่าผลต่าง (Residual) ที่ได้นี้จะนำไปใช้วิเคราะห์ตรวจสอบรอบการเกิดซ้ำเพื่อพิจารณาความเชื่อมโยงกับความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ต่อไป




รูปที่ 5.10 อนุกรมเวลาระดับน้ำบาดาลของสถานีที่คัดเลือกและประมาณค่าแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออเดอร์ต่างๆ

จากรูปที่ 5.11 จะเห็นว่าการประมาณค่าแนวโน้มในแต่ละวิธีการที่ได้กล่าวไว้ สามารถเข้ากับระดับน้ำบาดาลได้ดีขึ้นตามลำดับโดยเพิ่มจากสมการที่ที่ออเดอร์ต่ำๆ ไปจนถึงออเดอร์สูง โดยพิจารณาได้จากค่าสหสัมพันธ์ที่เฉลี่ยอยู่ประมาณ 0.8 - 0.9

โดยแต่ละสถานีได้ทำการประมาณค่าแนวโน้มแล้วพบว่า ค่าสหสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำบาลกับสมการรูปคลื่นไซน์ออร์เดอร์ 2, 3, 4 และ 5 โดยเฉลี่ยอยู่ในช่วงประมาณ 0.88 - 0.97 สำหรับค่าสหสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำบาลกับสมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ 2, 3, 4 และ 5 โดยเฉลี่ยอยู่ในช่วงประมาณ 0.80 – 0.91 โดยสรุปในแต่ละสถานีตามตารางที่ 5.5 ดังนี้

ตารางที่ 5.5 ค่าสหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลระดับน้ำบาดาลกับการประมาณแนวโน้มทั้งสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียล

| station | Polynomial | | | | Sinusoidal | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Order 2 | Order 3 | Order 4 | Order 5 | Order 2 | Order 3 | Order 4 | Order 5 |
| CT4 | 0.870 | 0.954 | 0.975 | 0.975 | 0.769 | 0.988 | 0.993 | 0.995 |
| CT5-2 | 0.837 | 0.959 | 0.965 | 0.965 | 0.937 | 0.978 | 0.983 | 0.986 |
| CT7-1 | 0.470 | 0. 673 | 0.678 | 0.750 | 0.662 | 0.831 | 0.892 | 0.934 |
| CT17-2 | 0.751 | 0.838 | 0.838 | 0.859 | 0.857 | 0.964 | 0.975 | 0.981 |
| CT22-3 | 0.786 | 0.858 | 0.946 | 0.954 | 0.964 | 0.981 | 0.989 | 0.992 |
| CT23 | 0.907 | 0.968 | 0.979 | 0.980 | 0.741 | 0.988 | 0.992 | 0.993 |
| CT26-1 | 0.922 | 0.937 | 0.977 | 0.977 | 0.973 | 0.991 | 0.996 | 0.997 |
| CT27 | 0.909 | 0.963 | 0.985 | 0.987 | 0.987 | 0.994 | 0.995 | 0.996 |
| CT30-1 | 0.849 | 0.923 | 0.952 | 0.971 | 0.971 | 0.975 | 0.980 | 0.983 |
| CT31-2 | 0.336 | 0.376 | 0.376 | 0.505 | 0.630 | 0.686 | 0.722 | 0.769 |
| CT33-2 | 0.862 | 0.903 | 0.966 | 0.969 | 0.974 | 0.987 | 0.995 | 0.995 |
| CT35-2 | 0.919 | 0.953 | 0.986 | 0.987 | 0.989 | 0.993 | 0.996 | 0.996 |
| CT45 | 0.962 | 0.962 | 0.987 | 0.988 | 0.987 | 0.993 | 0.994 | 0.995 |
| CT48-2 | 0.847 | 0.927 | 0.961 | 0.977 | 0.985 | 0.990 | 0.995 | 0.996 |
| average | 0.802 | 0.871 | 0.898 | 0.917 | 0.888 | 0.953 | 0.964 | 0.972 |

จากนั้นได้ทำการพิจารณาความสัมพันธ์ของข้อมูลอัตราการสูบน้ำกับระดับน้ำบาดาลที่ปรับโค้งให้เหมาะสม (Curve fitting) ด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออเดอร์ต่างๆ แล้ว โดยใช้ข้อมูลปริมาณการใช้น้ำตามใบอนุญาตจากกรมทรัพยากรน้ำบาดาลรายปี ตั้งแต่ช่วงเวลาปี ค.ศ. 1982 – ค.ศ. 2010

พบว่า ค่าสหสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำบาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ออร์เดอร์ 2, 3, 4 และ 5 กับปริมาณการใช้น้ำโดยเฉลี่ยอยู่ในช่วงประมาณ 0.6 - 0.9 สำหรับค่าสหสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำบาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ 2, 3, 4 และ 5 โดยเฉลี่ยอยู่ในช่วงประมาณ 0.60 – 0.90 เช่นเดียวกัน ดังแสดงค่าโดยสรุปในแต่ละสถานีตามตารางที่ 5.6 ดังนี้

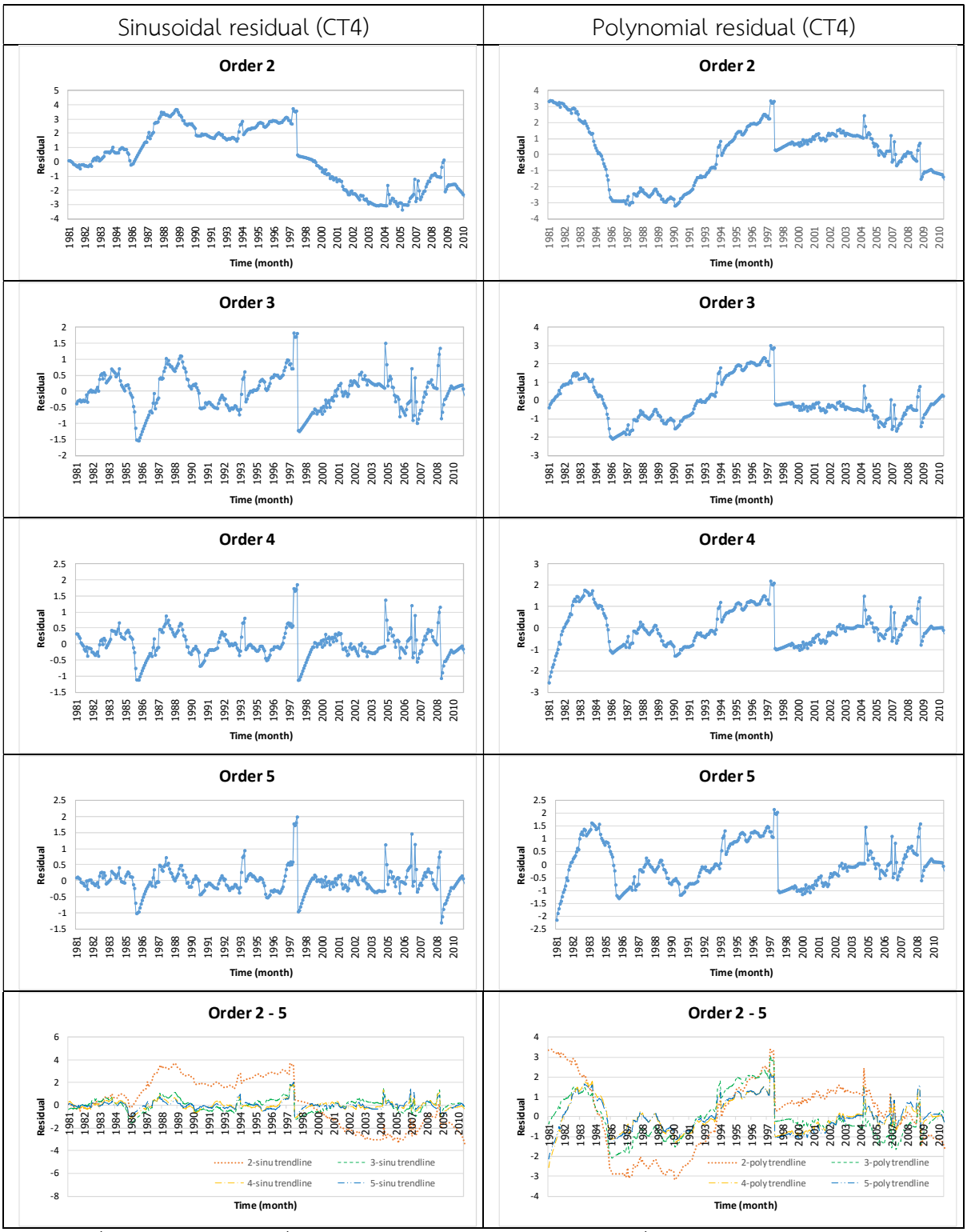
ตารางที่ 5.6 ค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการใช้น้ำกับค่าระดับน้ำบาดาลจากแนวโน้มของสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียล

| | Polynomial | | | | Sinusoidal | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| station | Order 2 | Order 3 | Order 4 | Order 5 | Order 2 | Order 3 | Order 4 | Order 5 |
| CT4 | 0.916 | 0.932 | 0.933 | 0.931 | 0.809 | 0.913 | 0.920 | 0.923 |
| CT5/2 | 0.793 | 0.795 | 0.813 | 0.820 | 0.793 | 0.833 | 0.825 | 0.820 |
| CT7/1 | 0.754 | 0.910 | 0.923 | 0.832 | 0.737 | 0.891 | 0.932 | 0.879 |
| CT17/2 | 0.887 | 0.943 | 0.942 | 0.899 | 0.725 | 0.758 | 0.769 | 0.743 |
| CT22/3 | 0.793 | 0.823 | 0.836 | 0.829 | 0.834 | 0.847 | 0.802 | 0.805 |
| CT23 | 0.893 | 0.947 | 0.939 | 0.939 | 0.790 | 0.939 | 0.940 | 0.942 |
| CT26/1 | 0.775 | 0.820 | 0.888 | 0.888 | 0.904 | 0.933 | 0.898 | 0.891 |
| CT27 | 0.752 | 0.866 | 0.890 | 0.906 | 0.917 | 0.903 | 0.902 | 0.901 |
| CT30/1 | 0.755 | 0.882 | 0.882 | 0.933 | 0.932 | 0.924 | 0.933 | 0.926 |
| CT31/2 | 0.775 | 0.730 | 0.709 | 0.932 | 0.966 | 0.924 | 0.917 | 0.911 |
| CT33/2 | 0.775 | 0.858 | 0.901 | 0.905 | 0.916 | 0.937 | 0.897 | 0.897 |
| CT35/2 | 0.784 | 0.848 | 0.792 | 0.811 | 0.782 | 0.790 | 0.799 | 0.801 |
| CT45 | 0.753 | 0.766 | 0.813 | 0.795 | 0.776 | 0.763 | 0.773 | 0.767 |
| CT48/2 | 0.892 | 0.909 | 0.886 | 0.931 | 0.870 | 0.876 | 0.858 | 0.849 |
| **average** | **0.807** | **0.859** | **0.868** | **0.882** | **0.839** | **0.874** | **0.869** | **0.861** |

จากค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ในตารางที่ 5.6 จะเห็นว่าค่าระดับน้ำบาดาลที่ได้จากแนวโน้มของสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ต่างๆ มีความสัมพันธ์กับปริมาณการใช้น้ำสูง โดยพิจารณาจากค่าเฉลี่ยพบว่าสมการโพลีโนเมียล ออร์เดอร์ 5 และสมการรูปคลื่นไซน์ ออร์เดอร์ 3 - 5 จะมีความสัมพันธ์ในภาพรวมสูงสุดต่อปริมาณการสูบน้ำ ดังนั้น ถ้าทำการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ต่างๆ ออกจากข้อมูลของระดับน้ำบาดาลปกติออกไปก็น่าจะสามารถแยกเอาองค์ประกอบจากการสูบน้ำใช้ออกจากข้อมูลอนุกรมเวลาของระดับน้ำบาดาลปกติได้ และจากนั้นจะสามารถนำค่าเศษเหลือ (Residual) ที่ได้จากการแยกแนวโน้มไปวิเคราะห์เพื่อพิจารณาความเชื่อมโยงกับสภาพภูมิอากาศต่อไป

### 5.3.2 ค่าเศษเหลือเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม (Residual computation)

เมื่อทำการแยกองค์ประกอบแนวโน้มด้วยจากสมการโพลีโนเมียลออเดอร์ต่างๆ หรือแนวโน้มจากสมการรูปคลื่นไซน์ ดังที่กล่าวมาแล้วก่อนหน้านี้ จะได้ค่าเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของระดับน้ำบาดาลออกมา โดยในที่นี้ได้แสดงตัวอย่างของบ่อสังเกตการณ์ CT4 และ CT7/1 ดังรูปที่ 5.11 และรูปที่ 5.12 ตามลำดับ และสำหรับสถานีอื่นๆ ได้รวบรวมแสดงไว้ในภาคผนวก.ค รูปที่ ค.1




รูปที่ 5.11 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียล ของสถานี CT4

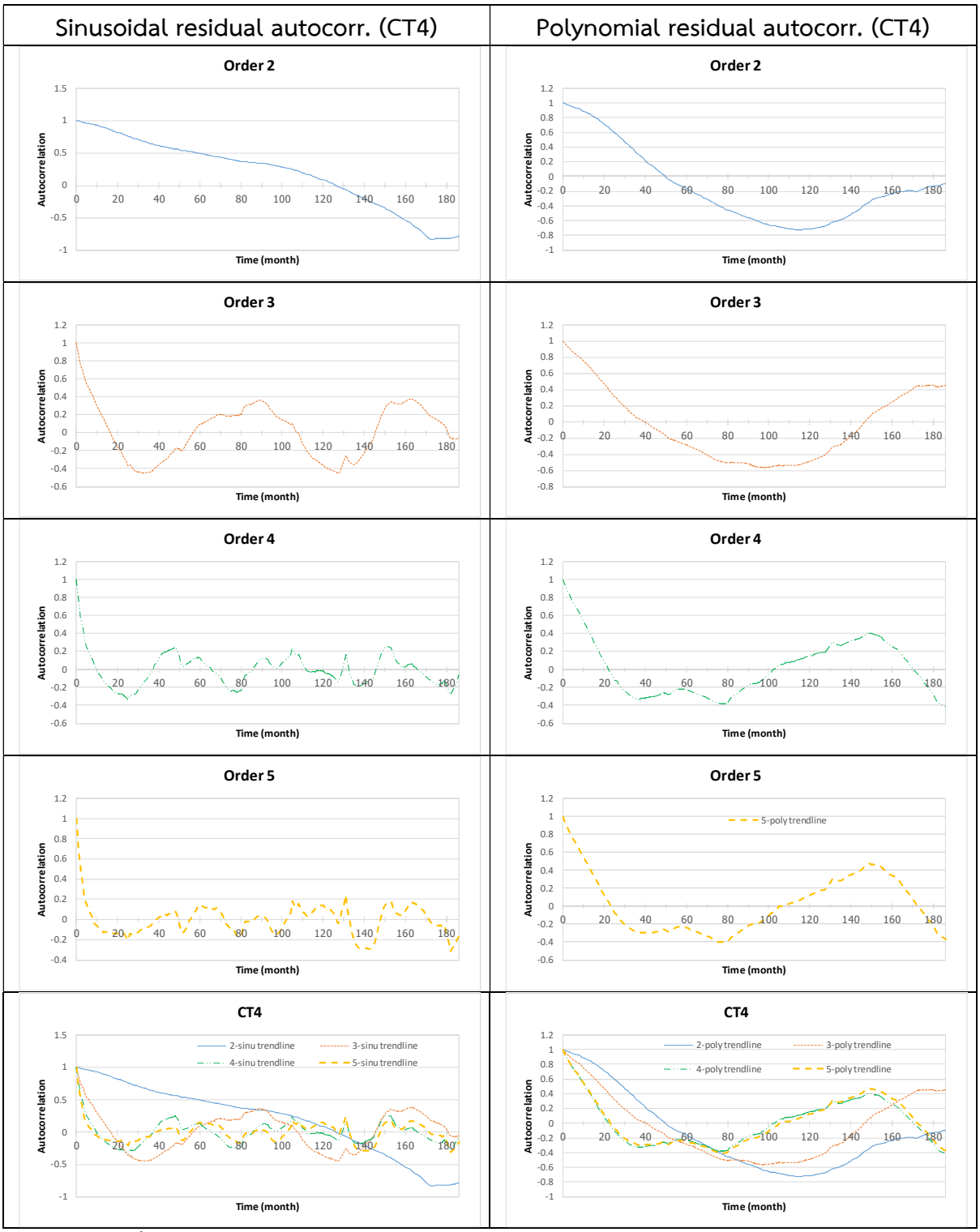
รูปที่ 5.12 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียลและสมการรูปรูปคลื่นไซน์ของสถานี CT7/1

จากรูปที่ 5.11 และรูปที่ 5.12 จะเห็นว่าเศษเหลือจากการแยกแนวโน้มด้วยวิธีต่างๆ จะแสดงให้เห็นถึงลักษณะของวงรอบมีมีอยู่ในข้อมูลที่ค่อนข้างชัดเจนขึ้น โดยแอมปลิจูดของค่าเศษเหลือจากโพลีโนเมียลออเดอร์สูงๆ และสมการรูปคลื่นไซน์ออเดอร์สูงๆ จะมีขนาดเล็กกว่าที่ออร์เดอร์ต่ำๆ เช่น เศษเหลือที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล ออเดอร์ 5 จะมีขนาดแอมพลิจูดเล็กกว่าโพลีโนเมียล ออเดอร์ 2 นั่นแสดงให้เห็นถึงว่าที่ออเดอร์สูงจะสามารถแยกองค์ประกอบต่างๆ ที่มีอยู่ในข้อมูลน้ำบาดาลออกไปได้มากจึงทำให้เศษเหลือน้ำบาดาลมีความคงที่ (stationary) ทั้งนี้สามารถตรวจสอบผลดังกล่าวเพิ่มเติมได้ด้วยการทำอัตสัมพันธ์เศษเหลือของข้อมูลน้ำบาดาลตามวิธีการในหัวข้อ 5.3.2.1 ต่อไป

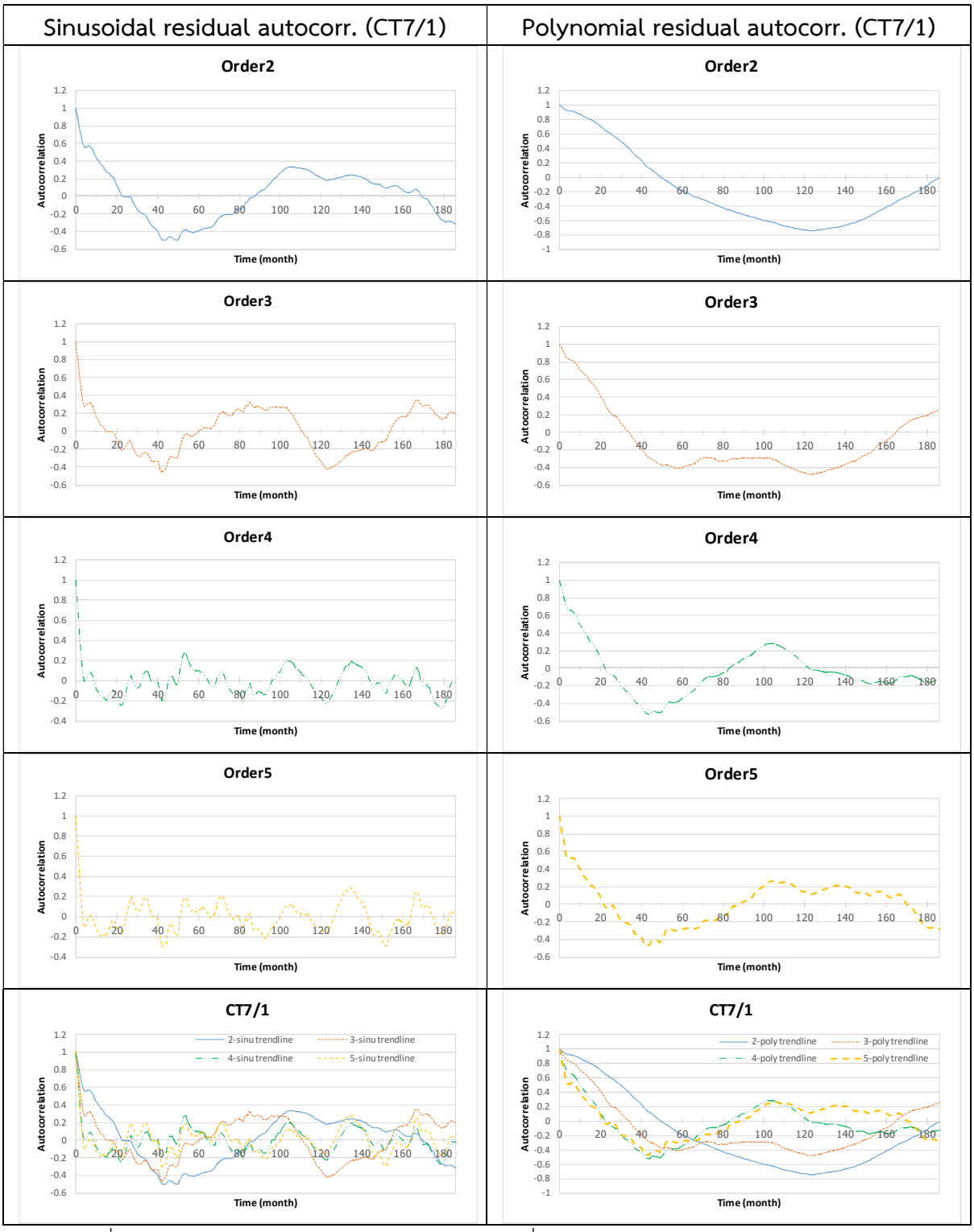
5.3.2.1 อัตตสัมพันธ์ของค่าเศษเหลือน้ำบาดาล

เมื่อทำการพิจารณาอัตตสัมพันธ์ของค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มเพื่อดูว่ามีองค์ประกอบอื่นๆ ปะปนอยู่ในข้อมูลหรือไม่หรือมีมากน้อยเพียงใด โดยในรูปที่ 5.13 นี้เป็นตัวอย่างของข้อมูลที่สถานี CT4 จากรูปจะเห็นว่าทั้งกรณีสมการรูปคลื่นไซน์ และสมการโพลีโนเมียล ที่ออเดอร์ต่างๆ จะเห็นวงรอบการเกิดได้ชัดเจน โดยออเดอร์ 2 จะเห็นวงรอบการเกิดที่กว้างและมีค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงกว่าออเดอร์ 3 ถึง 5 จะสามารถเห็นรอบการเกิดที่แคบกว่า

ทั้งนี้ ในออเดอร์ที่ 5 ก็จะเห็นลักษณะของข้อมูลที่มีรอบการเกิดแคบหรือมีความถี่สูงมากที่สุด และมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ค่อนข้างต่ำแสดงให้เห็นว่าออร์เดอร์ยิ่งสูงขึ้นค่าเศษเหลือจะมีความคงที่มากขึ้น (stationary) ทั้งนี้ค่าเศษเหลือน้ำบาดาลที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการสมการโพลีโนเมียลในแต่ละออเดอร์จะมีลักษณะของข้อมูลค่อนข้างราบเรียบกว่าสมการรูปคลื่นไซน์แต่สมการรูปคลื่นไซน์จะทำให้ข้อมูลมีความคงที่ (Stationary) ได้เร็วกว่าโดยจะเห็นว่าเริ่มคงที่ตั้งแต่ออร์เดอร์ที่ 4 ซึ่งเร็วกว่าสมการโพลีโนเมียล และสำหรับรูปที่ 5.14 จะเป็นลักษณะกราฟของข้อมูลเศษเหลือของของข้อมูลที่สถานี CT7/1 ซึ่งก็จะมีรูปแบบคล้ายคลึงกับ รูปที่ 5.13 และสำหรับการทำอัตตสัมพันธ์ของข้อมูลเศษเหลือจากการแยกแนวโน้มของสถานีตัวอย่างอื่นๆ ได้แสดงเพิ่มเติมไว้ใน ภาคผนวก ง รูปที่ ง.1



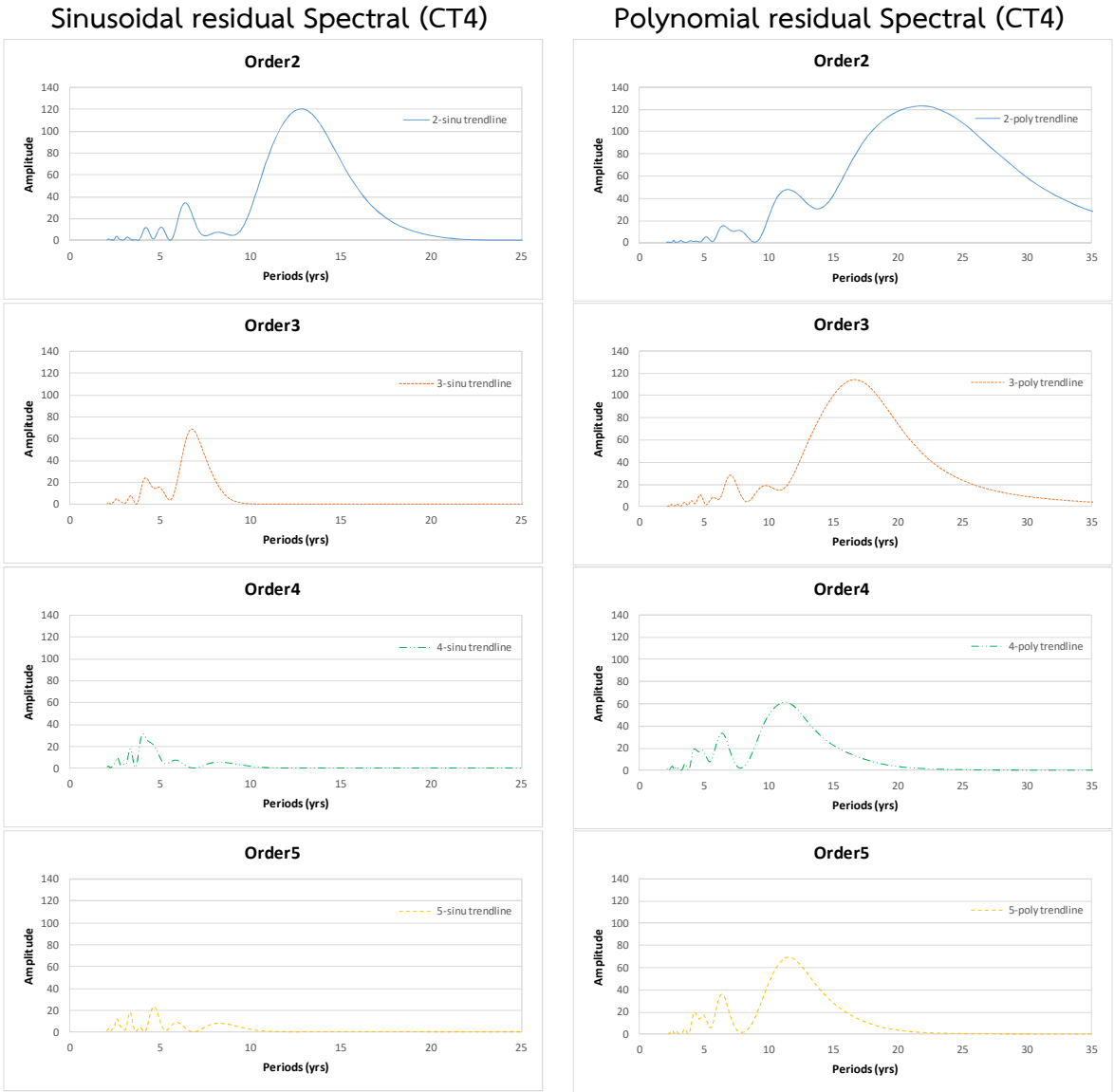

รูปที่ 5.13 การทำอัตตสัมพันธ์ของข้อมูลเศษเหลือจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4




รูปที่ 5.14 การทำอัตตสัมพันธ์ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1

5.3.3 การตรวจสอบคาบการเกิดซ้ำของเศษเหลือ

เมื่อนำข้อมูลเศษเหลือที่ได้หลังจากการแยกแนวโน้มมาพิจารณารอบการเกิดด้วยวิธีการวิเคราะห์สเปคตรัล (Spectral Analysis) โดยนำข้อมูลมาพล็อตแสดงผลในแกนเวลาจะสามารถแสดงให้เห็นค่าที่มีความถี่สูงและรอบการเกิดได้อย่างชัดเจนขึ้น โดยจะพบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) มีลักษณะหนึ่งลูกคลื่นที่ใหญ่คาบเวลามากและอีกหนึ่งลูกคลื่นที่เล็กกว่าที่มีคาบเวลาน้อย เป็นรูปแบบเดียวกันเกือบทุกสถานีที่ทำการศึกษา โดยเศษเหลือจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียลส่วนใหญ่จะมีลักษณะของคาบที่ยาวกว่าข้อมูลที่ได้จากเศษเหลือของการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ ซึ่งในรูปที่ 5.15 ได้แสดงตัวอย่างของสถานี CT4 และสำหรับสถานีที่ได้ศึกษาอื่นๆ ได้แสดงไว้ในภาคผนวก จ รูปที่ จ.1




รูปที่ 5.15 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานี CT4

ลักษณะคาบเวลาของเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการที่มีออร์เดอร์ต่ำๆ จากทั้งสองรูปแบบ คือ สมการโพลีโนเมียลและสมการรูปคลื่นไซน์ในภาพรวมจะมีคาบเวลาที่มากกว่าคาบเวลาที่ได้จากสมการออร์เดอร์สูงๆ ทั้งนี้เนื่องจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการที่ออเดอร์สูงๆ จะสามารถแยกองค์ประกอบของข้อมูลที่มีความถี่ต่ำและคาบเวลามากออกไปได้บางส่วน

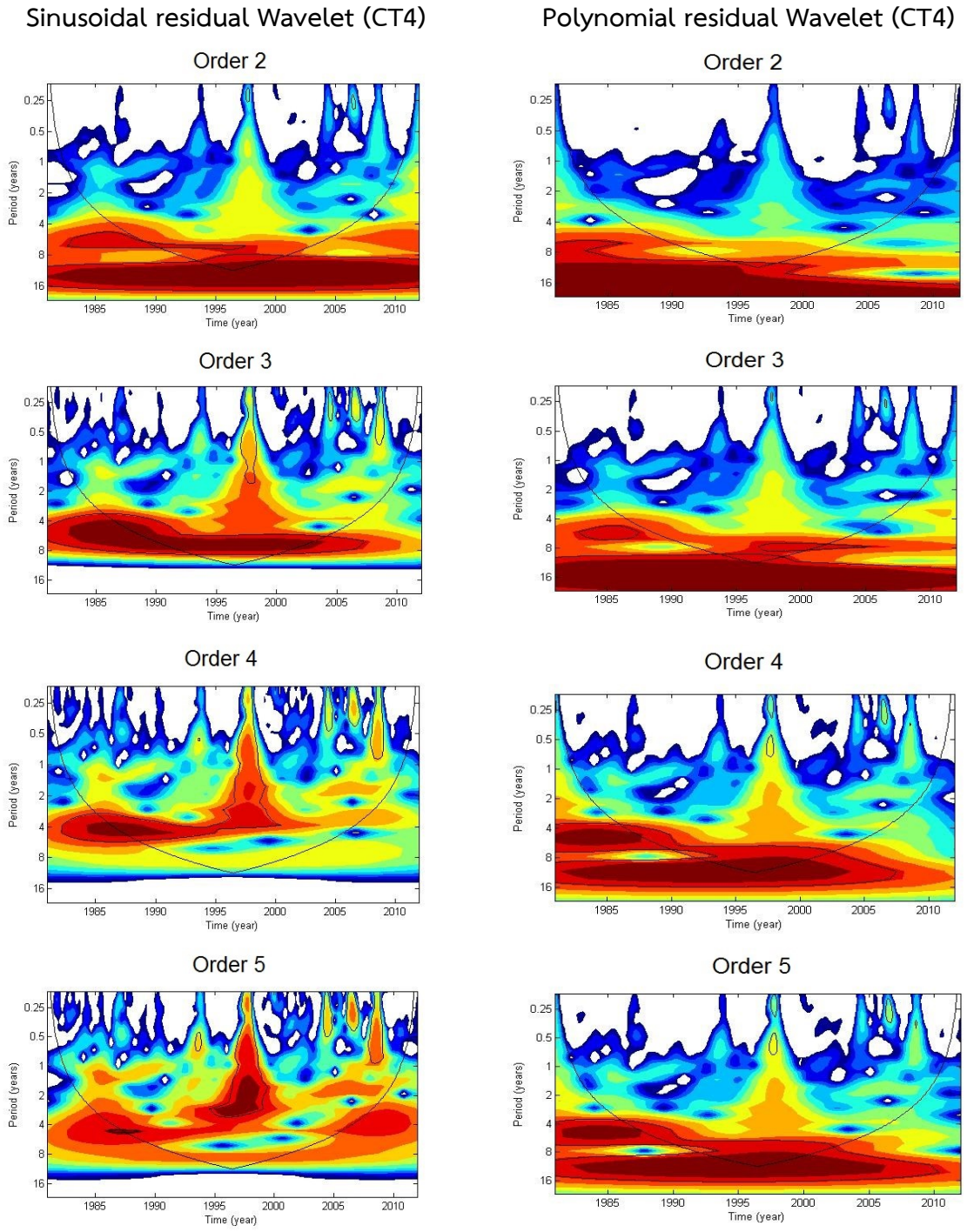
จากรูปที่ 5.15 จะสามารถมองเห็นวงรอบของพฤติกรรมน้ำบาดาลที่วิเคราะห์จากข้อมูลเศษเหลือ เช่น ตัวอย่างในสถานี CT4 จะเห็นรอบการเกิดที่มีแอมปลิจูดสูงสุดที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ออร์เดอร์ 2 – 5 คือประมาณ 12.46, 6.73, 6.73 และ 4.61 ปี ตามลำดับและสำหรับคาบที่วิเคราะห์ได้จากสมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ 2 – 5 คือ 22.6, 16.61, 11.33 และ 11.33 ปี ตามลำดับ โดยคาบการเกิดของค่าที่มีความถี่สูงสุดสองอันดับแรกของสถานีต่างๆ จากสมการที่ได้ใช้วิเคราะห์ได้แสดงไว้ในตารางที่ 5.6 และตารางที่ 5.7 ตามลำดับ

ตารางที่ 5.7 ค่าพฤติกรรมรอบการเกิด (ปี) ที่มีความถี่สูงสุดสองอันดับแรกของค่าเศษเหลือระดับน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์ที่ทำการศึกษา

| | Sinusoidal order 2 | | Sinusoidal order 3 | | Sinusoidal order 4 | | Sinusoidal order 5 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| station | อันดับ 1 | อันดับ 2 | อันดับ 1 | อันดับ 2 | อันดับ 1 | อันดับ 2 | อันดับ 1 | อันดับ 2 |
| CT4 | 12.46 | 6.39 | 6.73 | 4.22 | 6.73 | 4.22 | 4.61 | 3.32 |
| CT5-2 | 13.12 | 8.59 | 4.98 | 8.59 | 8.59 | 4.45 | 4.45 | 3.32 |
| CT7-1 | 10.84 | 5.93 | 6.08 | 4.88 | 6.23 | 4.88 | 5.08 | 4.15 |
| CT17-2 | 6.23 | 4.79 | 6.39 | 4.53 | 4.53 | 3.77 | 3.83 | 3.04 |
| CT22-3 | 11.33 | 6.39 | 6.73 | 4.45 | 4.7 | 3.36 | 4.02 | 3.07 |
| CT23 | 13.12 | 6.56 | 6.73 | 5.19 | 4.15 | 2.73 | 2.73 | 2.44 |
| CT26-1 | 11.87 | 6.39 | 6.92 | 4.22 | 4.15 | 3.15 | 4.22 | 3.15 |
| CT27 | 11.33 | 6.23 | 6.39 | 4.15 | 1.79 | 1.36 | 4.22 | 2.37 |
| CT30-1 | 6.56 | 5.08 | 6.92 | 2.89 | 2.49 | 1.76 | 2.49 | 2.13 |
| CT31-2 | 5.54 | 3.72 | 3.72 | 2.8 | 6.39 | 3.41 | 1.03 | 0.95 |
| CT33-2 | 11.33 | 6.39 | 6.73 | 4.29 | 5.19 | 3.41 | 3.41 | 2.28 |
| CT35-2 | 6.56 | 4.37 | 6.92 | 4.29 | 5.66 | 4.29 | 3.28 | 1.99 |
| CT45 | 10.38 | 6.92 | 3.72 | 3.19 | 3.72 | 3.19 | 5.3 | 2.3 |
| CT48-2 | 7.79 | 5.66 | 8.31 | 5.79 | 5.93 | 3.66 | 5.93 | 3.66 |
| **average** | **9.89** | **5.95** | **6.23** | **4.53** | **5.02** | **3.40** | **3.90** | **2.73** |

และเมื่อพิจารณาเพิ่มเติมจากรูปที่ 5.16 ซึ่งแสดงพฤติกรรมด้านคาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลที่ผ่านการแยกแนวโน้มแล้ว ด้วยการแปลงเวฟเล็ตจากค่าเศษเหลือของสมการรูปคลื่นไซน์ออร์เดอร์ 2 - 5 ของบ่อสังเกตการณ์ CT4 พบว่าคาบการเกิดซ้ำที่โดดเด่น คือ ค่าประมาณ 12 ปี 6.7 ปี 6.7 ปี และ

4.6 ปี ตามลำดับและสำหรับคาบการเกิดซ้ำที่โดดเด่นของค่าเศษเหลือจากสมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ 2 - 5 พบคาบการเกิดที่เด่นในแต่ละออร์เดอร์ คือประมาณ 22 ปี 16 ปี 12 ปี และ 11.5 ปี ทั้งนี้มีลักษณะสอดคล้องใกล้เคียงกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปคตรัลในรูปที่ 5.15 สำหรับพฤติกรรมการแปลงเวฟเล็ตสำหรับสถานีที่ศึกษาอื่นๆ ได้แสดงไว้ในภาคผนวก ฉ




รูปที่ 5.16 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานี CT4

ตารางที่ 5.8 ค่าพฤติกรรมรอบการเกิด (ปี) ที่มีความถี่สูงสุดสองอันดับแรกของค่าเศษเหลือระดับน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการโพลีโนเมียลที่ทำการศึกษา

| | Polynomial order 2 | | Polynomial order 3 | | Polynomial order 4 | | Polynomial order 5 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| station | อันดับ 1 | อันดับ 2 | อันดับ 1 | อันดับ 2 | อันดับ 1 | อันดับ 2 | อันดับ 1 | อันดับ 2 |
| CT4 | 22.6 | 11.33 | 16.61 | 6.92 | 11.33 | 6.39 | 11.33 | 6.39 |
| CT5-2 | 22.66 | 11.87 | 13.85 | 7.79 | 11.33 | 5.79 | 11.33 | 4.79 |
| CT7-1 | 12.46 | 8.31 | 12.46 | 6.23 | 13.12 | 6.23 | 11.87 | 6.08 |
| CT17-2 | 10.84 | 6.39 | 11.33 | 6.56 | 11.33 | 6.56 | 10.84 | 6.56 |
| CT22-3 | 17.8 | 7.33 | 16.62 | 7.12 | 11.87 | 6.39 | 11.87 | 6.39 |
| CT23 | 22.66 | 11.33 | 16.62 | 9.58 | 9.97 | 6.56 | 10.38 | 6.56 |
| CT26-1 | 17.8 | 7.12 | 16.62 | 7.12 | 10.84 | 6.23 | 10.84 | 6.39 |
| CT27 | 20.77 | 10.84 | 16.62 | 9.23 | 9.85 | 6.23 | 11.87 | 6.23 |
| CT30-1 | 20.77 | 10.38 | 16.62 | 9.58 | 14.66 | 8.9 | 6.73 | 3.2 |
| CT31-2 | 13.85 | 5.79 | 13.12 | 5.66 | 13.12 | 5.66 | 10.38 | 5.66 |
| CT33-2 | 17.8 | 7.12 | 16.62 | 7.12 | 11.33 | 6.39 | 11.33 | 6.39 |
| CT35-2 | 17.8 | 7.33 | 16.62 | 7.12 | 12.46 | 5.19 | 11.87 | 6.56 |
| CT45 | 10.38 | 7.33 | 17.8 | 7.33 | 11.33 | 6.92 | 10.84 | 6.92 |
| CT48-2 | 19.17 | 7.55 | 15.58 | 7.79 | 13.12 | 5.42 | 11.33 | 6.73 |
| ***average*** | ***17.67*** | ***8.57*** | ***15.51*** | ***7.51*** | ***11.83*** | ***6.35*** | ***10.92*** | ***6.06*** |

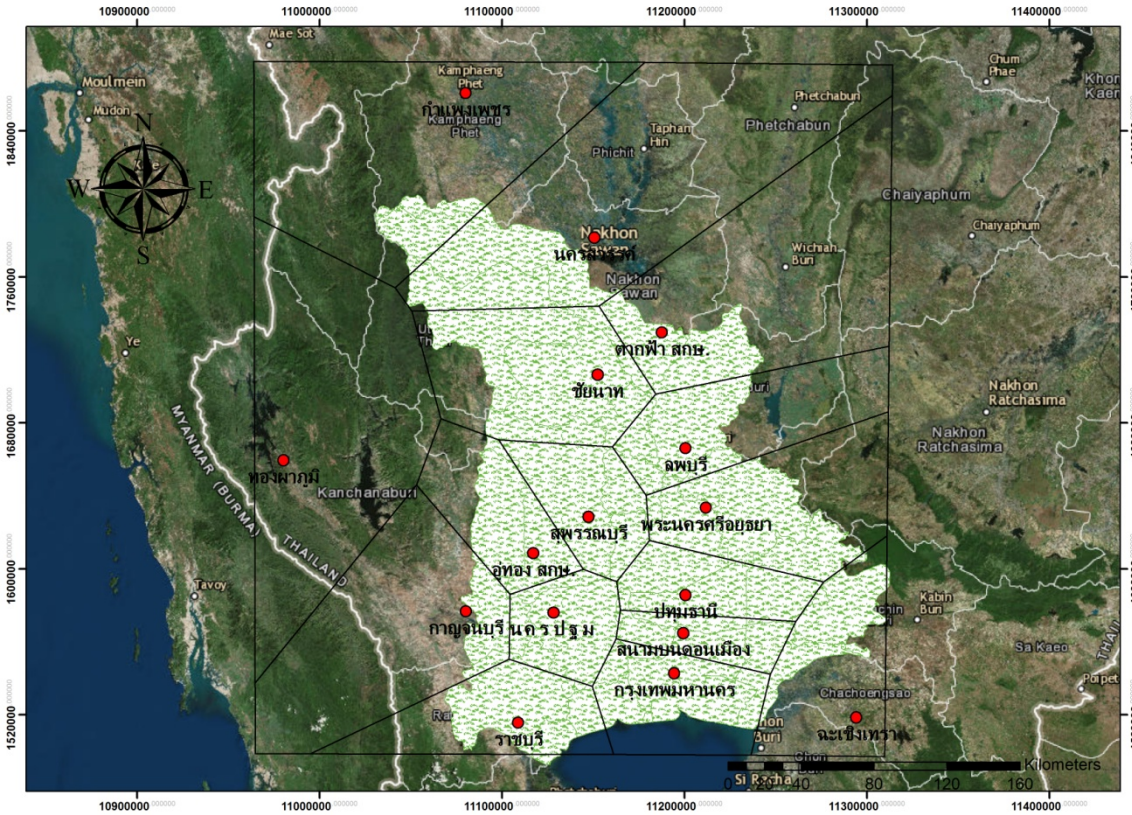
จากการศึกษาในบทนี้อาจกล่าวได้ว่าตัวแปรแต่ละตัวที่ได้ใช้ศึกษามีความสัมพันธ์ต่อกัน ทั้งนี้อาจจะมีความสัมพันธ์มากหรือน้อยแตกต่างกันไป เช่น ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ ในตารางที่ 5.1 คือ ดัชนี IMI กับ WNPMI จะมีรอบการเกิดสอดคล้องกับปริมาณน้ำฝนอยู่ที่ 6 เดือนและ 1 ปี

และพบว่ารอบการเกิดของดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ อื่นๆ เช่น DMI, MEI, SOI และ NINO4 จะมีรอบการเกิดของดัชนีอยู่ที่ 2 - 5 ปี และ 12 ปี จะสอดคล้องกับรอบการเกิดของเศษเหลือระดับน้ำบาดาลในตารางที่ 5.6 และตารางที่ 5.7 โดยจะสัมพันธ์กับค่าที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ในทุกออร์เดอร์ และจะสอดคล้องกับค่าที่ได้จากสมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ที่ 4 - 5 ซึ่งรอบการเกิดจากค่าเศษเหลือระดับน้ำบาดาลที่มีความถี่สูงสุดจากสมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ที่ 2 อาจจะไม่เหมาะสมต่อการนำมาพิจารณา เนื่องจากค่าที่ได้โดยภาพรวมมีค่ามากกว่าประมาณ 15 ปี (0.5 เท่าของข้อมูล) ซึ่งเป็นเพราะว่าการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ที่ 2 อาจยังคงมีอิทธิพลของตัวแปรอื่นๆ ตกค้างอยู่มาก ทั้งนี้ ในส่วนของการหาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรในรูปแบบอื่นๆ เช่น ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีสภาพอากาศกับปริมาณฝน ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาล จะได้กล่าวไว้ในบทที่ 6 – 8 ในลำดับต่อไป

# บทที่ 6
# การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝน

## 6.1 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตรกับปริมาณน้ำฝน

ในหัวข้อนี้ได้กล่าวถึงการวิเคราะห์ตัวแปรโดยใช้ความสัมพันธ์แบบไขว้ (Cross Correlation) ระหว่างค่าดัชนีชี้วัดของปรากฏการณ์สภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รวมทั้งหมด 6 ตัวแปร ได้แก่ ดัชนี IMI, WNPMI, DMI, MEI, SOI และ SSTNino4 กับปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษาจำนวน 15 สถานี ตามทฤษฎีที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 3.2.2.2 โดยมีตำแหน่งของสถานีต่างๆ ที่ใช้วิเคราะห์ในพื้นที่ศึกษาดังแสดงในรูปที่ 6.1 ซึ่งปริมาณน้ำฝนจะมีช่วงเวลาที่ศึกษาแตกต่างกันไปในแต่ละสถานีตามข้อมูลที่มี โดยช่วงเวลายาวที่สุดที่ใช้คือ ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980-2010 ได้ผลการวิเคราะห์ดังต่อไปนี้



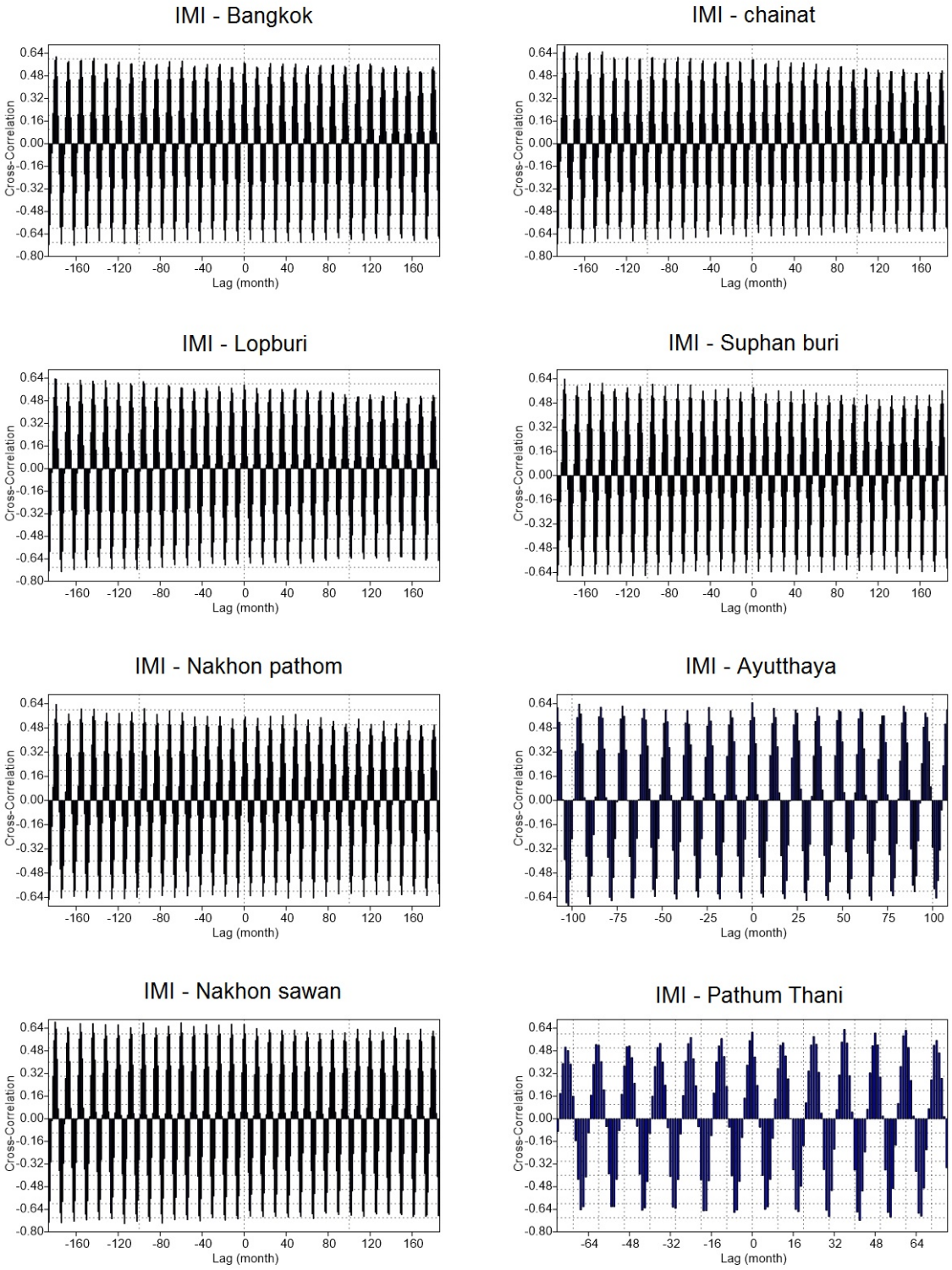

รูปที่ 6.1 ตำแหน่งสถานีวัดน้ำฝนที่คัดเลือกในพื้นที่ศึกษา

### 6.1.1 ดัชนี IMI กับ ปริมาณน้ำฝน

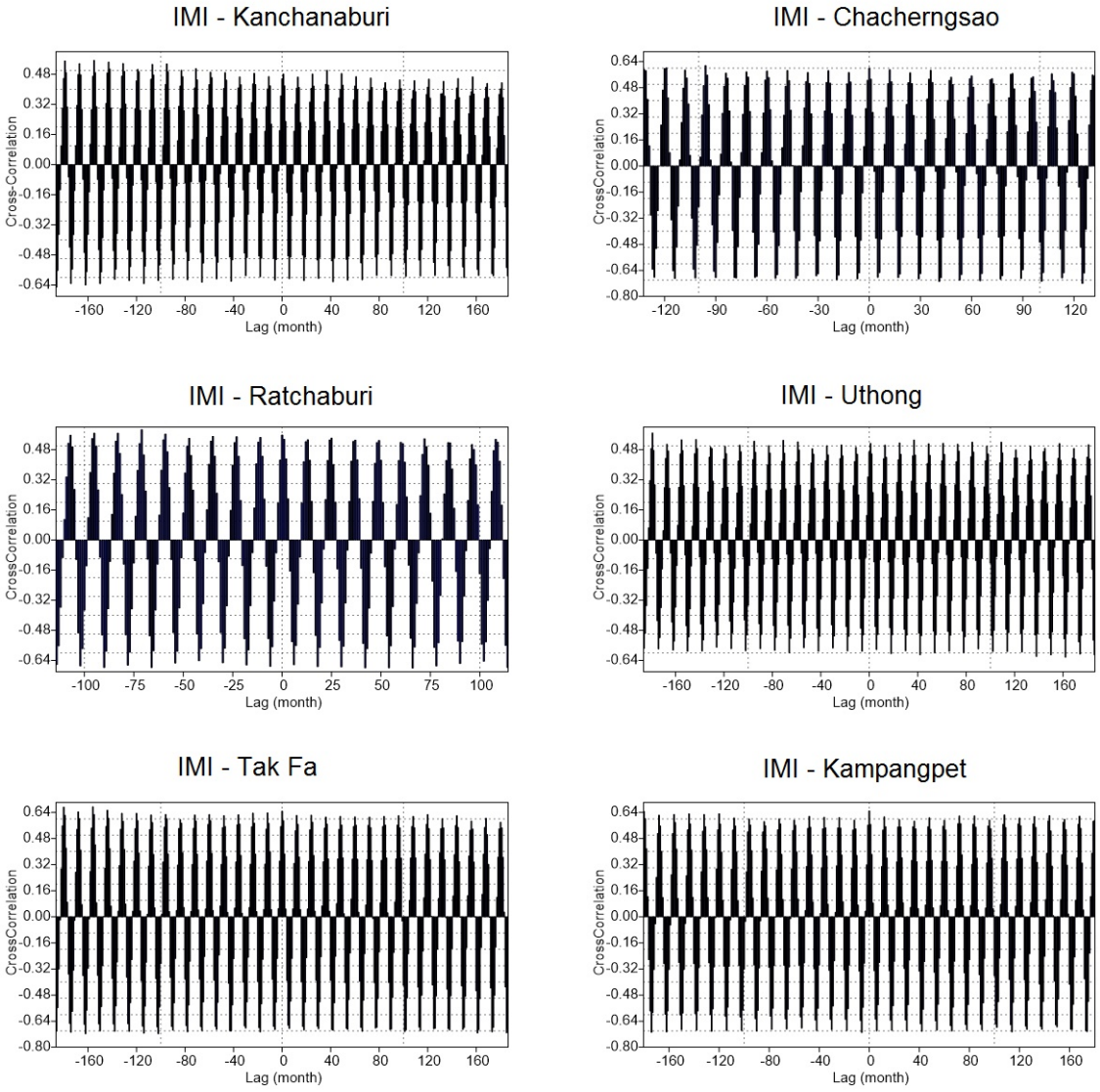
จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ IMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษาที่ช่วงเวลาศึกษาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980-2010 พบว่า มีค่าสหสัมพันธ์ปานกลางถึงมาก คือ ในภาพรวมมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.5-0.7 โดยที่สถานีจังหวัดนครสวรรค์ให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.667 โดยสถานีกาญจนบุรีมีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.482 เมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.2 จากกราฟในแกนเวลาเหลื่อม (Lag) จะพบว่าปริมาณน้ำฝนจะไวต่อการตอบสนองกับดัชนี IMI อย่างรวดเร็ว โดยมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ที่สูงอยู่ในช่วง 0-1 เดือน ในทุกสถานีที่ได้ทำการศึกษาดังแสดงผลการวิเคราะห์ของสถานีต่างๆ ดังในตารางที่ 6.1 และรูปที่ 6.2 ต่อไปนี้

ตารางที่ 6.1 ค่าสหสมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี IMI

| สถานีวัดน้ำฝน | ค่าสหสัมพันธ์สูงที่สุด | ช่วงเวลาเหลื่อม (เดือน) |
|---|---|---|
| กรุงเทพมหานคร | 0.573 | 0 |
| ชัยนาท | 0.596 | 1 |
| ลพบุรี | 0.592 | 0 |
| สุพรรณบุรี | 0.582 | 1 |
| นครปฐม | 0.582 | 1 |
| พระนครศรีอยุธยา | 0.647 | 0 |
| นครสวรรค์ | 0.666 | 0 |
| ปทุมธานี | 0.611 | 1 |
| กาญจนบุรี | 0.482 | 1 |
| ฉะเชิงเทรา | 0.599 | 0 |
| ราชบุรี | 0.557 | 0 |
| อู่ทอง | 0.513 | 1 |
| ตากฟ้า | 0.647 | 0 |
| กำแพงเพชร | 0.648 | 0 |
| ดอนเมือง | 0.627 | 0 |




รูปที่ 6.2 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ที่ศึกษา



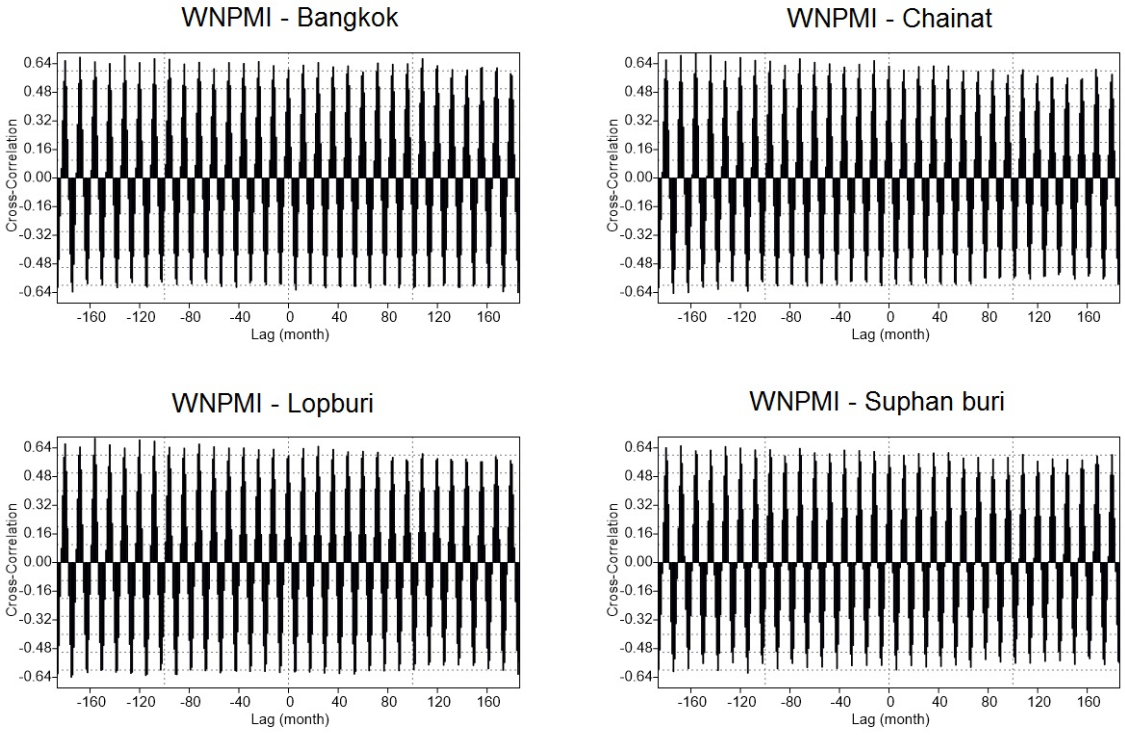

รูปที่ 6.2 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ที่ศึกษา (ต่อ)

### 6.1.2 ดัชนี WNPMI กับ ปริมาณน้ำฝน

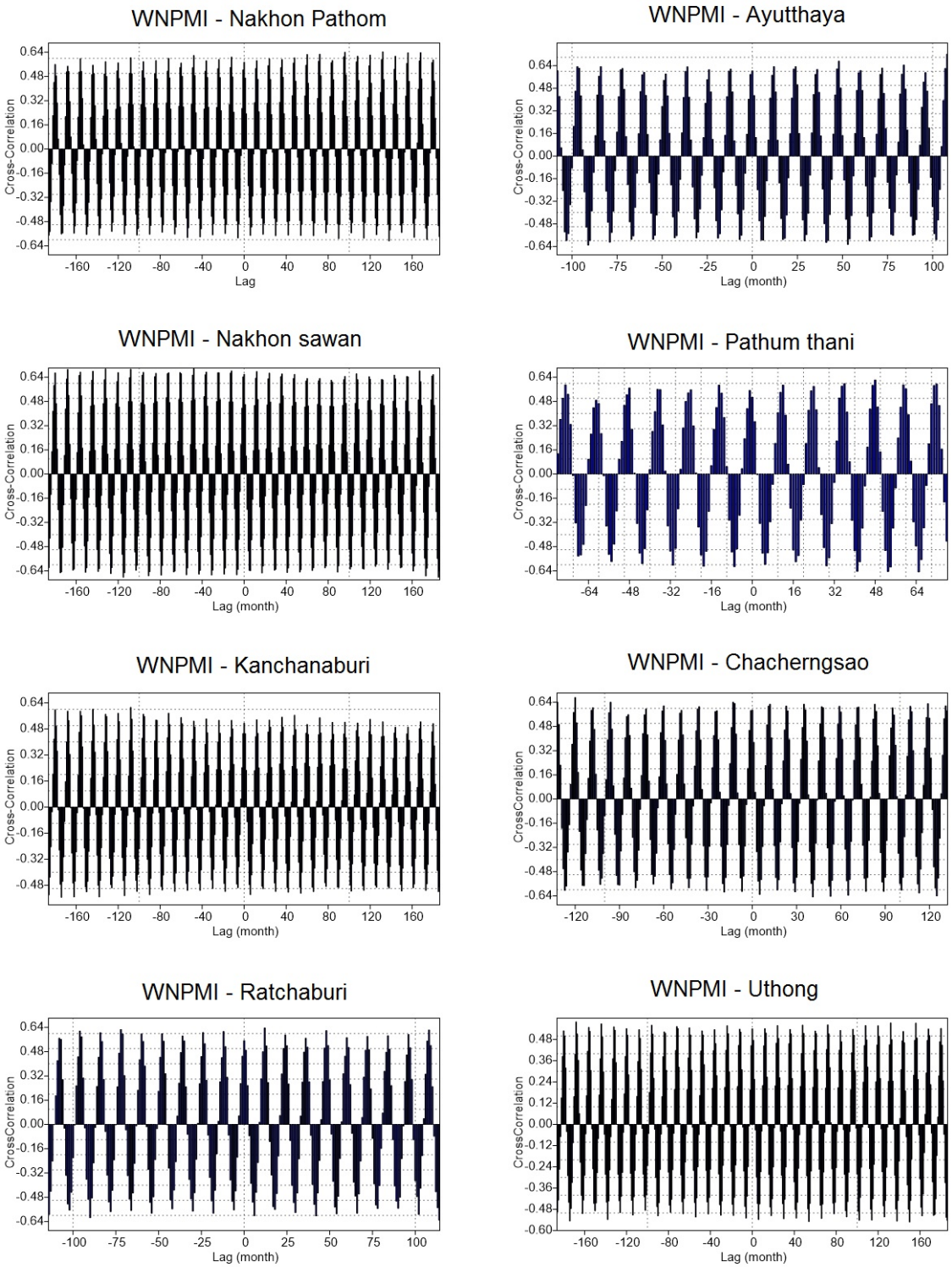
จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ WNPMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษาที่ช่วงเวลาศึกษาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 - 2010 พบว่า มีค่าสหสัมพันธ์ปานกลางถึงมาก คือ ในภาพรวมมีค่าระหว่าง 0.5 - 0.7 โดยที่สถานีจังหวัดนครสวรรค์ให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.659 โดยสถานีปทุมธานีมีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.506 และเมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.3 จากกราฟที่แกนเวลาเหลื่อม (Lag) จะพบว่าปริมาณน้ำฝนจะไวต่อการตอบสนองกับดัชนี WNPMI แบบทันที โดยมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ที่สูงอยู่ในช่วงเดือนแรก ดังแสดงผลการวิเคราะห์ของสถานีต่างๆ ดังในรูปที่ 6.3 และตารางที่ 6.2 ต่อไปนี้

ตารางที่ 6.2 ค่าสหสมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี WNPMI

| สถานีวัดน้ำฝน | ค่าสหสัมพันธ์สูงที่สุด | ช่วงเวลาเหลื่อม (เดือน) |
|---|---|---|
| กรุงเทพมหานคร | 0.633 | 0 |
| ชัยนาท | 0.626 | 0 |
| ลพบุรี | 0.637 | 0 |
| สุพรรณบุรี | 0.599 | 0 |
| นครปฐม | 0.574 | 0 |
| พระนครศรีอยุธยา | 0.603 | 0 |
| นครสวรรค์ | 0.658 | 0 |
| ปทุมธานี | 0.506 | 0 |
| กาญจนบุรี | 0.536 | 0 |
| ฉะเชิงเทรา | 0.588 | 0 |
| ราชบุรี | 0.553 | 0 |
| อู่ทอง | 0.540 | 0 |
| ตากฟ้า | 0.640 | 0 |
| กำแพงเพชร | 0.646 | 0 |
| ดอนเมือง | 0.597 | 0 |




รูปที่ 6.3 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา



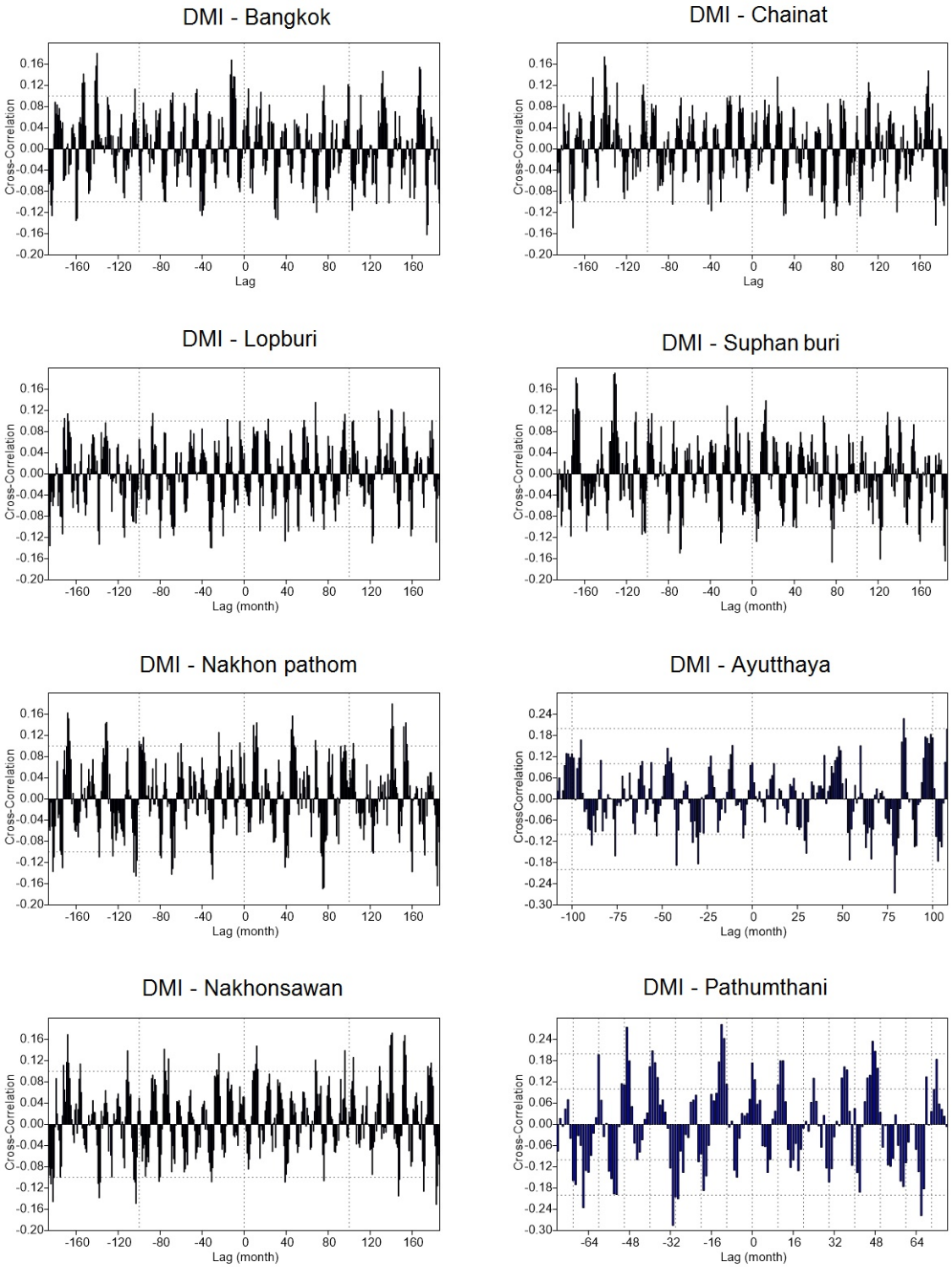

รูปที่ 6.3 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา (ต่อ)

### 6.1.3 ดัชนี DMI กับ ปริมาณน้ำฝน

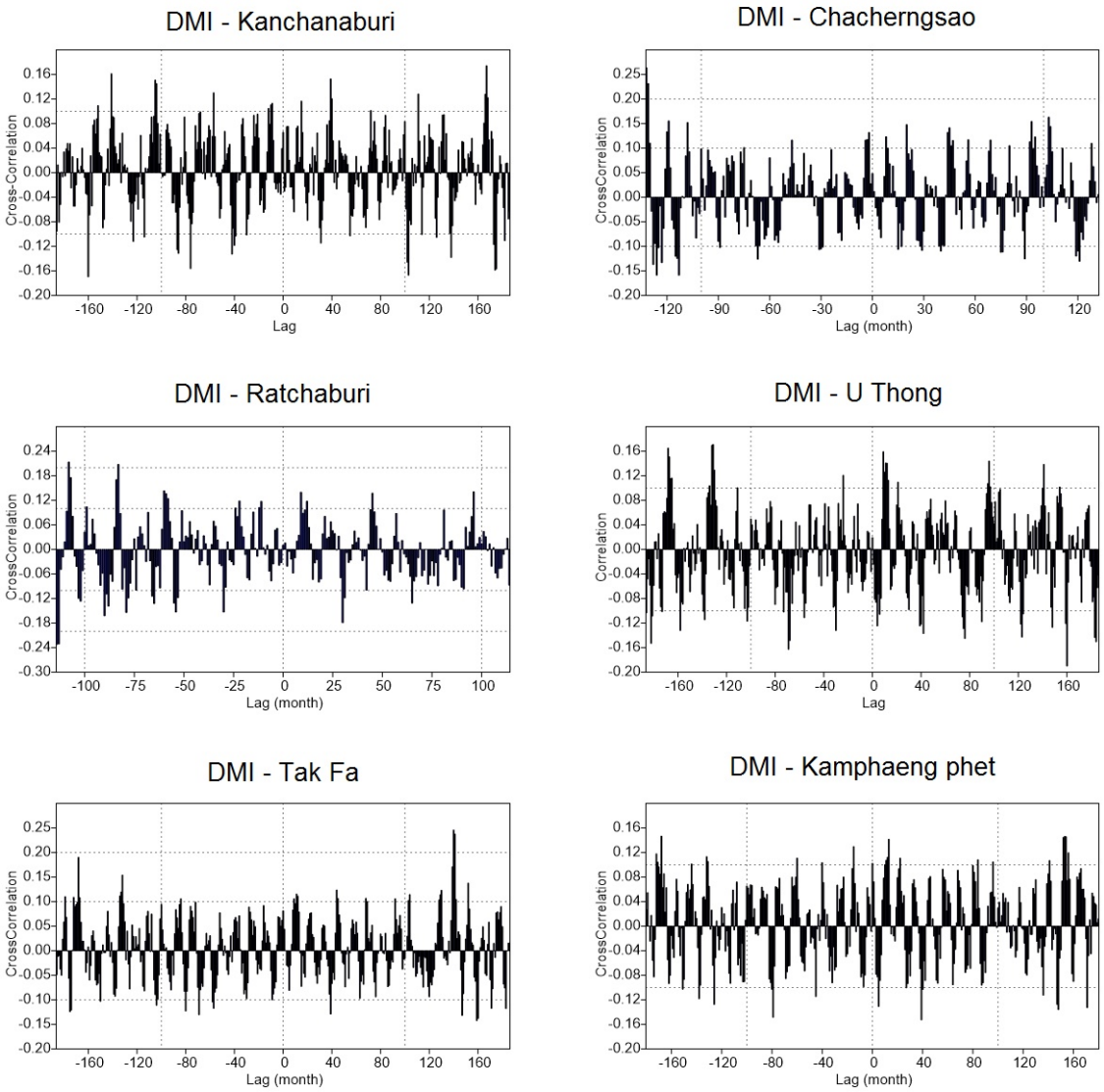
จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ DMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษาที่ช่วงเวลาศึกษา พบว่า มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์น้อย คือ ในภาพรวมมีค่าระหว่าง 0.1 - 0.2 โดยที่สถานีจังหวัดปทุมธานีให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.180 โดยสถานีลพบุรีมีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.088 และเมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.4 จากกราฟที่แกนเวลาเหลื่อม (Lag) จะพบว่าปริมาณน้ำฝนจะมีความสัมพันธ์กับดัชนี DMI สูงในช่วง 9 - 12 เดือน แต่ในภาพรวมให้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์น้อย โดยมีผลการวิเคราะห์ของสถานีต่างๆ ดังในรูปที่ 6.4 และตารางที่ 6.3 ต่อไปนี้

ตารางที่ 6.3 ค่าสหสมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี DMI

| สถานีวัดน้ำฝน | ค่าสหสัมพันธ์สูงที่สุด | ช่วงเวลาเหลื่อม (เดือน) |
|---|---|---|
| กรุงเทพมหานคร | 0.168 | 12 |
| ชัยนาท | 0.092 | 12 |
| ลพบุรี | 0.088 | 9 |
| สุพรรณบุรี | 0.121 | 12 |
| นครปฐม | 0.144 | 12 |
| พระนครศรีอยุธยา | 0.152 | 11 |
| นครสวรรค์ | 0.148 | 12 |
| ปทุมธานี | 0.180 | 12 |
| กาญจนบุรี | 0.113 | 9 |
| ฉะเชิงเทรา | 0.123 | 8 |
| ราชบุรี | 0.117 | 12 |
| อู่ทอง | 0.159 | 9 |
| ตากฟ้า | 0.115 | 11 |
| กำแพงเพชร | 0.141 | 13 |
| ดอนเมือง | 0.161 | 9 |




รูปที่ 6.4 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา



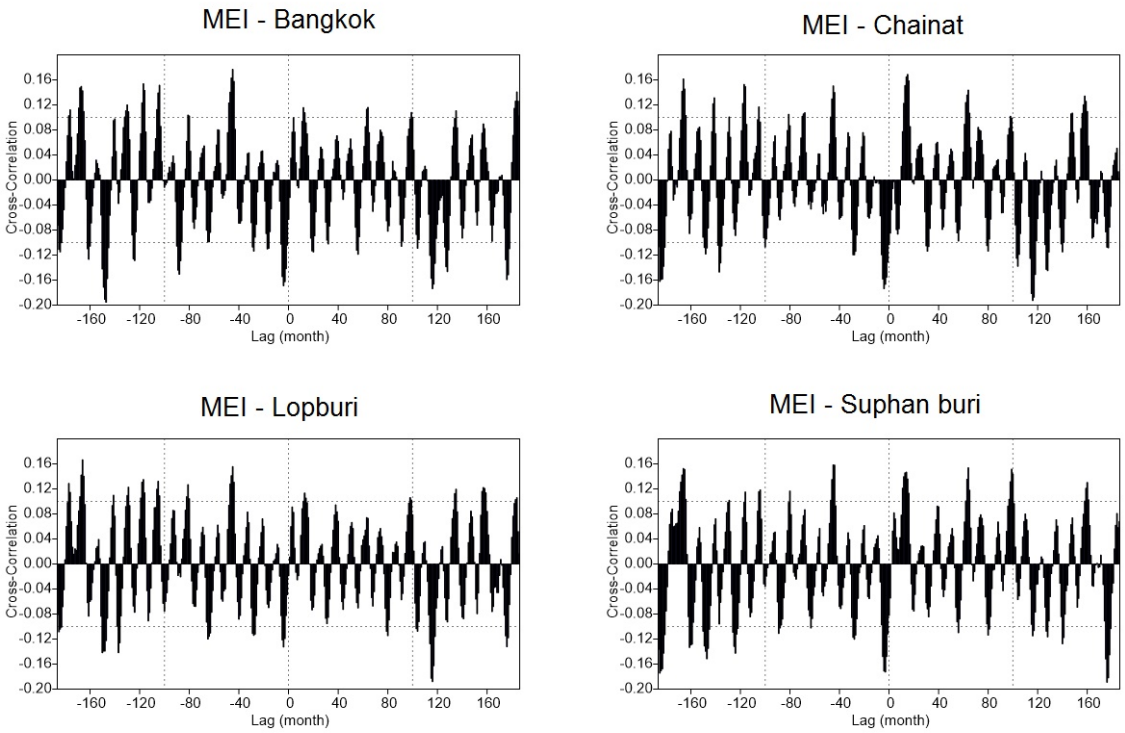

รูปที่ 6.4 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา (ต่อ)

### 6.1.4 ดัชนี MEI กับ ปริมาณน้ำฝน

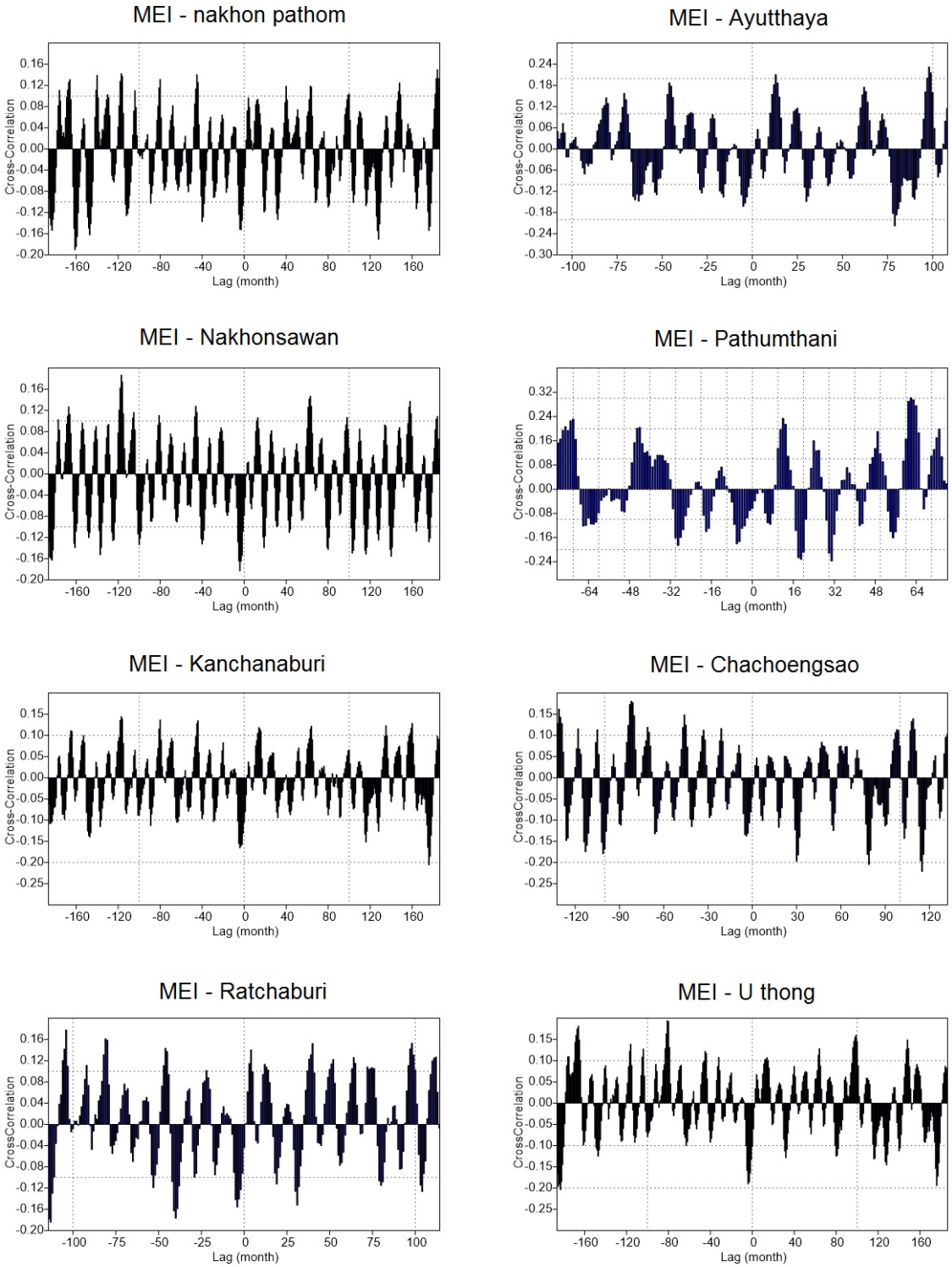
จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ MEI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษาที่ช่วงเวลาศึกษา พบว่า มีค่าสหสัมพันธ์น้อย คือ ในภาพรวมมีค่าระหว่าง 0.1 - 0.2 โดยที่สถานีจังหวัดปทุมธานีให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.180 โดยสถานีกำแพงเพชรมีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.083 และเมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.5 จากกราฟที่แกนเวลาเหลื่อม (Lag) จะพบว่าปริมาณน้ำฝนจะมีความสัมพันธ์กับดัชนี MEI สูงที่ช่วงระยะเวลาประมาณ 12 - 14 เดือน โดยมีผลการวิเคราะห์ของสถานีต่างๆ ดังในตารางที่ 6.4 และรูปที่ 6.5 ต่อไปนี้

ตารางที่ 6.4 ค่าสหสมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี MEI

| สถานีวัดน้ำฝน | ค่าสหสัมพันธ์สูงที่สุด | ช่วงเวลาเหลื่อม (เดือน) |
|---|---|---|
| กรุงเทพมหานคร | 0.116 | 12 |
| ชัยนาท | 0.165 | 14 |
| ลพบุรี | 0.113 | 13 |
| สุพรรณบุรี | 0.145 | 13 |
| นครปฐม | 0.094 | 13 |
| พระนครศรีอยุธยา | 0.181 | 12 |
| นครสวรรค์ | 0.106 | 13 |
| ปทุมธานี | 0.234 | 12 |
| กาญจนบุรี | 0.119 | 14 |
| ฉะเชิงเทรา | 0.100 | 7 |
| ราชบุรี | 0.113 | 12 |
| อู่ทอง | 0.103 | 13 |
| ตากฟ้า | 0.143 | 13 |
| กำแพงเพชร | 0.083 | 14 |
| ดอนเมือง | 0.131 | 13 |




รูปที่ 6.5 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา



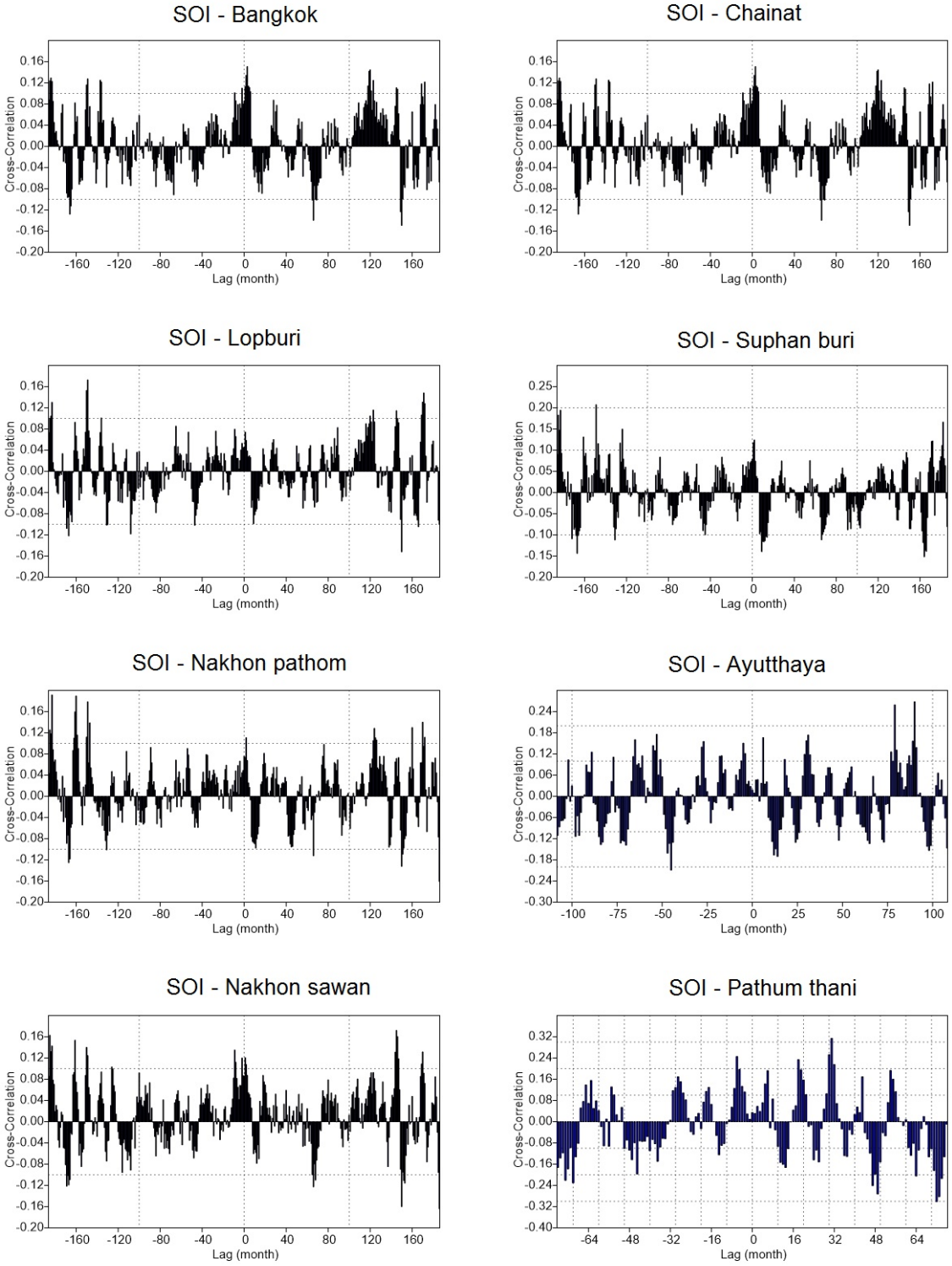

รูปที่ 6.5 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา (ต่อ)

### 6.1.5 ดัชนี SOI กับ ปริมาณน้ำฝน

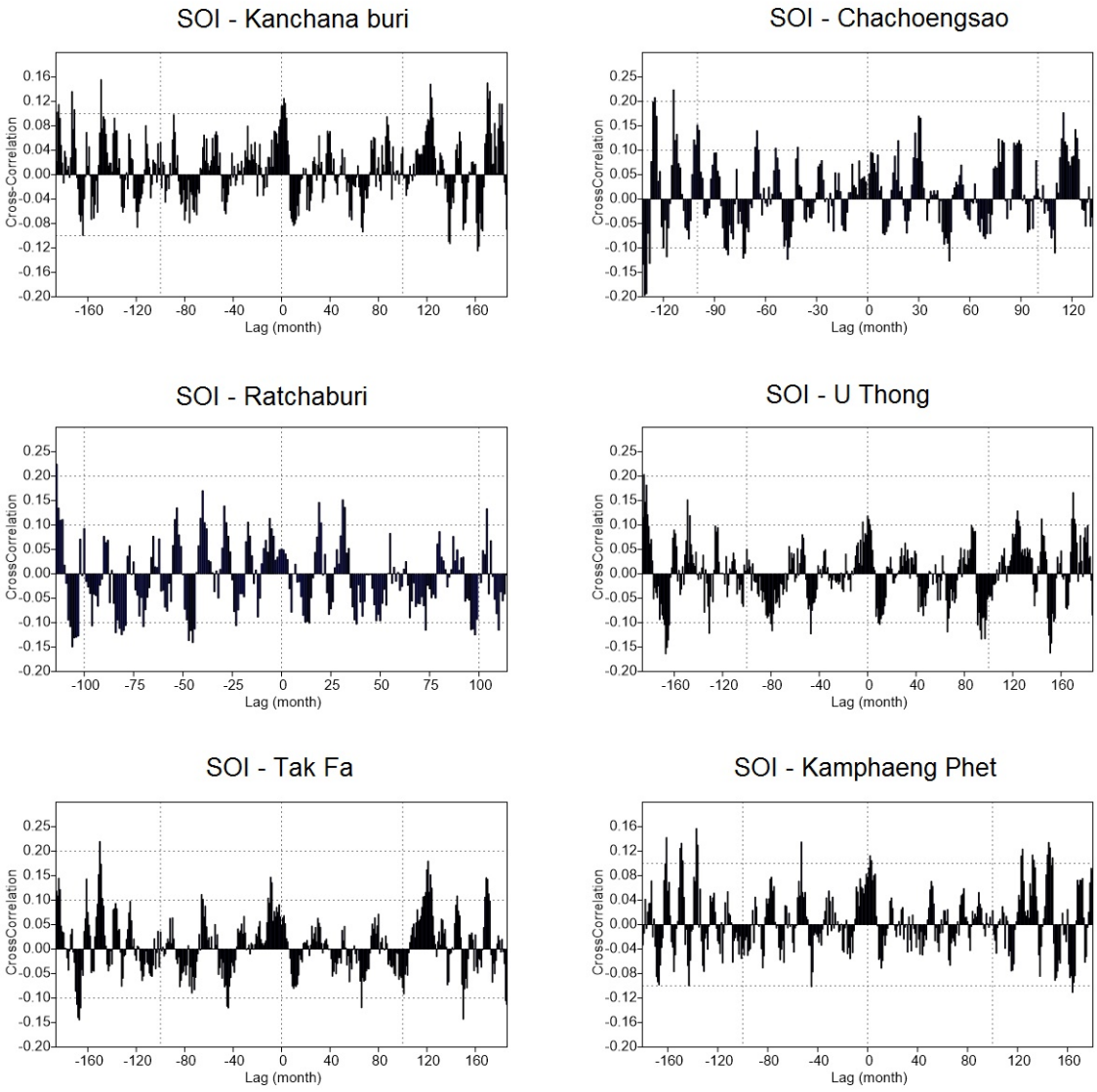
จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ SOI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษาที่ช่วงเวลาศึกษา พบว่า มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์น้อย คือ ในภาพรวมมีค่าระหว่าง 0.1-0.2 โดยที่สถานีจังหวัดปทุมธานีให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.193 โดยสถานีตากฟ้ามีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.068 และเมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.6 จากกราฟที่แกนเวลาเหลื่อม (Lag) จะพบว่าปริมาณน้ำฝนจะมีความสัมพันธ์กับดัชนี SOI สูงที่ช่วงระยะเวลาประมาณ 1 - 6 เดือน โดยมีผลการวิเคราะห์ของสถานีต่างๆ ดังในตารางที่ 6.5 และรูปที่ 6.6 ต่อไปนี้

ตารางที่ 6.5 ค่าสหสมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี SOI

| สถานีวัดน้ำฝน | ค่าสหสัมพันธ์สูงที่สุด | ช่วงเวลาเหลื่อม (เดือน) |
|---|---|---|
| กรุงเทพมหานคร | 0.096 | 1 |
| ชัยนาท | 0.150 | 3 |
| ลพบุรี | 0.074 | 1 |
| สุพรรณบุรี | 0.124 | 2 |
| นครปฐม | 0.110 | 2 |
| พระนครศรีอยุธยา | 0.166 | 6 |
| นครสวรรค์ | 0.120 | 1 |
| ปทุมธานี | 0.192 | 6 |
| กาญจนบุรี | 0.125 | 2 |
| ฉะเชิงเทรา | 0.090 | 6 |
| ราชบุรี | 0.078 | 5 |
| อู่ทอง | 0.119 | 0 |
| ตากฟ้า | 0.068 | 2 |
| กำแพงเพชร | 0.112 | 2 |
| ดอนเมือง | 0.143 | 1 |




รูปที่ 6.6 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา



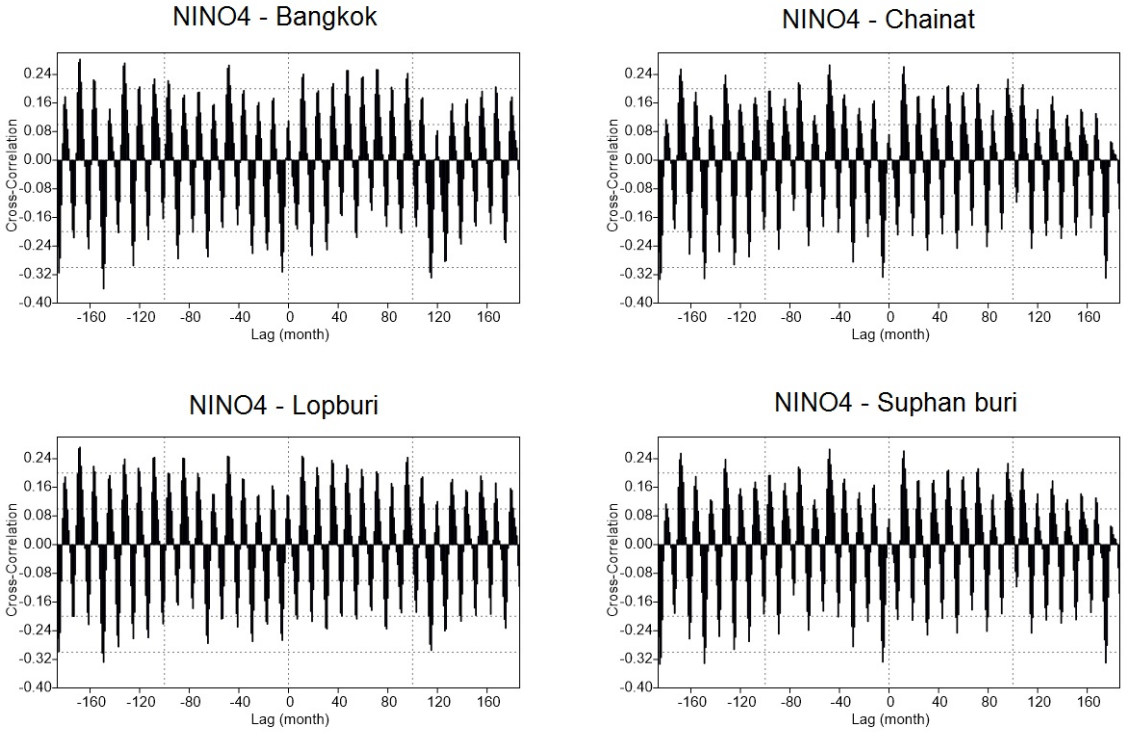

รูปที่ 6.6 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา (ต่อ)

### 6.1.6 ดัชนี Nino4 กับ ปริมาณน้ำฝน

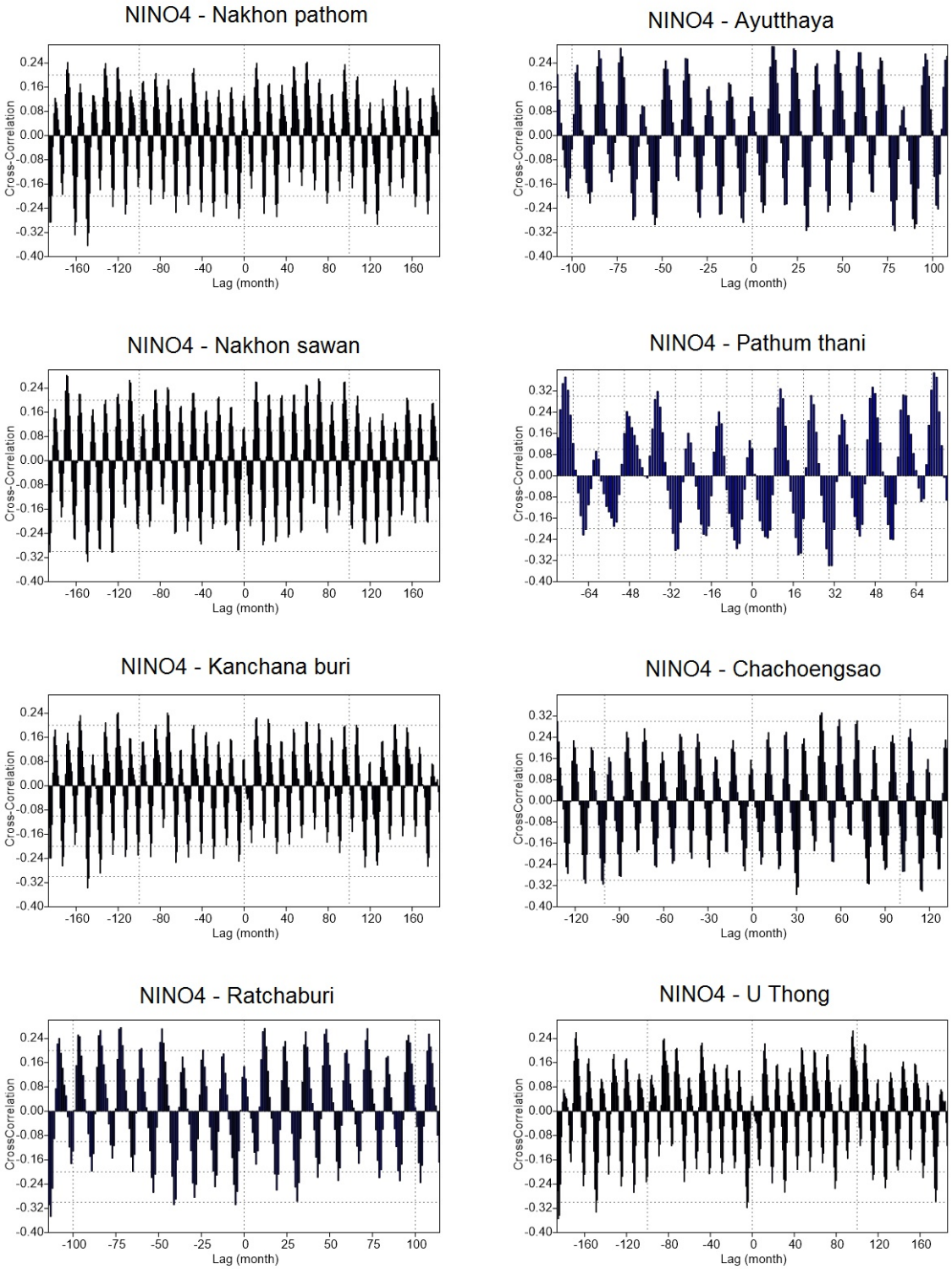
จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ Nino4 กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษาที่ช่วงเวลาศึกษา พบว่า มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์น้อย คือ ในภาพรวมมีค่าระหว่าง 0.2 - 0.7 โดยที่สถานีตากฟ้าจังหวัดนครสวรรค์ให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.65 โดยสถานีกาญจนบุรีมีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.225 และเมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.7 จากกราฟที่แกนเวลาเหลื่อม (Lag) จะพบว่าปริมาณน้ำฝนจะมีความสัมพันธ์กับดัชนี Nino4 สูงที่ช่วงระยะเวลาประมาณ 11 - 12 เดือน โดยมีผลการวิเคราะห์ของสถานีต่างๆ ดังในตารางที่ 6.6 และรูปที่ 6.7 ต่อไปนี้

ตารางที่ 6.6 ค่าสหสมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี NINO4

| สถานีวัดน้ำฝน | ค่าสหสัมพันธ์สูงที่สุด | ช่วงเวลาเหลื่อม (เดือน) |
|---|---|---|
| กรุงเทพมหานคร | 0.24113 | 12 |
| ชัยนาท | 0.24034 | 12 |
| ลพบุรี | 0.24695 | 11 |
| สุพรรณบุรี | 0.26176 | 12 |
| นครปฐม | 0.24009 | 12 |
| พระนครศรีอยุธยา | 0.29468 | 11 |
| นครสวรรค์ | 0.2608 | 11 |
| ปทุมธานี | 0.32862 | 11 |
| กาญจนบุรี | 0.22504 | 12 |
| ฉะเชิงเทรา | 0.25836 | 11 |
| ราชบุรี | 0.63659 | 12 |
| อู่ทอง | 0.5416 | 12 |
| ตากฟ้า | 0.64975 | 12 |
| กำแพงเพชร | 0.64856 | 12 |
| ดอนเมือง | 0.62368 | 12 |




รูปที่ 6.7 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา




รูปที่ 6.7 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา (ต่อ)

## 6.2 ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝนด้วยสมการถดถอยเชิงพหุ

หลังจากที่ได้ทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร (cross correlation) ระหว่างปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษากับดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ในหัวข้อ 6.1 มาแล้วนั้นจะได้ทราบค่าความสัมพันธ์และตำแหน่งของช่วงเวลาเหลื่อม (lag time) ที่ตัวแปรมีความสัมพันธ์กันสูง จากนั้นจึงมาวิเคราะห์หาสมการถดถอยเชิงพหุเพื่อให้ได้สมการที่มีตัวแปรอิสระกับตัวแปรตามที่มีความสัมพันธ์ในรูปเชิงเส้น การศึกษาครั้งนี้กำหนดให้ตัวแปรอิสระเป็นดัชนีทางสมุทรศาสตร์ และตัวแปรตามเป็นปริมาณน้ำฝน โดยการวิเคราะห์ด้วยโปรแกรม SPSS ด้วยการเลือกตัวแปรอิสระเข้าสมการโดยวิธี Stepwise ซึ่งผลของความสัมพันธ์จะบอกได้ด้วยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ *(R)* จากการวิเคราะห์จะได้ผลแสดงดังตัวอย่างของสถานีวัดน้ำฝน จ.กรุงเทพมหานคร ในรูปที่ 6.8 ดังนี้

โดยจากรูปที่ 6.8 ได้แสดงการวิเคราะห์ของโปรแกรมโดยโปรแกรมจะทำการเลือกตัวแปรอิสระเข้าวิเคราะห์ทีละตัว จากทั้งหมด 6 ตัวแปร เมื่อพบว่าตัวแปร WNPMI มีความสัมพันธ์กับตัวแปรตาม ลำดับต่อมาจึงเลือกตัวแปร IMI และ SOI เข้าสมการ ในขณะที่ตัวแปรอิสระอื่นๆ ไม่มีความสัมพันธ์กับตัวแปรตามจะถูกตัดออกไป ซึ่งในรูปที่ 6.8 นี้เป็นตัวอย่างผลการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณน้ำฝนของสถานี จ.กรุงเทพมหานคร

**Model Summary**

| Model | R | R Square | Adjusted R Square | Std. Error of the Estimate |
|---|---|---|---|---|
| 1 | .607(a) | .369 | .367 | 107.23411 |
| 2 | .618(b) | .382 | .379 | 106.22478 |
| 3 | .625(c) | .391 | .385 | 105.66635 |

a Predictors: (Constant), WNPMI
b Predictors: (Constant), WNPMI, IMI
c Predictors: (Constant), WNPMI, IMI, SOI

**Coefficients(a)**

| Model | | Unstandardized Coefficients | | Standardized Coefficients | t | Sig. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | B | Std. Error | Beta | | |
| 1 | (Constant) | 159.638 | 5.871 | | 27.189 | .000 |
| | WNPMI | 13.474 | .932 | .607 | 14.462 | .000 |
| 2 | (Constant) | 157.437 | 5.869 | | 26.825 | .000 |
| | WNPMI | 9.784 | 1.609 | .441 | 6.080 | .000 |
| | IMI | 4.396 | 1.570 | .203 | 2.799 | .005 |
| 3 | (Constant) | 158.091 | 5.846 | | 27.043 | .000 |
| | WNPMI | 10.033 | 1.605 | .452 | 6.252 | .000 |
| | IMI | 4.160 | 1.566 | .192 | 2.657 | .008 |
| | SOI | 12.751 | 5.830 | .091 | 2.187 | .029 |

a Dependent Variable: RAIN

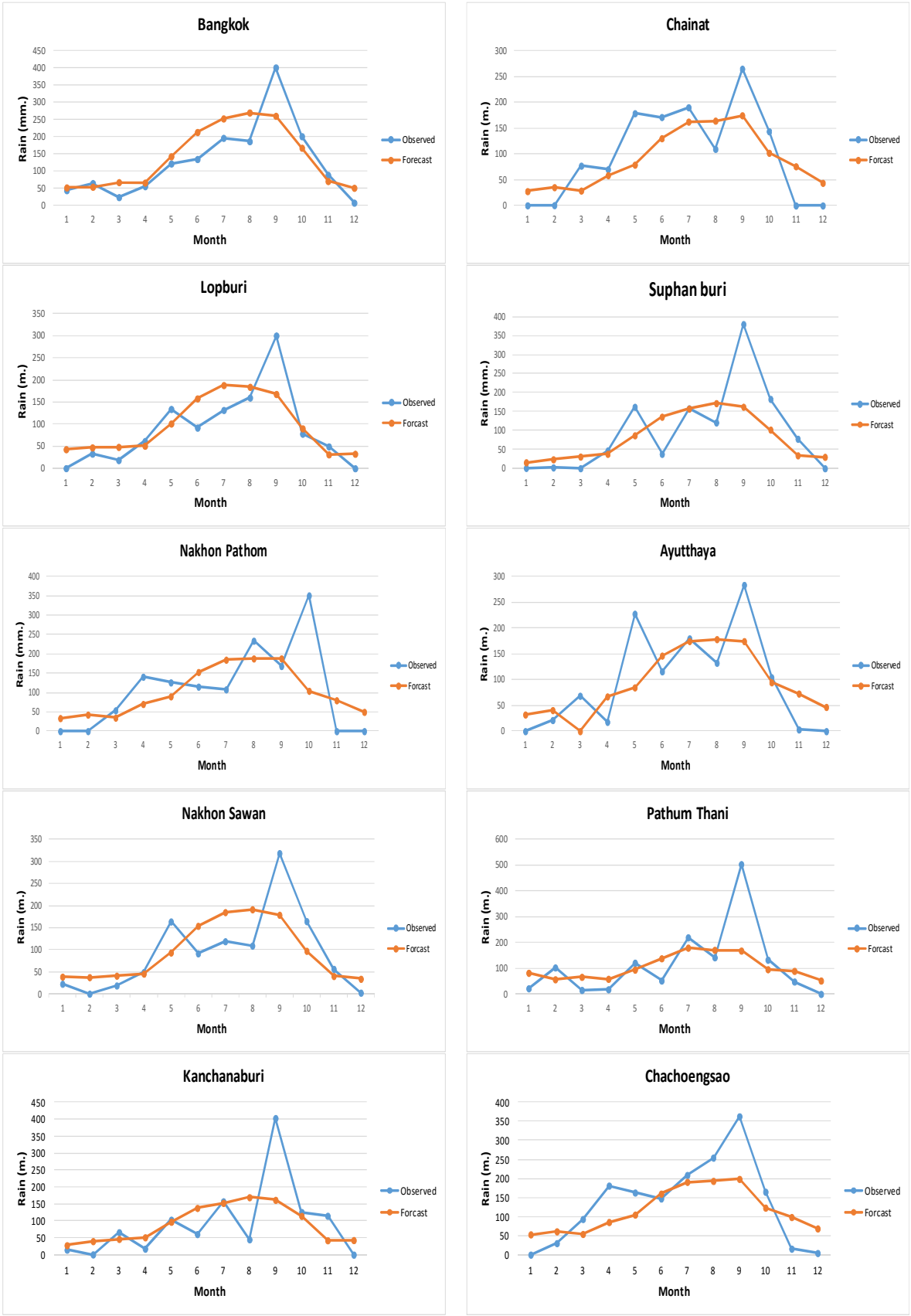
รูปที่ 6.8 สรุปการแสดงผลการวิเคราะห์ข้อมูลดัชนีและปริมาณน้ำฝน จ.กรุงเทพมหานครจาก SPSS

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนกับดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์เพื่อหาสมการถดถอยเชิงพหุที่เหมาะสมในแต่ละสถานี สามารถสรุปสมการดังที่แสดงในตาราง 6.7 พบว่า ค่าสัมประสิทธิ์เชิงพหุ (R) มีค่าน้อยที่สุดอยู่ที่ 0.509 ณ สถานีจังหวัดกาญจนบุรี สำหรับค่ามากที่สุดอยู่ที่ 0.714 ในจังหวัดนครสวรรค์ โดยค่าดัชนี WNPMI และ IMI มีอิทธิพลต่อปริมาณน้ำฝนรายเดือนในสมการถดถอยมากที่สุด รองลงมาคือ NINO4 SOI และ DMI ตามลำดับ โดยเมื่อเทียบกับดัชนีตัวอื่นๆ เห็นว่าดัชนี WNPMI และ IMI เป็นตัวแปรที่สัมพันธ์กับการเกิดฝนในบริเวณพื้นที่ศึกษามากที่สุด ซึ่งสอดคล้องกับการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร (Cross Correlation) ในลับดับก่อนหน้านี้

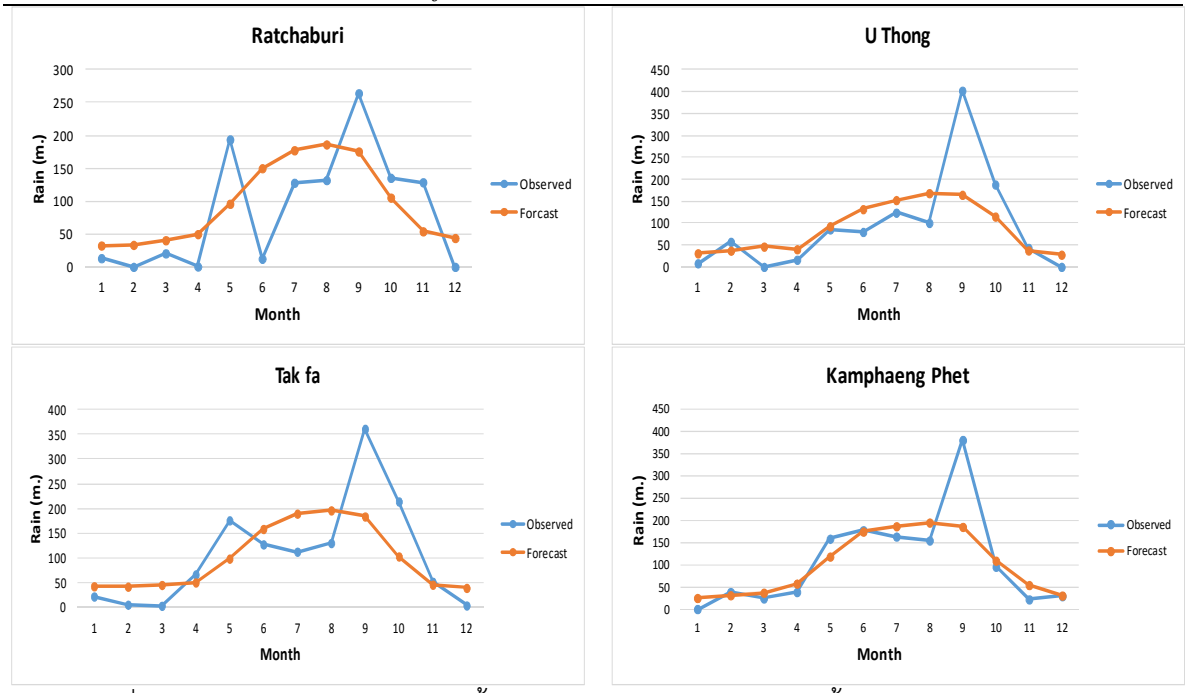
จากนั้นได้ทำการตรวจสอบการทำนายปริมาณน้ำฝนที่หาได้จากสมการถดถอยในตารางที่ 6.7 ด้วยการพล็อตกราฟระหว่างปริมาณน้ำฝนจากข้อมูลจริงกับปริมาณน้ำฝนที่ได้จากการทำนายจากสมการถดถอย โดยแสดงค่าแบบอนุกรมเวลาของปี ค.ศ. 2011 ซึ่งแต่ละสถานีได้ผลแสดงตามรูปที่ 6.9 และได้พล็อตค่าเปรียบเทียบ (Scatter plot) ปริมาณน้ำฝนจากข้อมูลจริงกับปริมาณน้ำฝนที่ได้จากการทำนายในแกน x และแกน y ตามลำดับ เพื่อพิจารณาค่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ ($R^2$) ดังในรูปที่ 6.10 โดยจาก 15 สถานีวัดน้ำปริมาณน้ำฝนที่ศึกษาพบว่ามีค่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ สูงสุดอยู่ที่สถานีจังหวัดพระนครศรีอยุธยาเท่ากับ 0.786 และมีค่าน้อยที่สุดในสถานีจังหวัดกาญจนบุรีคือ 0.341 ซึ่งจะเห็นได้ว่าในภาพรวมนั้นผลการทำนายให้ค่าสอดคล้องกับค่าปริมาณน้ำฝนที่ได้จากการเก็บข้อมูลอยู่ในช่วงตั้งแต่ปานกลางถึงมาก

ตารางที่ 6.7 แสดงสมการถดถอยเชิงพหุและสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R) ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์

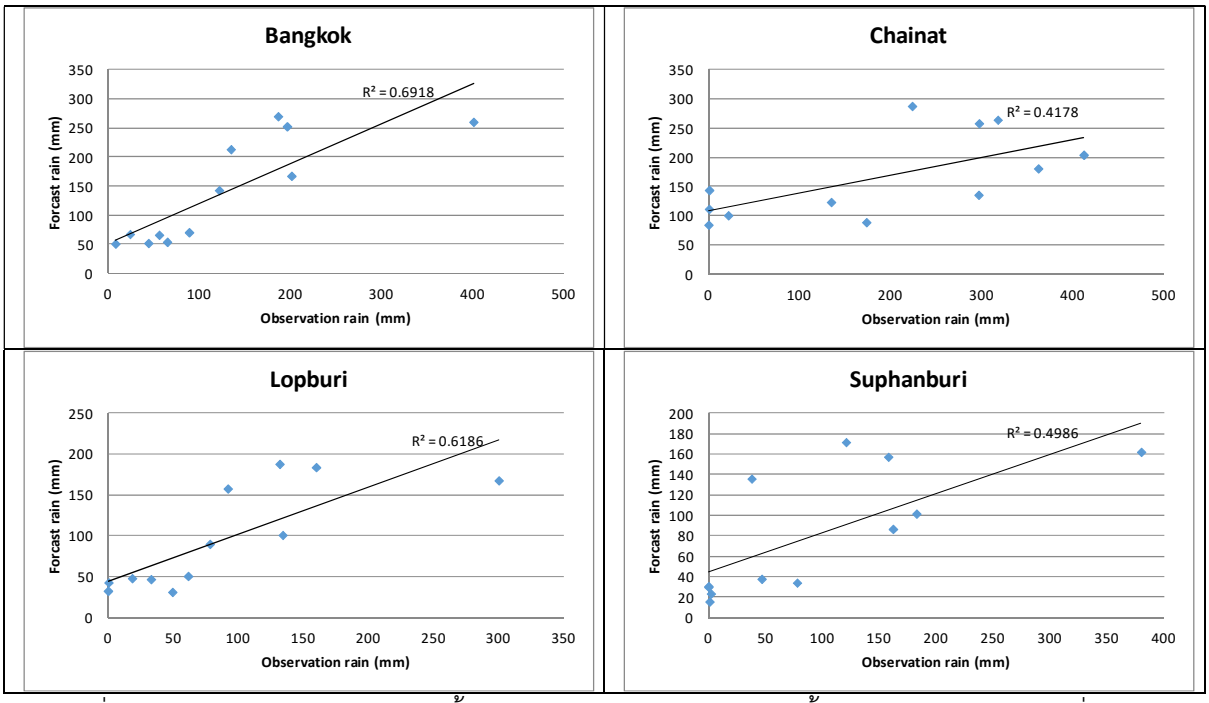
| Station | Equation | R | Most effective |
|---|---|---|---|
| กรุงเทพมหานคร | Y = 158.091+10.033WNPMI+4.160IMI+12.751SOI | 0.625 | SOI |
| ชัยนาท | Y = 97.124+6.113WNPMI+3.669IMI | 0.644 | WNPMI |
| ลพบุรี | Y = 956.651+6.093WNPMI+4.760IMI-29.843NINO4+14.159MEI | 0.635 | NINO4 |
| สุพรรณบุรี | Y = 95.790+7.048WNPMI+2.190IMI | 0.604 | WNPMI |
| นครปฐม | Y = 108.394+6.119IMI+4.901WNPMI | 0.705 | IMI |
| พระนครศรีอยุธยา | Y = 101.816+6.473IMI+3.954WNPMI | 0.647 | IMI |
| นครสวรรค์ | Y = 493.496+5.918IMI+5.690WNPMI-13.437NINO4 | 0.714 | NINO4 |
| ปทุมธานี | Y = 115.484+9.590IMI+19.238SOI | 0.623 | SOI |
| กาญจนบุรี | Y = 101.292+7.677WNPMI | 0.509 | WNPMI |
| ฉะเชิงเทรา | Y = 122.521+5.341WNPMI+4.694IMI | 0.619 | WNPMI |
| ราชบุรี | Y = 110.032+4.978IMI+5.127WNPMI | 0.571 | WNPMI |
| อู่ทอง | Y = 97.457+8.232WNPMI+11.435SOI | 0.544 | SOI |
| ตากฟ้า | Y = 467.515+5.855IMI+5.722WNPMI-12.376NINO4 | 0.676 | NINO4 |
| กำแพงเพชร | Y = 133.121+6.630WNPMI+6.096IMI-34.867DMI | 0.682 | DMI |
| ดอนเมือง | Y = 128.537+6.892IMI+5.179WNPMI+9.251SOI | 0.645 | SOI |



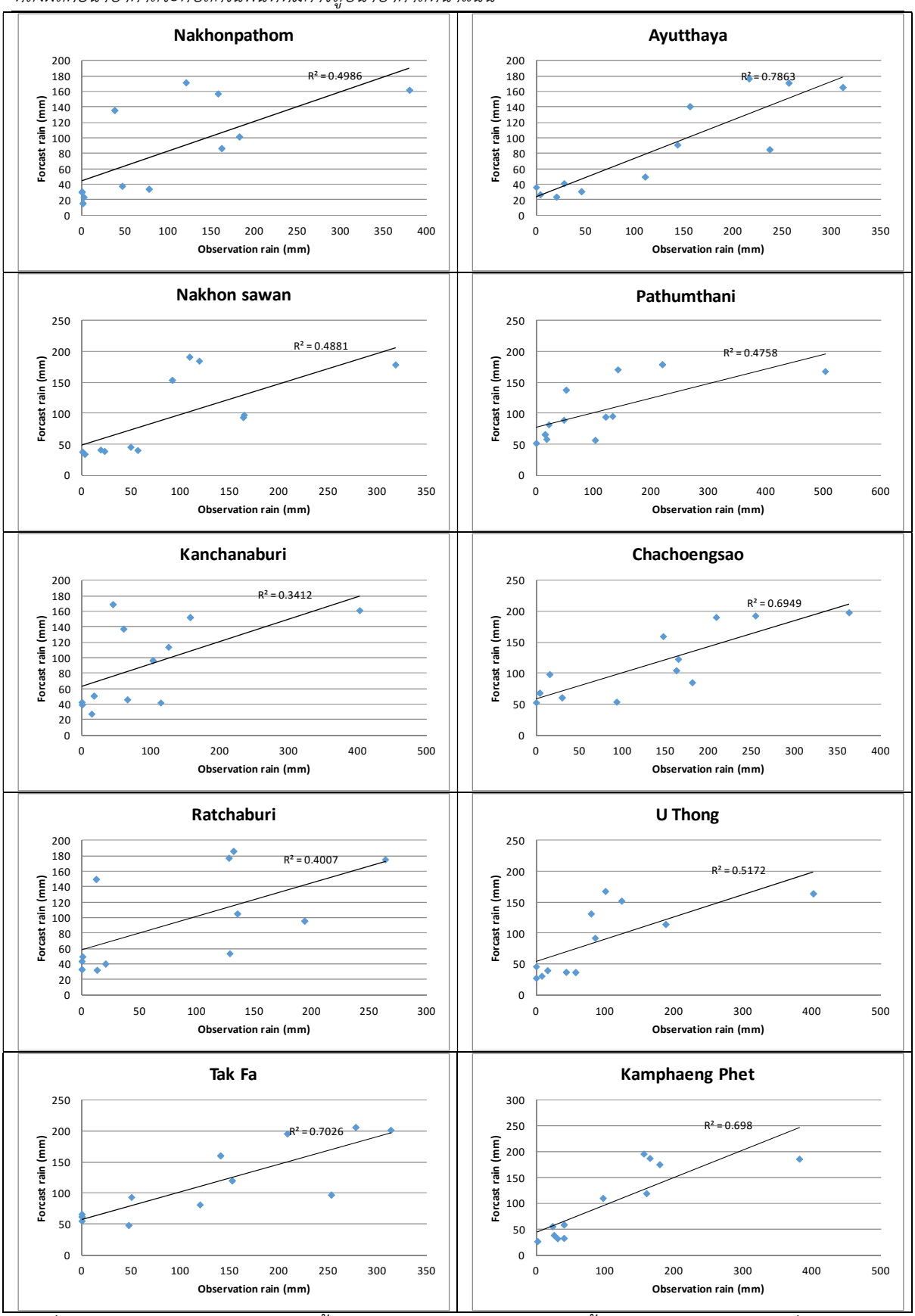

รูปที่ 6.9 อนุกรมเวลาของปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษาปี 2012




รูปที่ 6.9 อนุกรมเวลาของปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษาปี 2012 (ต่อ)




รูปที่ 6.10 การเปรียบเทียบปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงในสถานีต่างๆ ที่ศึกษา




รูปที่ 6.10 การเปรียบเทียบปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงในสถานีต่างๆ ที่ศึกษา (ต่อ)

โดยภาพรวมของการศึกษาบทนี้ พบว่าปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษาจะมีความสัมพันธ์กับดัชนี IMI และ WNPMI มากที่สุด โดยที่การเหลื่อมของเวลา (Lag) มีค่าอยู่ในช่วงน้อยกว่าหรือเท่ากับ 1 เดือน แต่เนื่องจากข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้เป็นค่ารายเดือนจึงไม่สามารถพิจารณาถึงช่วงเวลาที่น้อยกว่านี้ได้

นอกจากนี้ค่าดัชนีตัวอื่นๆ ที่เหลือจะมีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝนค่อนข้างน้อยโดยเมื่อพิจารณาจากค่าเฉลี่ยในตารางที่ 6.8 สามารถเรียงลำดับจากความสัมพันธ์มากที่สุด คือ Nino4 DMI MEI และ SOI ตามลำดับ

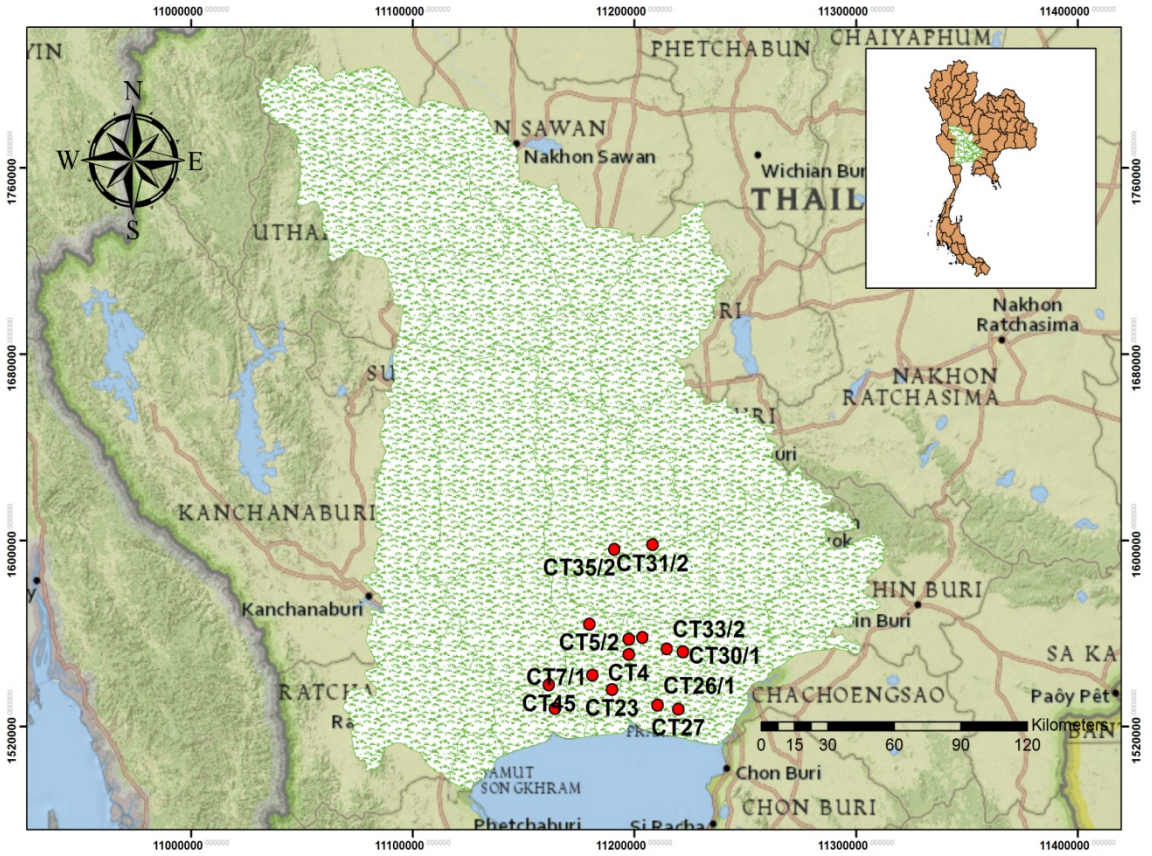
ตารางที่ 6.8 สรุปค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงสุดระหว่างดัชนีสภาพอากาศและปริมาณฝนที่สถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา

| **สถานีวัดน้ำฝน** | ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | **IMI** | **WNPMI** | **DMI** | **MEI** | **SOI** | **NINO4** |
| กรุงเทพมหานคร | 0.573 | 0.633 | 0.168 | 0.116 | 0.097 | 0.241 |
| ชัยนาท | 0.596 | 0.626 | 0.093 | 0.165 | 0.151 | 0.240 |
| ลพบุรี | 0.592 | 0.637 | 0.089 | 0.114 | 0.074 | 0.247 |
| สุพรรณบุรี | 0.583 | 0.600 | 0.121 | 0.146 | 0.124 | 0.262 |
| นครปฐม | 0.583 | 0.574 | 0.144 | 0.094 | 0.111 | 0.240 |
| พระนครศรีอยุธยา | 0.647 | 0.603 | 0.152 | 0.182 | 0.167 | 0.295 |
| นครสวรรค์ | 0.667 | 0.659 | 0.148 | 0.106 | 0.121 | 0.261 |
| ปทุมธานี | 0.611 | 0.507 | 0.180 | 0.234 | 0.193 | 0.329 |
| กาญจนบุรี | 0.482 | 0.537 | 0.113 | 0.119 | 0.125 | 0.225 |
| ฉะเชิงเทรา | 0.600 | 0.588 | 0.123 | 0.101 | 0.091 | 0.258 |
| ราชบุรี | 0.558 | 0.553 | 0.118 | 0.113 | 0.078 | 0.637 |
| อู่ทอง | 0.514 | 0.541 | 0.159 | 0.104 | 0.119 | 0.542 |
| ตากฟ้า | 0.648 | 0.640 | 0.116 | 0.143 | 0.069 | 0.650 |
| กำแพงเพชร | 0.649 | 0.647 | 0.142 | 0.083 | 0.113 | 0.649 |
| ดอนเมือง | 0.627 | 0.598 | 0.162 | 0.131 | 0.143 | 0.624 |
| **เฉลี่ย** | **0.595** | **0.596** | **0.135** | **0.130** | **0.118** | **0.380** |

ค่าความสัมพันธ์ของค่าดัชนี เช่น DMI SOI Nino 4 และ MEI กับความสัมพันธ์รายตัวกับปริมาณน้ำฝนค่อนข้างน้อยแต่ก็มีผลต่อการวิเคราะห์สมการถดถอยในภาพรวมและช่วยให้ค่าสัมประสิทธิ์การถดถอย (R) มีค่าที่สูงขึ้นได้ในบางสถานี

# บทที่ 7
# การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ กับระดับน้ำบาดาลและเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

ในบทนี้เป็นการหาความสัมพันธ์ (Cross-correlation) ระหว่าง ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ กับระดับน้ำบาดาลและเศษเหลือ (Residual) หลังจากการแยกแนวโน้ม ตามที่ได้กล่าวไว้ในทฤษฎีในบทที่ 4 โดยได้ใช้ดัชนีสภาพสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ 6 ตัวแปร และคัดเลือกข้อมูลระดับน้ำบาดาลในสถานีที่มีการเก็บข้อมูลไม่ต่ำกว่า 30 ปี จำนวน 14 สถานี โดยมีตำแหน่งของสถานีต่างๆ ที่ใช้วิเคราห์ดังที่แสดงในรูปที่ 7.1 ซึ่งได้ผลการวิเคราะห์ดังต่อไปนี้




รูปที่ 7.1 ตำแหน่งสถานีบ่อน้ำบาดาลที่คัดเลือกในพื้นที่ศึกษา

## 7.1 ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาล

### 7.1.1 ดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาล

7.1.1.1 ระดับน้ำบาดาลสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 โดยได้แสดงในรูปที่ 7.2

โดยในรูปที่ 7.2 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.073 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 131 เดือน

ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.064 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 130 เดือน

และดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.069 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 130 เดือน

7.1.1.2 ดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1

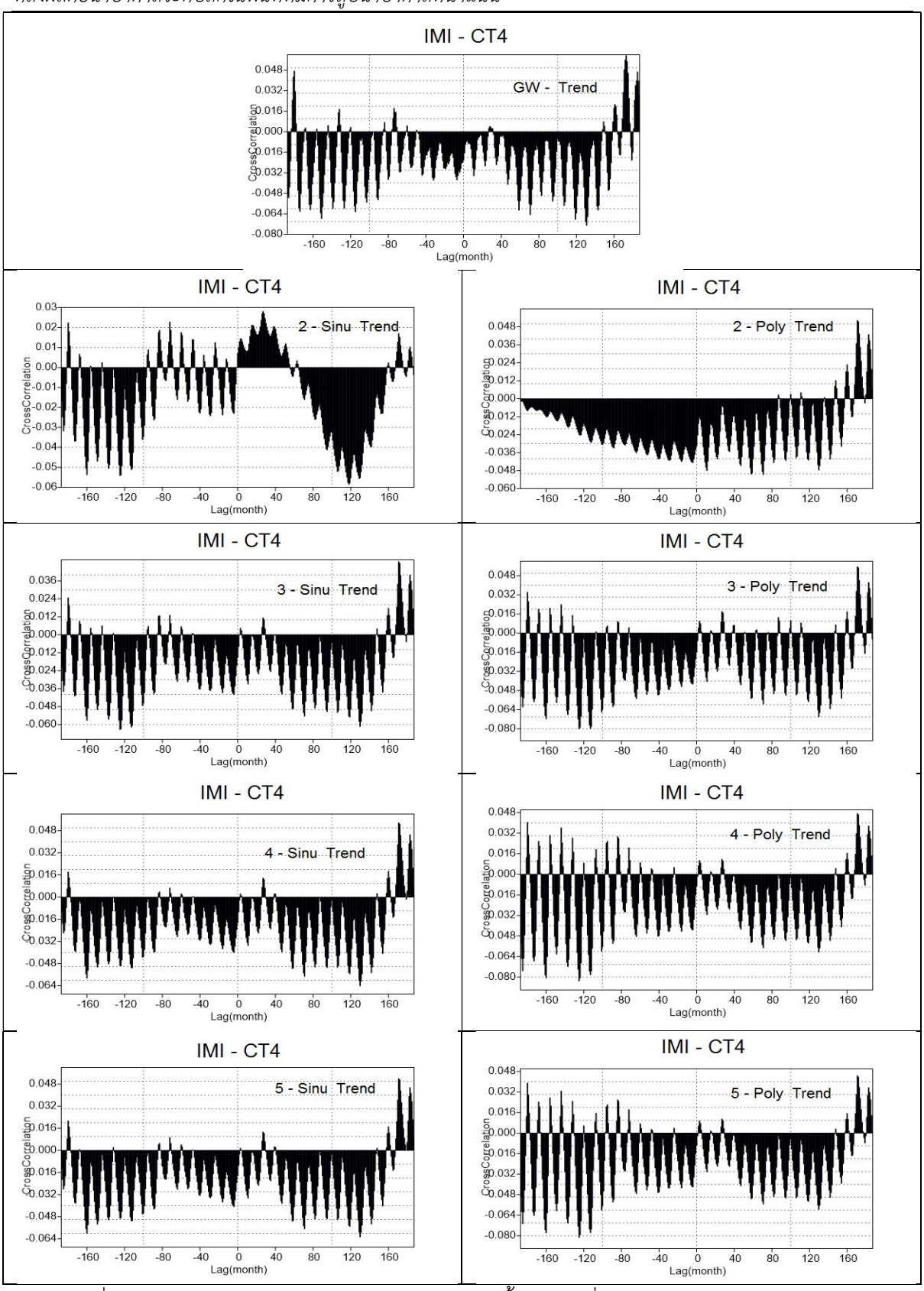
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 แสดงในรูปที่ 7.3

จากรูปที่ 7.3 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

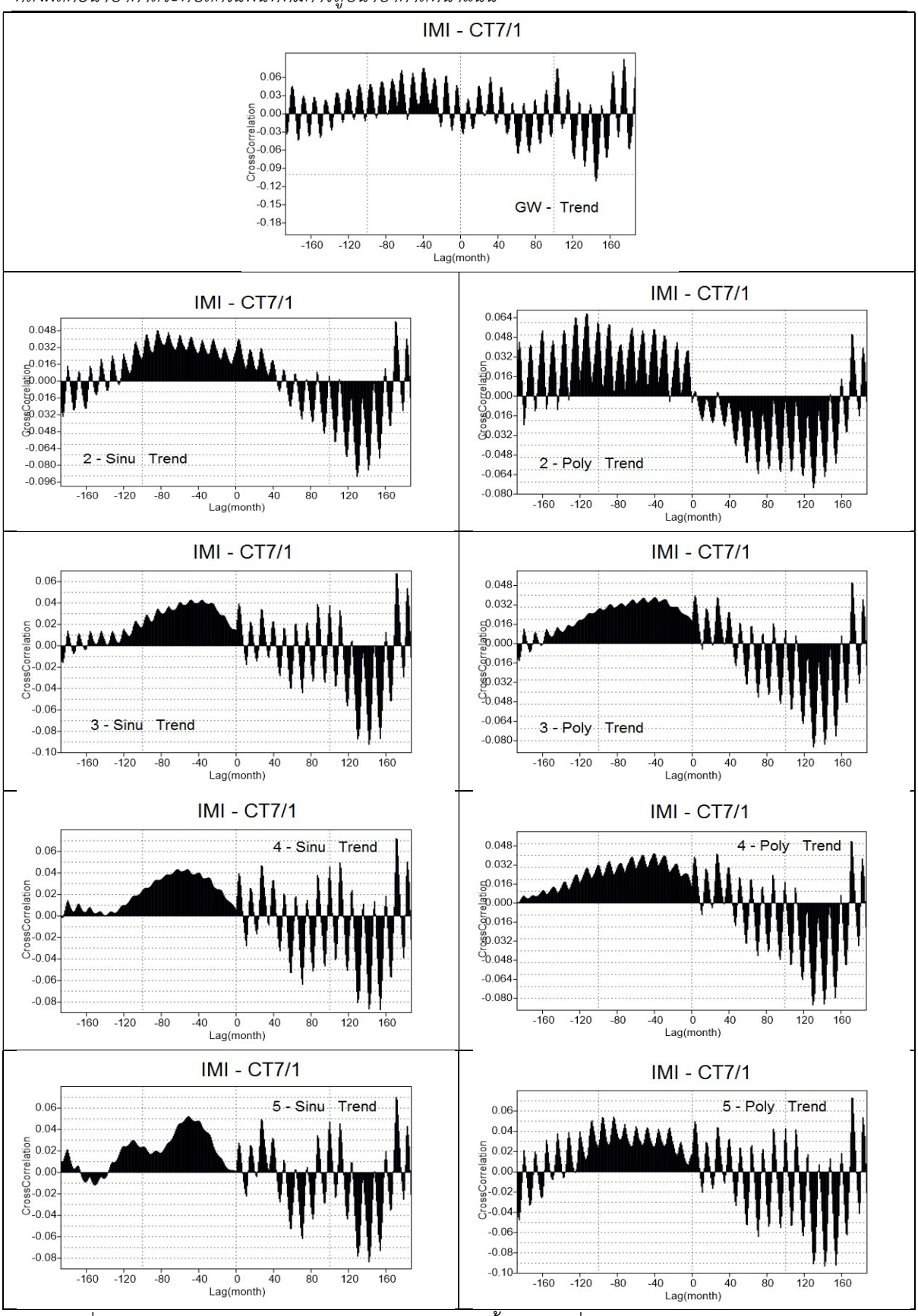
ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.111 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 145 เดือน

ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.092 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

และดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.093 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน




รูปที่ 7.2 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT4




รูปที่ 7.3 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT7/1

7.1.1.3 ดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.4

โดยรูปที่ 7.4 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.038 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 77 เดือน

ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.049 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 71 เดือน

และดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.071 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 130 เดือน

7.1.1.4 ดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1

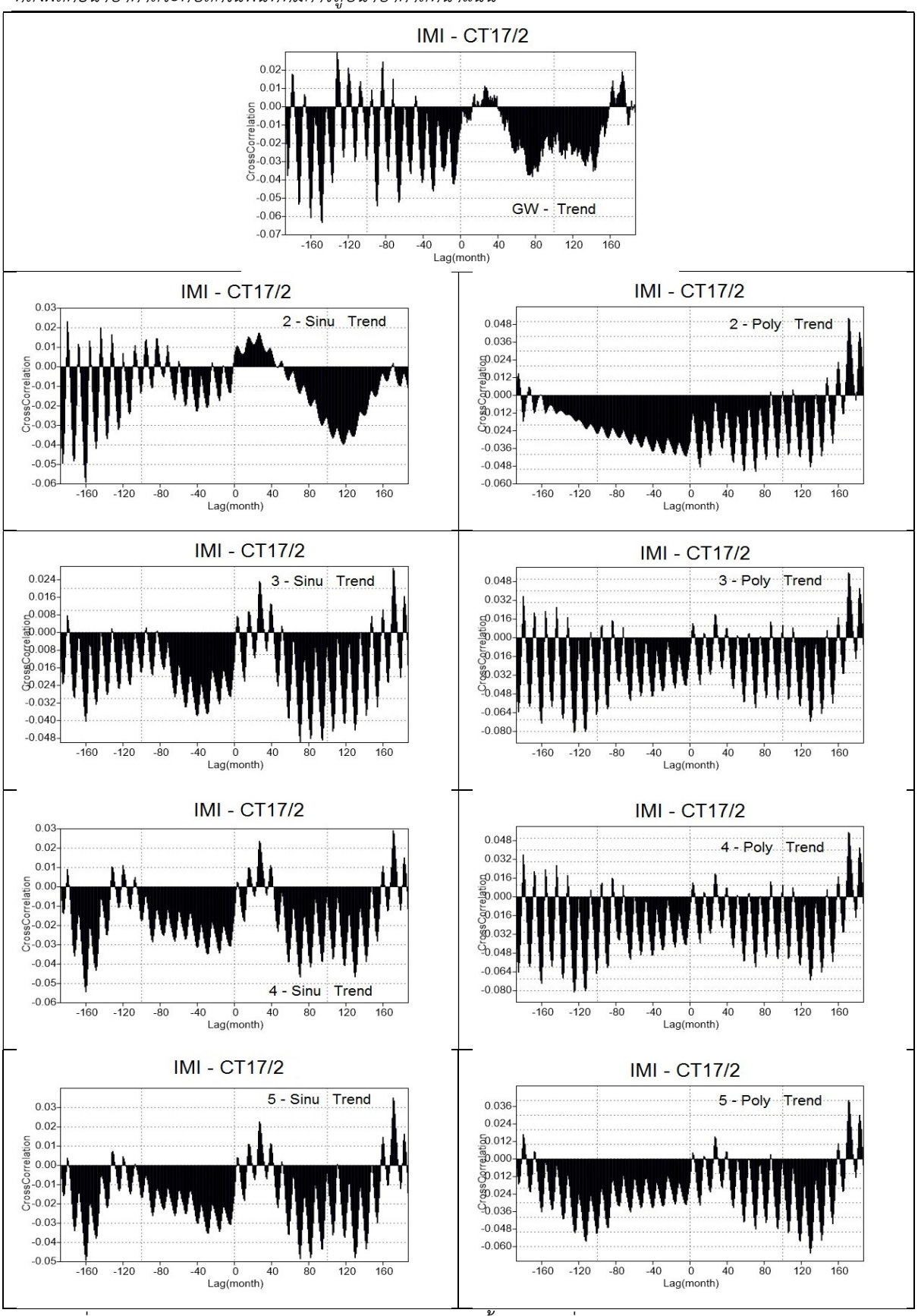
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.5

จากรูปที่ 7.5 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

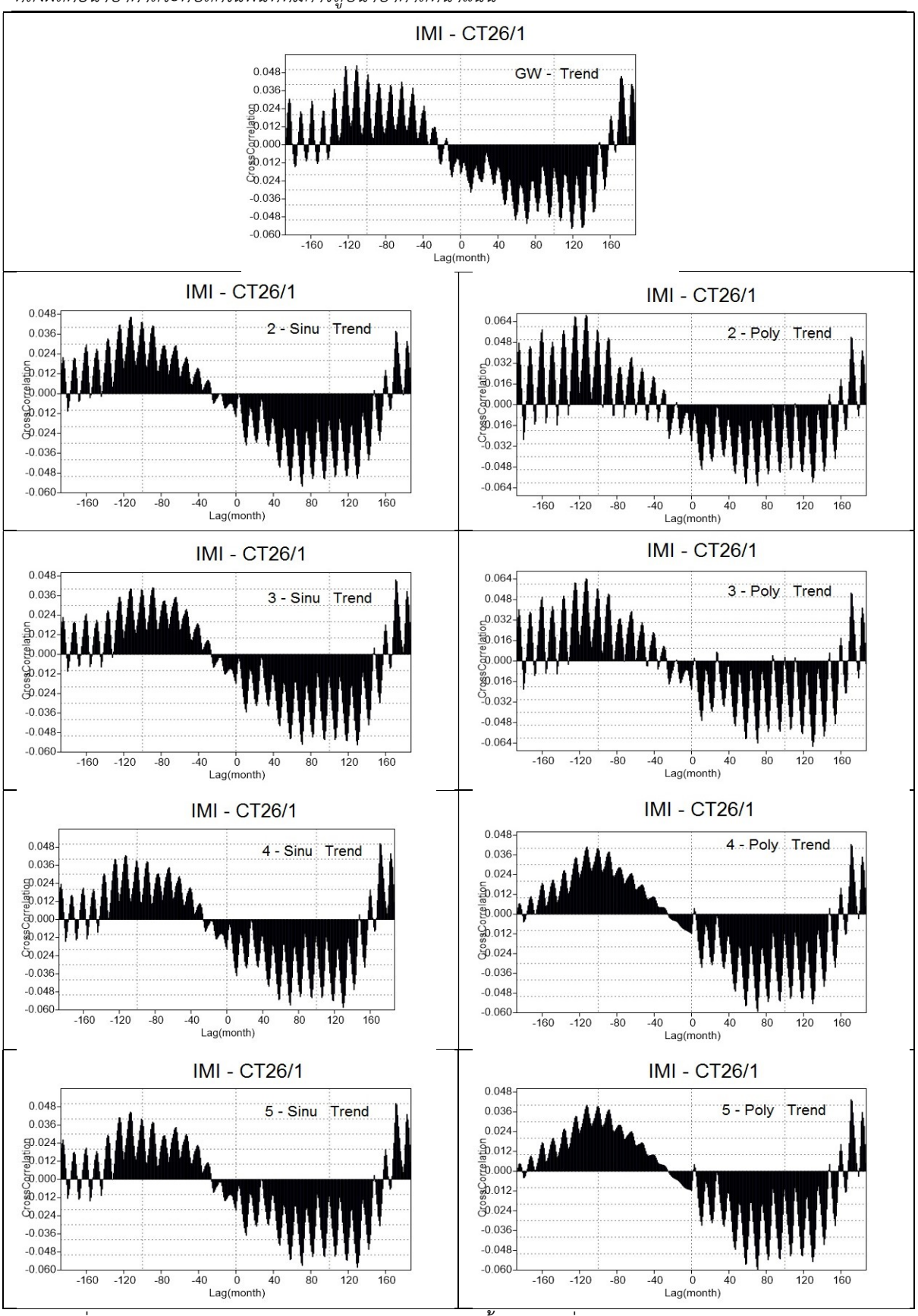
ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.055 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 119 เดือน

ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.058 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 130 เดือน

และดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.066 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 130 เดือน




รูปที่ 7.4 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT17/2




รูปที่ 7.5 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT26/1

7.1.1.5 ดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.6

จากรูปที่ 7.6 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.049 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 20 เดือน

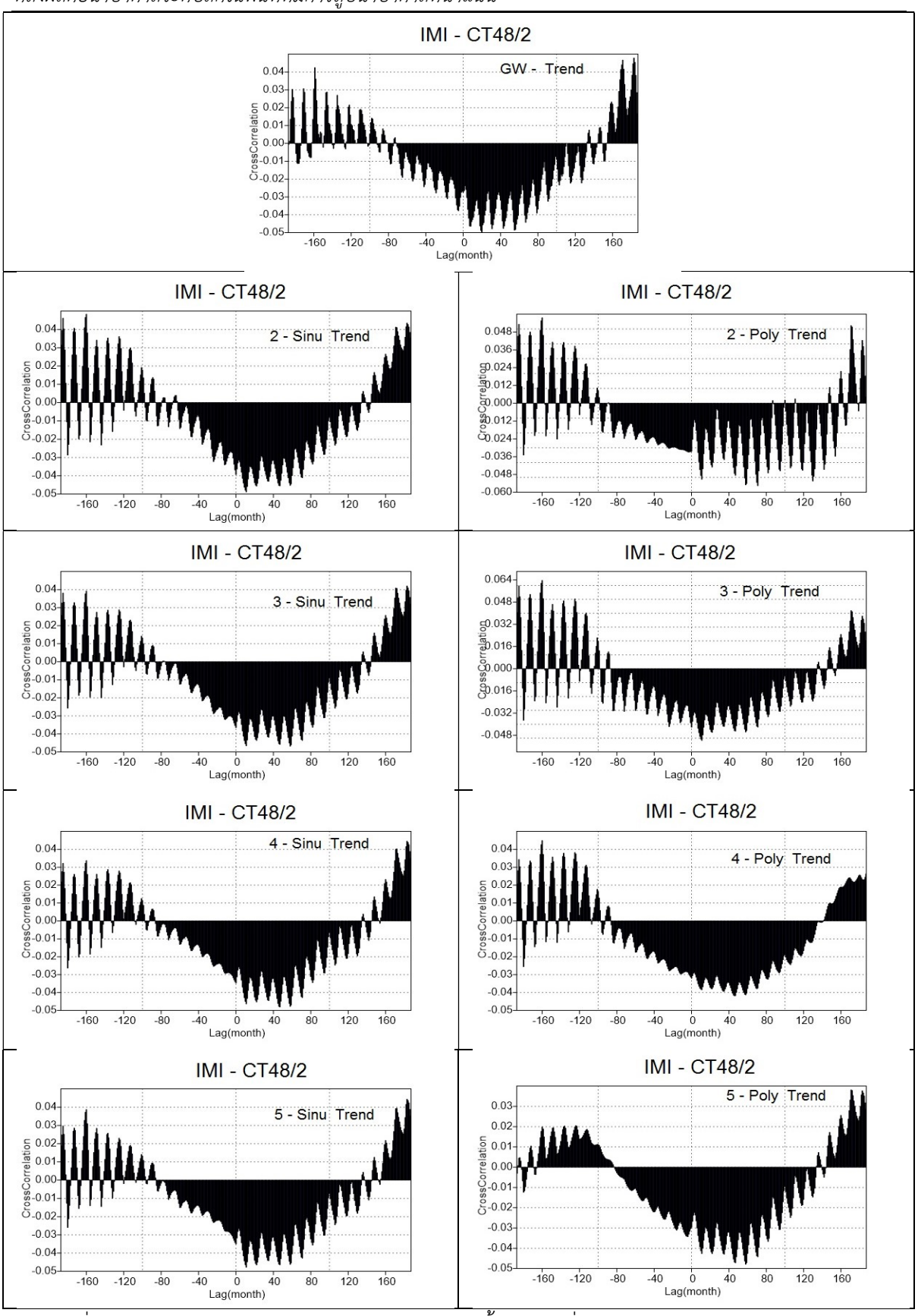
ดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.048 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 11 เดือน

และดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.055 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 71 เดือน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของสถานีที่คัดเลือกศึกษา พบว่าโดยภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย ซึ่งที่สถานี CT7/1 ให้ค่าความสัมพันธ์สูงที่สุดจากทุกสถานีที่ศึกษา ดังแสดงในตารางที่ 7.1 ดังนี้

ตารางที่ 7.1 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี IMI กับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 0.073 | 131 | 4 | 0.064 | 130 | 3 | 0.069 | 130 |
| CT5/2 | 0.067 | 129 | 4 | 0.075 | 130 | 3 | 0.074 | 130 |
| CT7/1 | 0.111 | 145 | 3 | 0.092 | 142 | 5 | 0.093 | 142 |
| CT17/2 | 0.038 | 77 | 3 | 0.049 | 71 | 3 | 0.071 | 130 |
| CT22/3 | 0.056 | 132 | 5 | 0.06 | 130 | 3 | 0.072 | 130 |
| CT23 | 0.045 | 130 | 4 | 0.061 | 130 | 3 | 0.067 | 130 |
| CT26/1 | 0.055 | 119 | 4 | 0.058 | 130 | 3 | 0.066 | 130 |
| CT27 | 0.061 | 130 | 4 | 0.071 | 130 | 3 | 0.078 | 130 |
| CT30/1 | 0.045 | 176 | 4 | 0.037 | 171 | 3 | 0.052 | 171 |
| CT31/2 | 0.191 | 184 | 2 | 0.067 | 174 | 5 | 0.096 | 172 |
| CT33/2 | 0.036 | 176 | 4 | 0.046 | 171 | 3 | 0.053 | 171 |
| CT35/2 | 0.052 | 182 | 5 | 0.041 | 183 | 3 | 0.037 | 171 |
| CT45 | 0.035 | 171 | 2 | 0.047 | 171 | 3 | 0.050 | 171 |
| CT48/2 | 0.049 | 20 | 2 | 0.048 | 11 | 2 | 0.055 | 71 |




รูปที่ 7.6 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT48/2

### 7.1.2 ดัชนี WNPMI กับ ระดับน้ำบาดาล

7.1.2.1 ระดับน้ำบาดาลสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.7

จากรูปที่ 7.7 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.099 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 161 เดือน

ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.089 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 161 เดือน

และดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.095 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 161 เดือน

7.1.2.2 ดัชนี WNPMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1

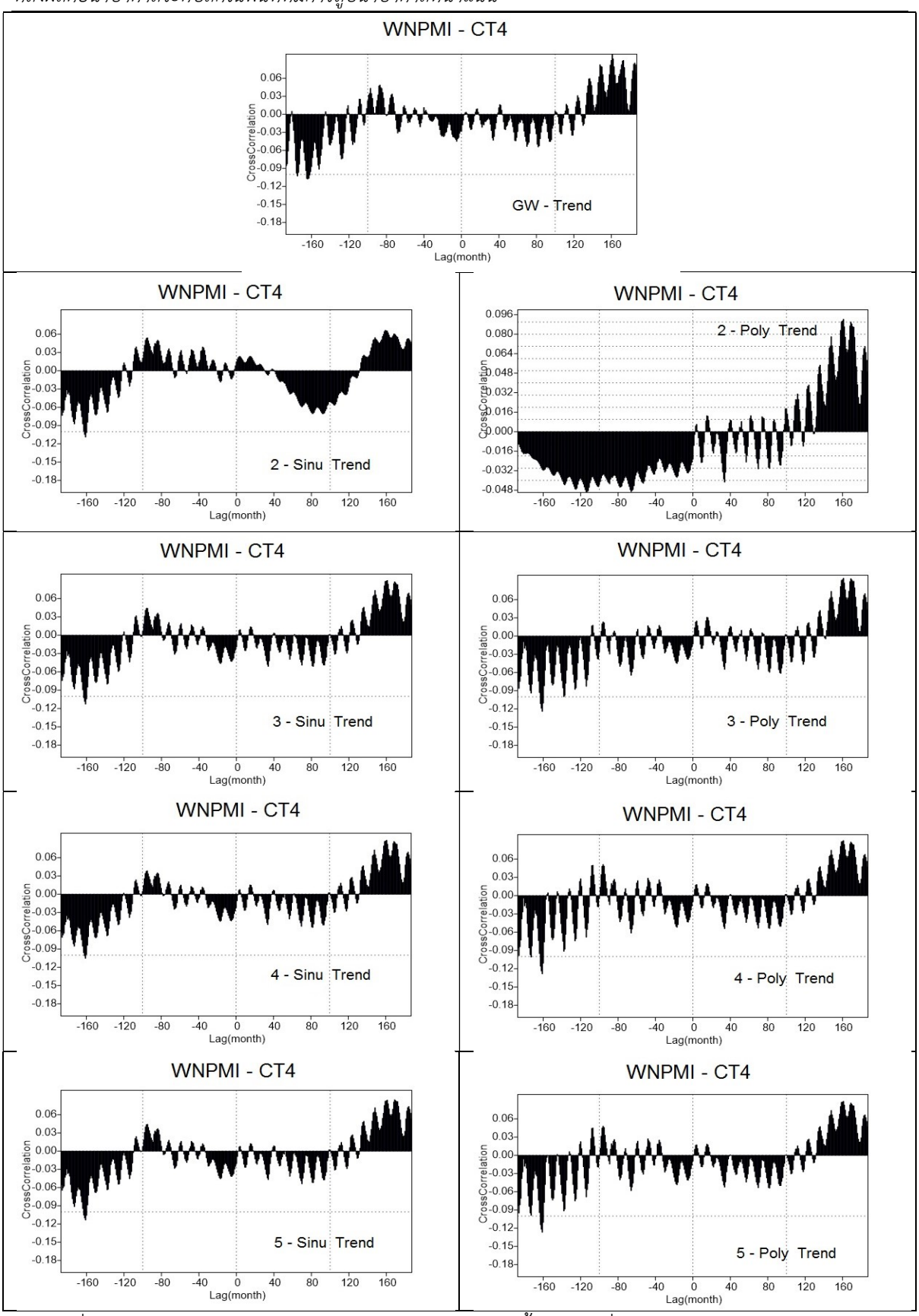
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.8 ดังนี้

จากรูปที่ 7.8 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

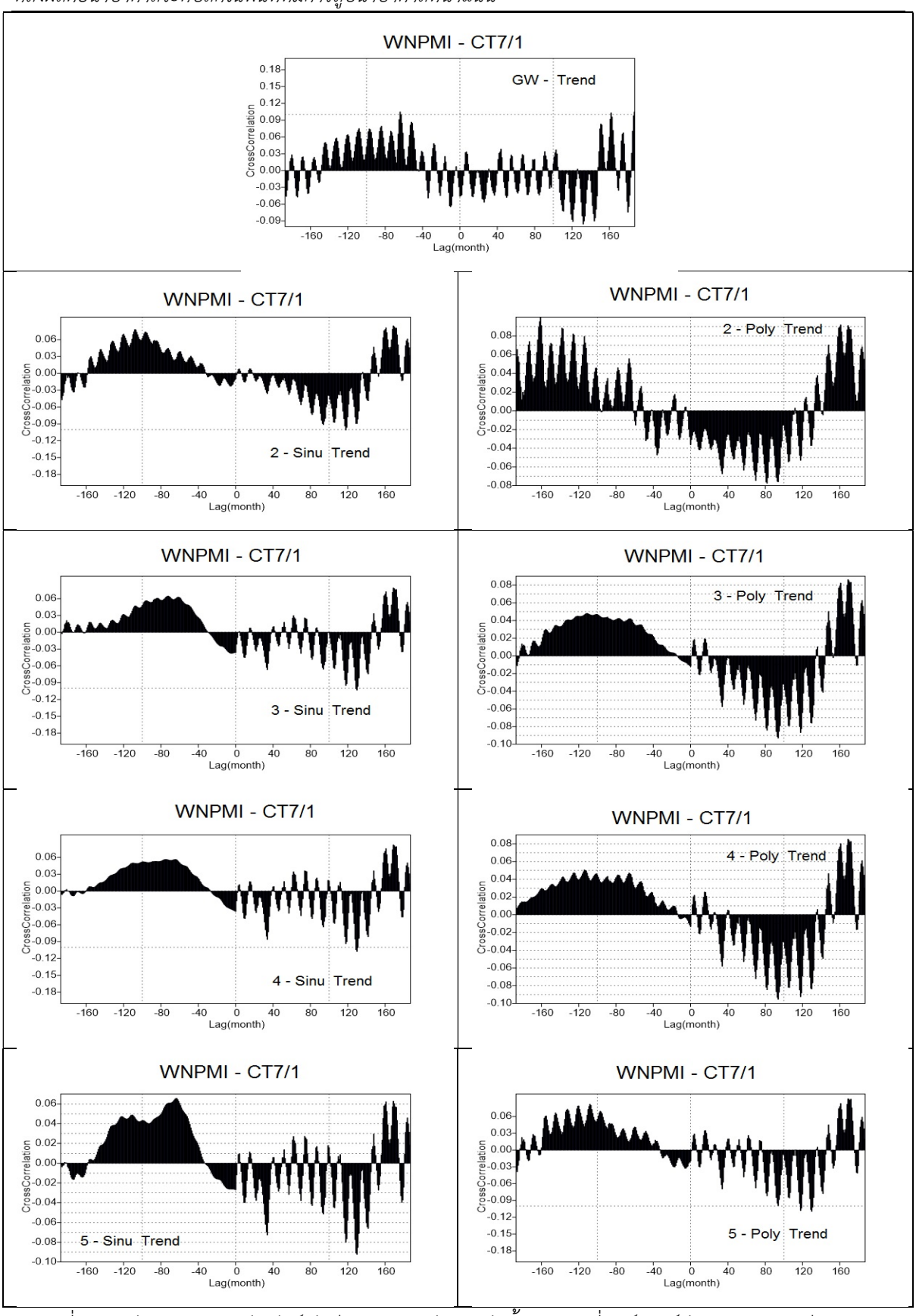
ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.104 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 187 เดือน

ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.107 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 130 เดือน

และดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.109 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 130 เดือน




รูปที่ 7.7 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT4




รูปที่ 7.8 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT7/1

7.1.2.3 ดัชนี WNPMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.9 ดังนี้

จากรูปที่ 7.9 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยมีค่าประมาณ 0.071 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 168 เดือน

ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.078 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 161 เดือน

และดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.094 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 161 เดือน

7.1.2.4 ดัชนี WNPMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1

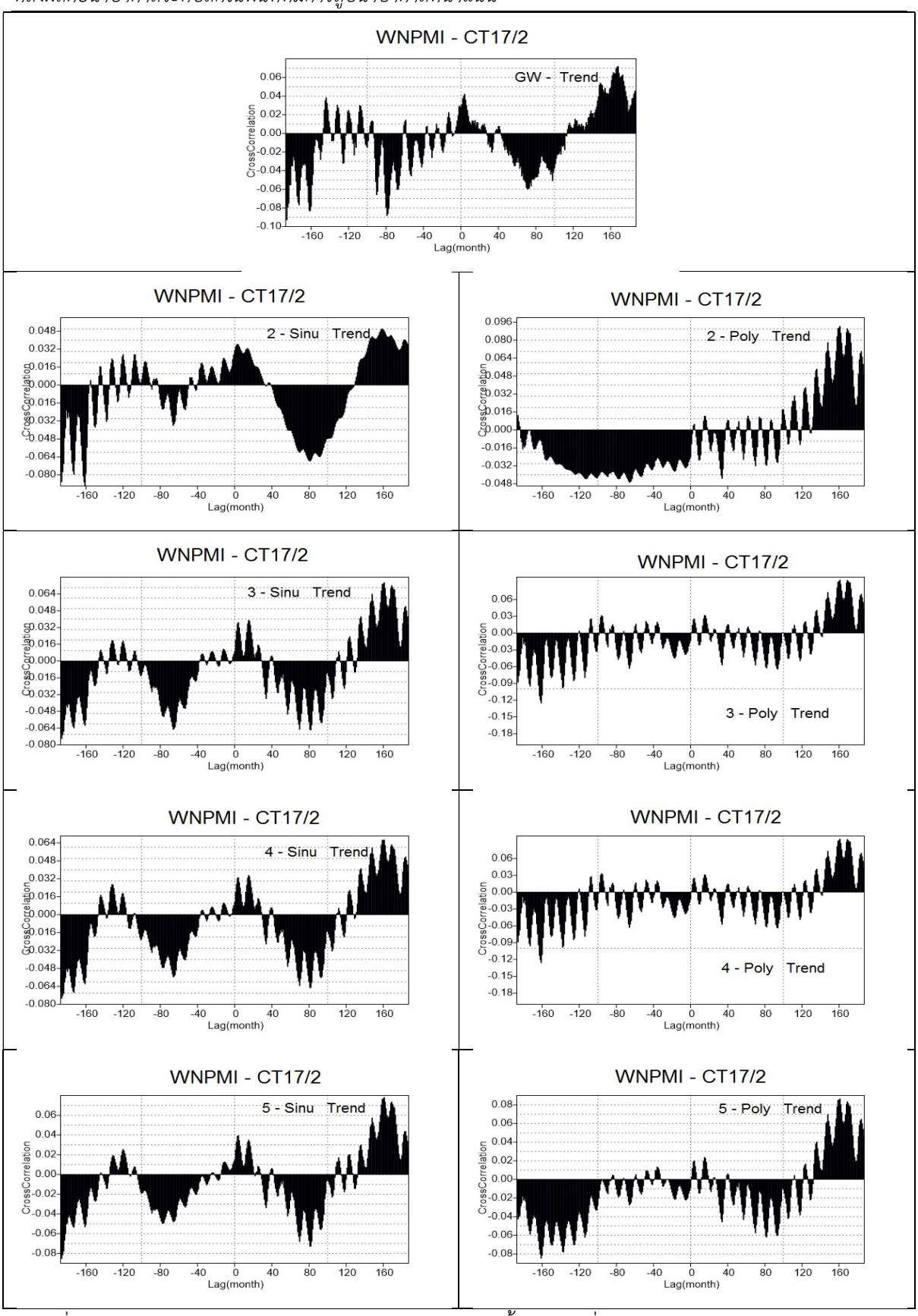
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.10 ดังนี้

จากรูปที่ 7.10 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

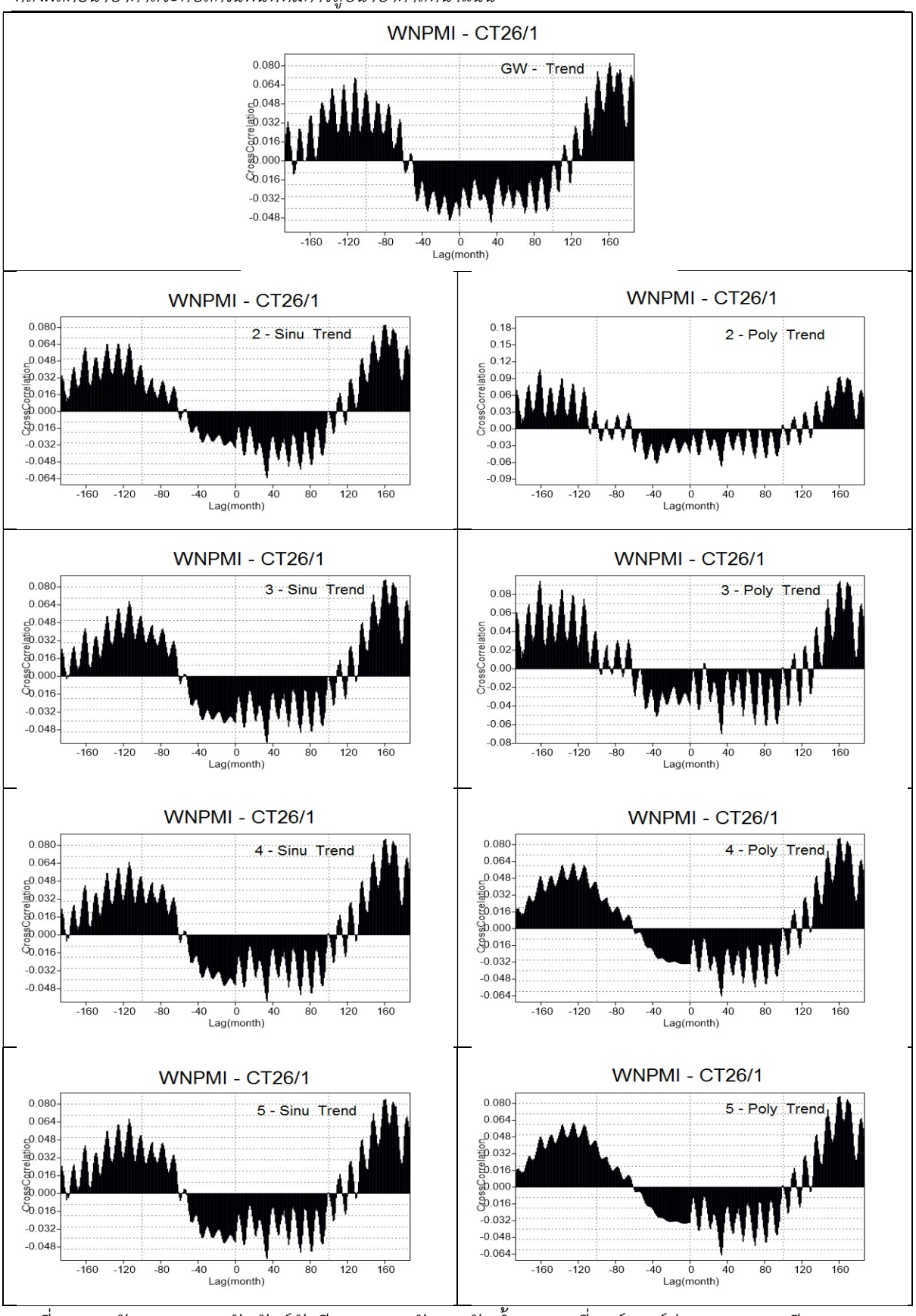
ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.082 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 161 เดือน

ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.086 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 161 เดือน

และดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.094 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 161 เดือน




รูปที่ 7.9 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT17/2




รูปที่ 7.10 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT26/1

7.1.2.5 ดัชนี WNPMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.11 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.074 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 158 เดือน

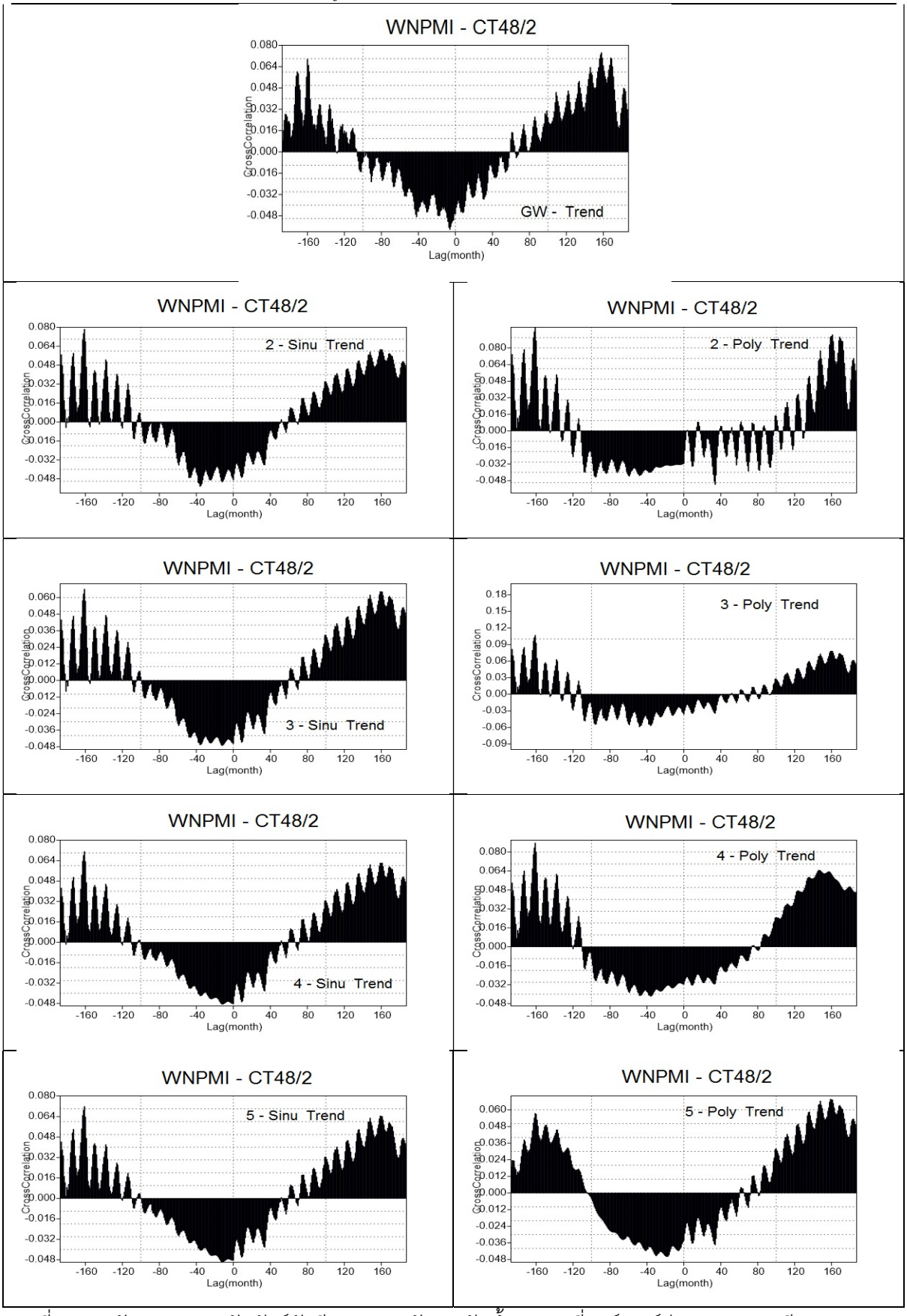
ดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.064 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 159 เดือน

และดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.092 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 161 เดือน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของสถานีที่คัดเลือก พบว่าโดยภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย ซึ่งที่สถานี CT5/2 ให้ค่าความสัมพันธ์สูงที่สุดจากทุกสถานีที่ศึกษา ดังแสดงในตารางที่ 7.2 ดังนี้

ตารางที่ 7.2 ค่าสหสัมพันธ์ที่สูงสุดและเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 0.099 | 161 | 3 | 0.089 | 161 | 3 | 0.09 | 161 |
| CT5/2 | 0.094 | 169 | 3 | 0.094 | 161 | 2 | 0.093 | 161 |
| CT7/1 | 0.104 | 187 | 2 | 0.084 | 169 | 2 | 0.091 | 161 |
| CT17/2 | 0.078 | 161 | 5 | 0.078 | 161 | 3 | 0.094 | 161 |
| CT22/3 | 0.082 | 161 | 3 | 0.080 | 161 | 2 | 0.092 | 161 |
| CT23 | 0.087 | 161 | 5 | 0.091 | 161 | 3 | 0.095 | 161 |
| CT26/1 | 0.082 | 161 | 3 | 0.086 | 161 | 3 | 0.094 | 161 |
| CT27 | 0.088 | 161 | 3 | 0.087 | 161 | 3 | 0.092 | 169 |
| CT30/1 | 0.099 | 163 | 5 | 0.083 | 161 | 2 | 0.092 | 161 |
| CT31/2 | 0.212 | 171 | 3 | 0.111 | 169 | 5 | 0.095 | 172 |
| CT33/2 | 0.080 | 162 | 4 | 0.082 | 161 | 3 | 0.093 | 161 |
| CT35/2 | 0.111 | 168 | 5 | 0.080 | 169 | 3 | 0.067 | 169 |
| CT45 | 0.078 | 168 | 5 | 0.089 | 169 | 3 | 0.091 | 161 |
| CT48/2 | 0.074 | 158 | 5 | 0.064 | 159 | 2 | 0.092 | 161 |




รูปที่ 7.11 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT48/2

### 7.1.3 ดัชนี DMI กับ ระดับน้ำบาดาล

7.1.3.1 ระดับน้ำบาดาลสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.12

จากรูปที่ 7.12 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.197 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 104 เดือน

ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.188 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

และดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.185 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

7.1.3.2 ดัชนี DMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1

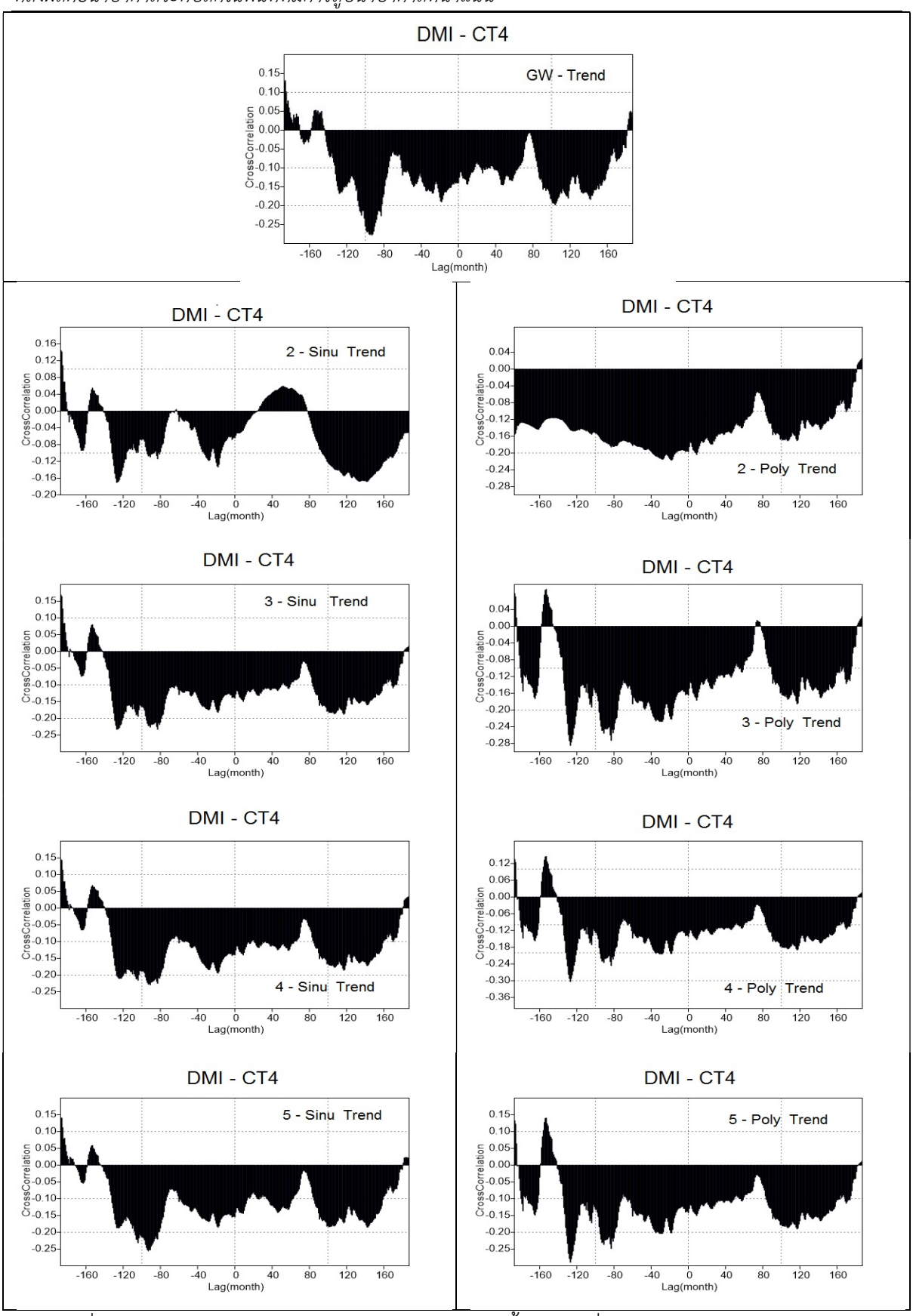
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.13 ดังนี้

จากรูปที่ 7.13 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

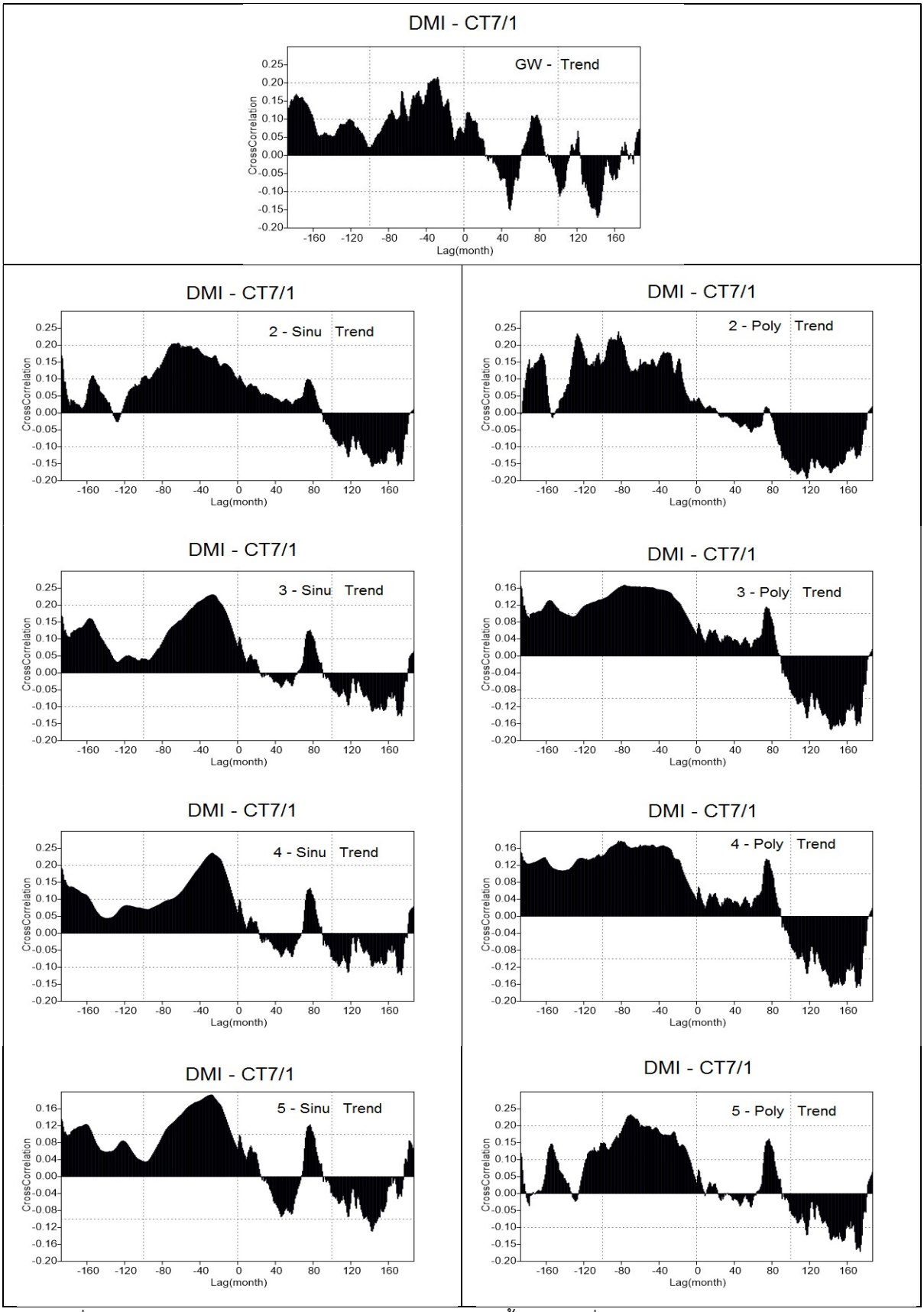
ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.119 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.158 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 143 เดือน

และดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.161 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน




รูปที่ 7.12 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT4




รูปที่ 7.13 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT7/1

7.1.3.3 ดัชนี DMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.14

จากรูปที่ 7.14 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.238 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 134 เดือน

ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.182 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 134 เดือน

และดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.186 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

7.1.3.4 ดัชนี DMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1

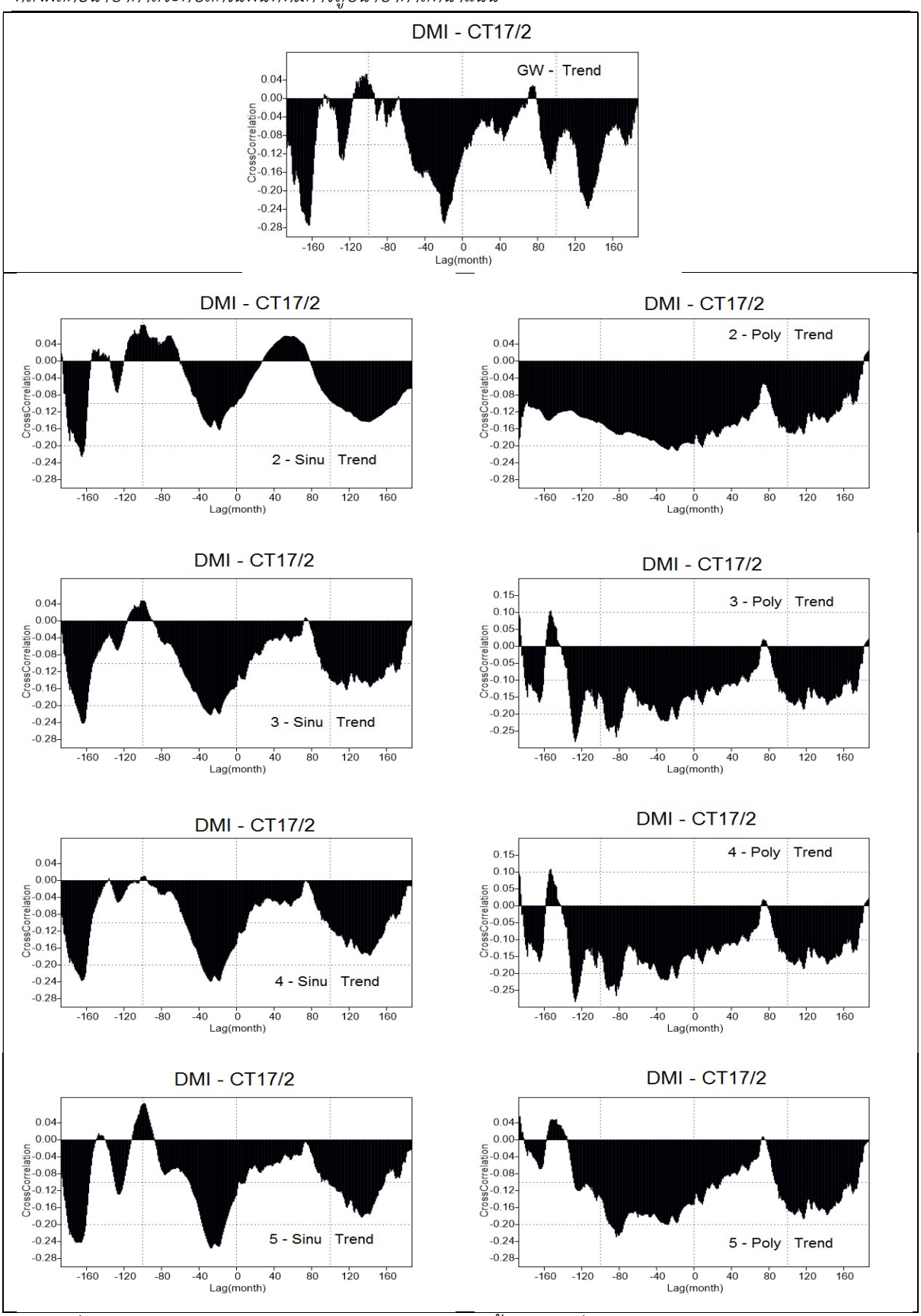
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.15

จากรูปที่ 7.15 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

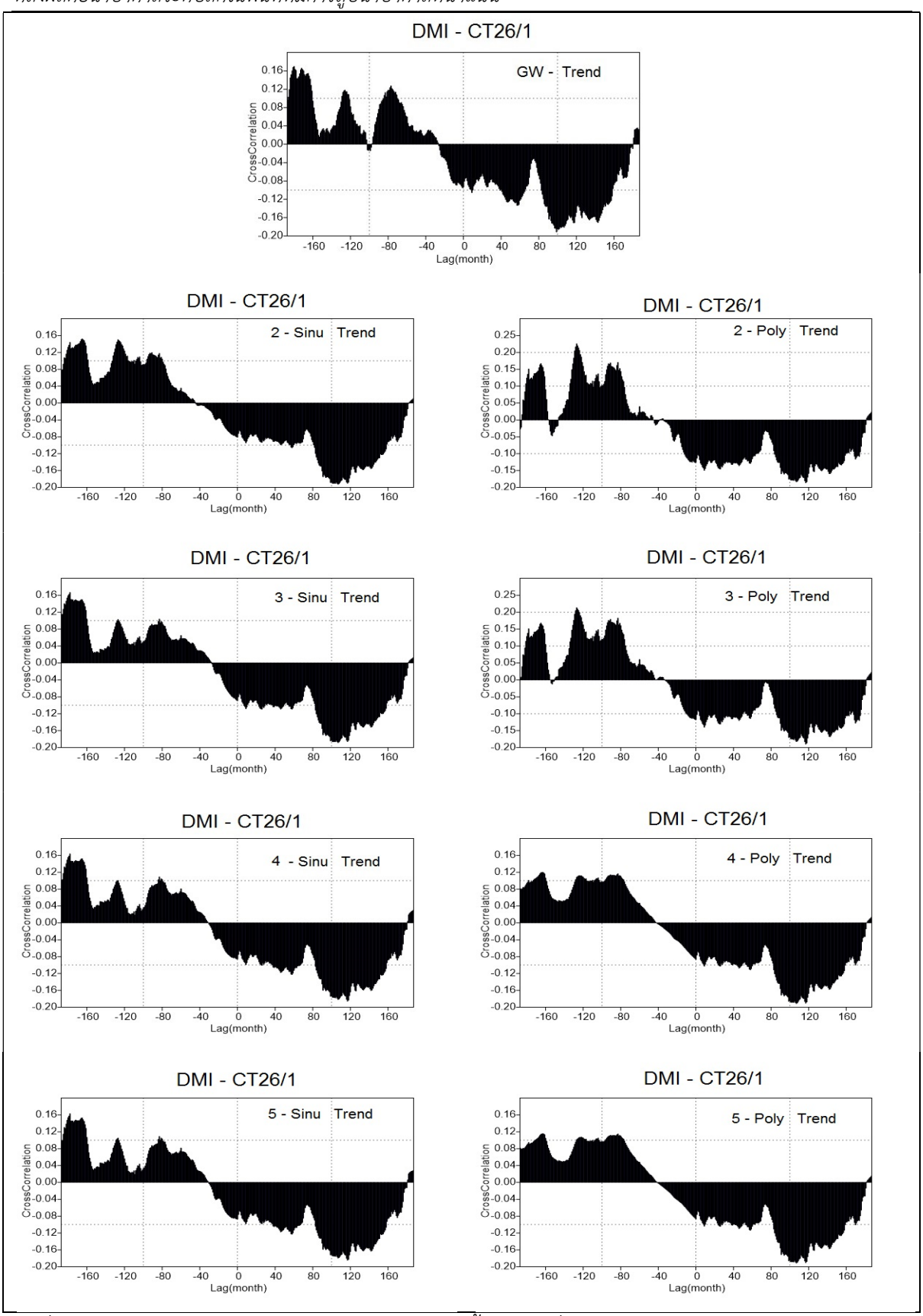
ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.191 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 99 เดือน

ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.192 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 107 เดือน

และดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.191 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 107 เดือน




รูปที่ 7.14 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT17/2




รูปที่ 7.15 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT26/1

7.1.3.5 ดัชนี DMI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.16 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.185 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 25 เดือน

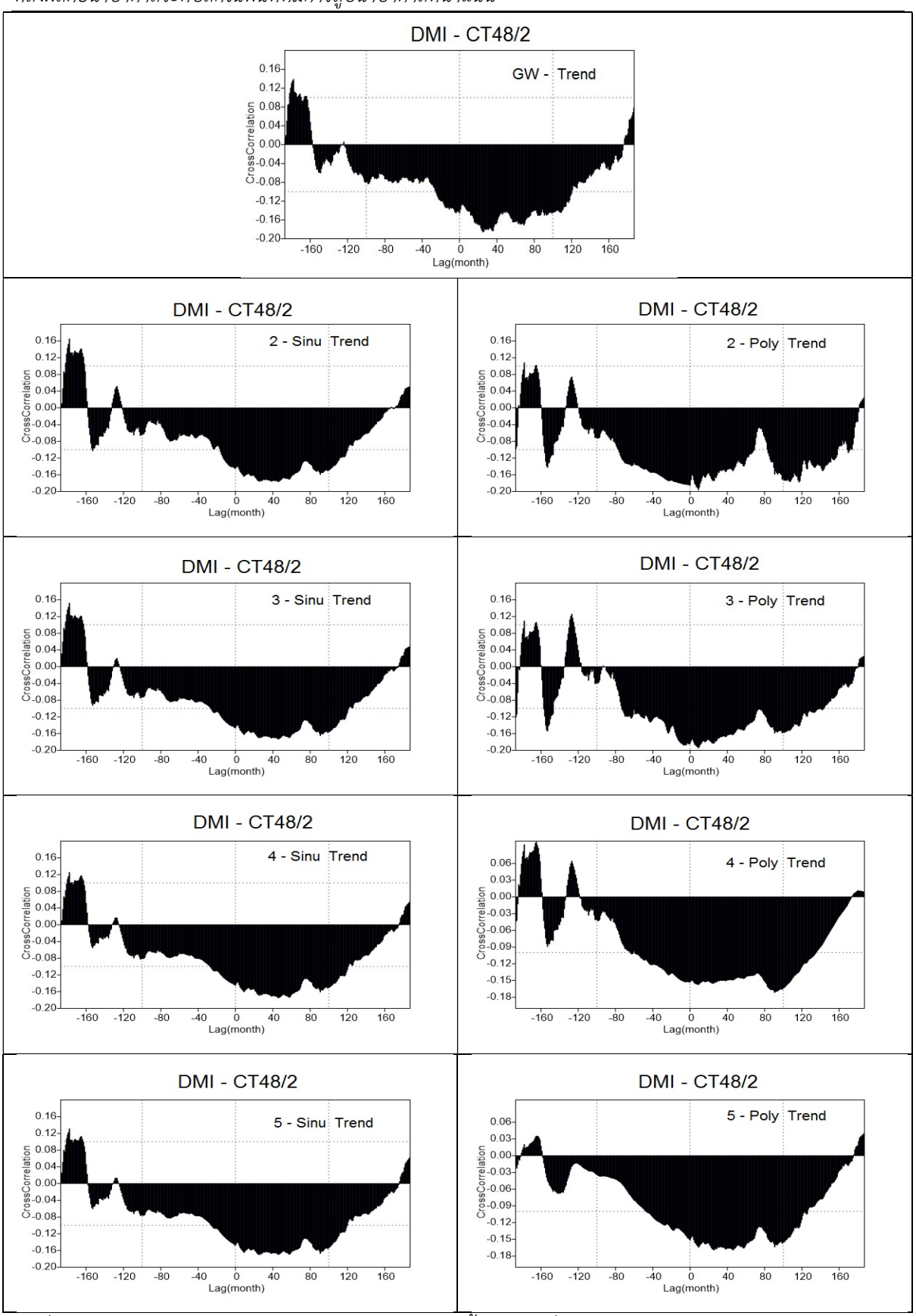
ดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.176 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 46 เดือน

และดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.156 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 46 เดือน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของสถานีที่คัดเลือก พบว่าโดยภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย ซึ่งที่สถานี CT27 ให้ค่าความสัมพันธ์สูงที่สุดจากทุกสถานีที่ศึกษา ดังแสดงในตารางที่ 7.3 ดังนี้

ตารางที่ 7.3 ค่าสหสัมพันธ์ที่สูงสุดและเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal | | | Polynomial | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 0.197 | 104 | 3 | 0.188 | 117 | 3 | 0.185 | 117 |
| CT5/2 | 0.175 | 144 | 2 | 0.191 | 117 | 4 | 0.190 | 117 |
| CT7/1 | 0.119 | 117 | 2 | 0.158 | 143 | 2 | 0.161 | 117 |
| CT17/2 | 0.238 | 134 | 5 | 0.182 | 134 | 4 | 0.186 | 117 |
| CT22/3 | 0.203 | 99 | 2 | 0.192 | 107 | 4 | 0.192 | 107 |
| CT23 | 0.185 | 100 | 5 | 0.184 | 117 | 5 | 0.188 | 117 |
| CT26/1 | 0.191 | 99 | 2 | 0.192 | 107 | 4 | 0.191 | 107 |
| **CT27** | **0.195** | **118** | **5** | **0.199** | **117** | **4** | **0.194** | **117** |
| CT30/1 | 0.048 | 20 | 4 | 0.039 | 20 | 3 | 0.062 | 74 |
| CT31/2 | 0.212 | 171 | 3 | 0.111 | 169 | 5 | 0.095 | 172 |
| CT33/2 | 0.054 | 187 | 4 | 0.036 | 187 | 3 | 0.022 | 187 |
| CT35/2 | 0.158 | 2 | 3 | 0.161 | 0 | 5 | 0.156 | 0 |
| CT45 | 0.036 | 2 | 2 | 0.049 | 2 | 5 | 0.051 | 2 |
| CT48/2 | 0.185 | 25 | 2 | 0.176 | 46 | 2 | 0.156 | 46 |




รูปที่ 7.16 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT48/2

### 7.1.4 ดัชนี MEI กับ ระดับน้ำบาดาล

7.1.4.1 ระดับน้ำบาดาลสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.17

จากรูปที่ 7.17 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.33 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 5 เดือน

ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.33 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 5 เดือน

และดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.313 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 5 เดือน

7.1.4.2 ดัชนี MEI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1

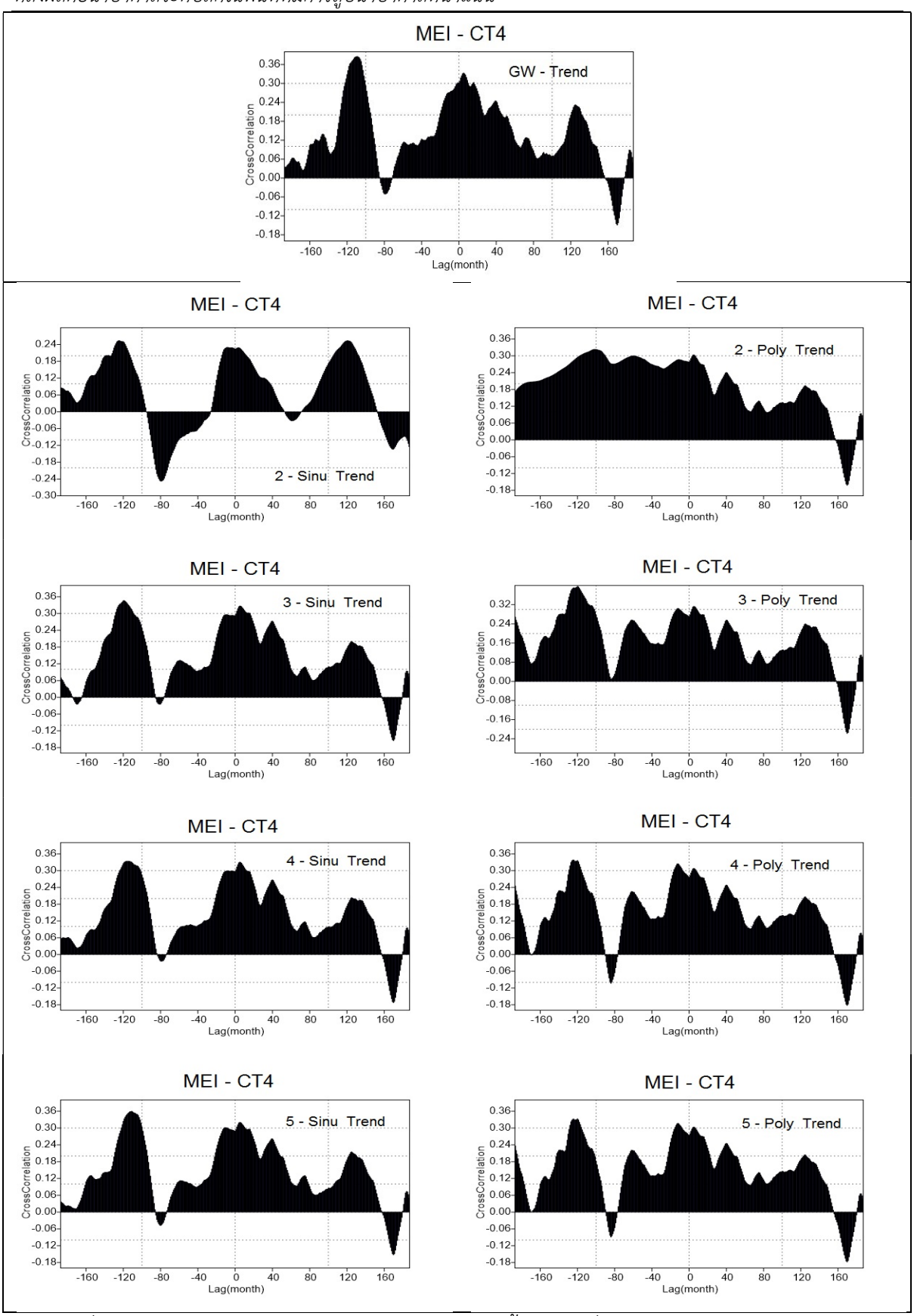
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.18

จากรูปที่ 7.18 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

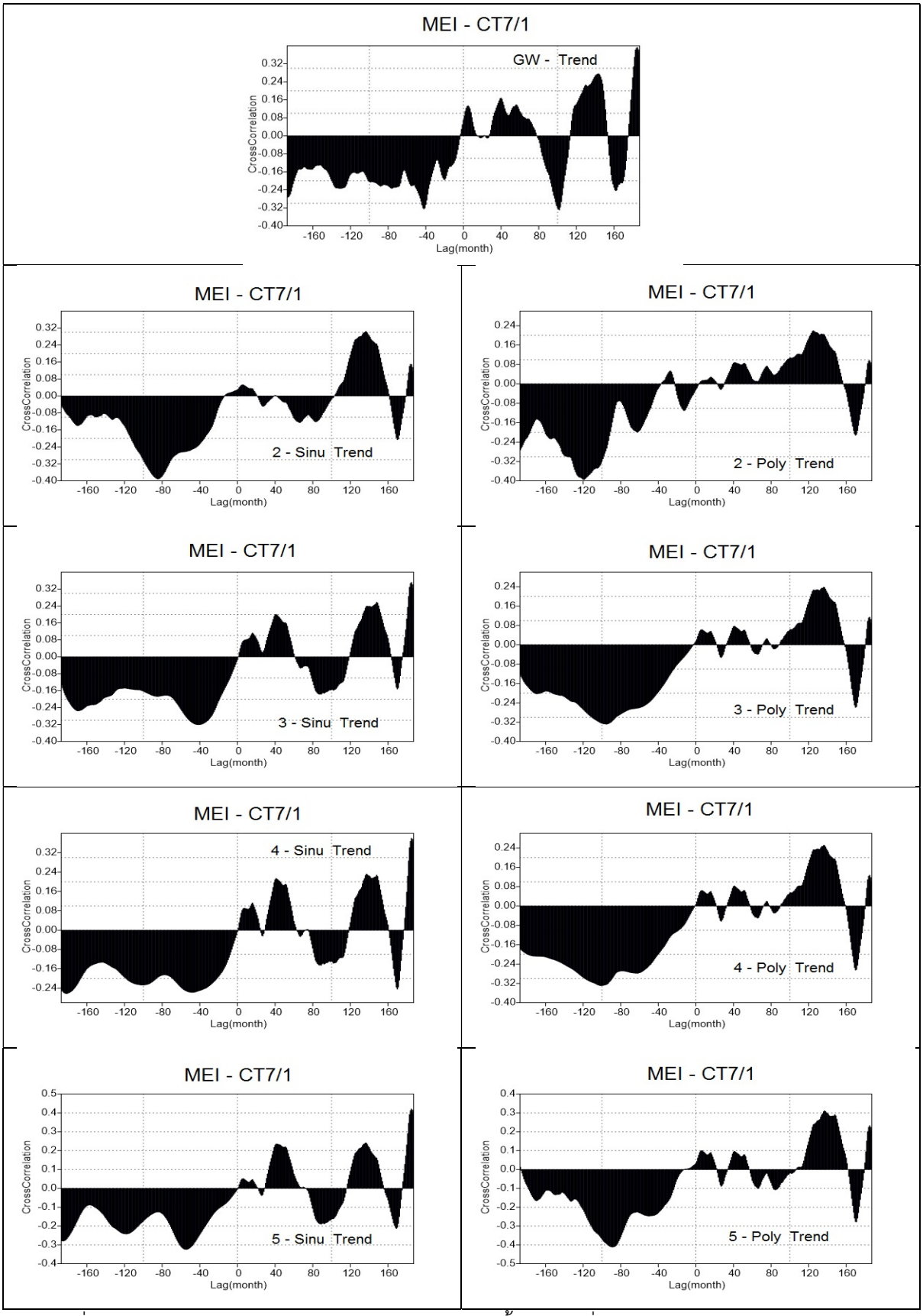
ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.392 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 185 เดือน

ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.420 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 185 เดือน

และดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.310 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 137 เดือน




รูปที่ 7.17 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT4




รูปที่ 7.18 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT7/1

7.1.4.3 ดัชนี MEI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.19

จากรูปที่ 7.19 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.297 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 116 เดือน

ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.305 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 170 เดือน

และดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.220 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 170 เดือน

7.1.4.4 ดัชนี MEI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1

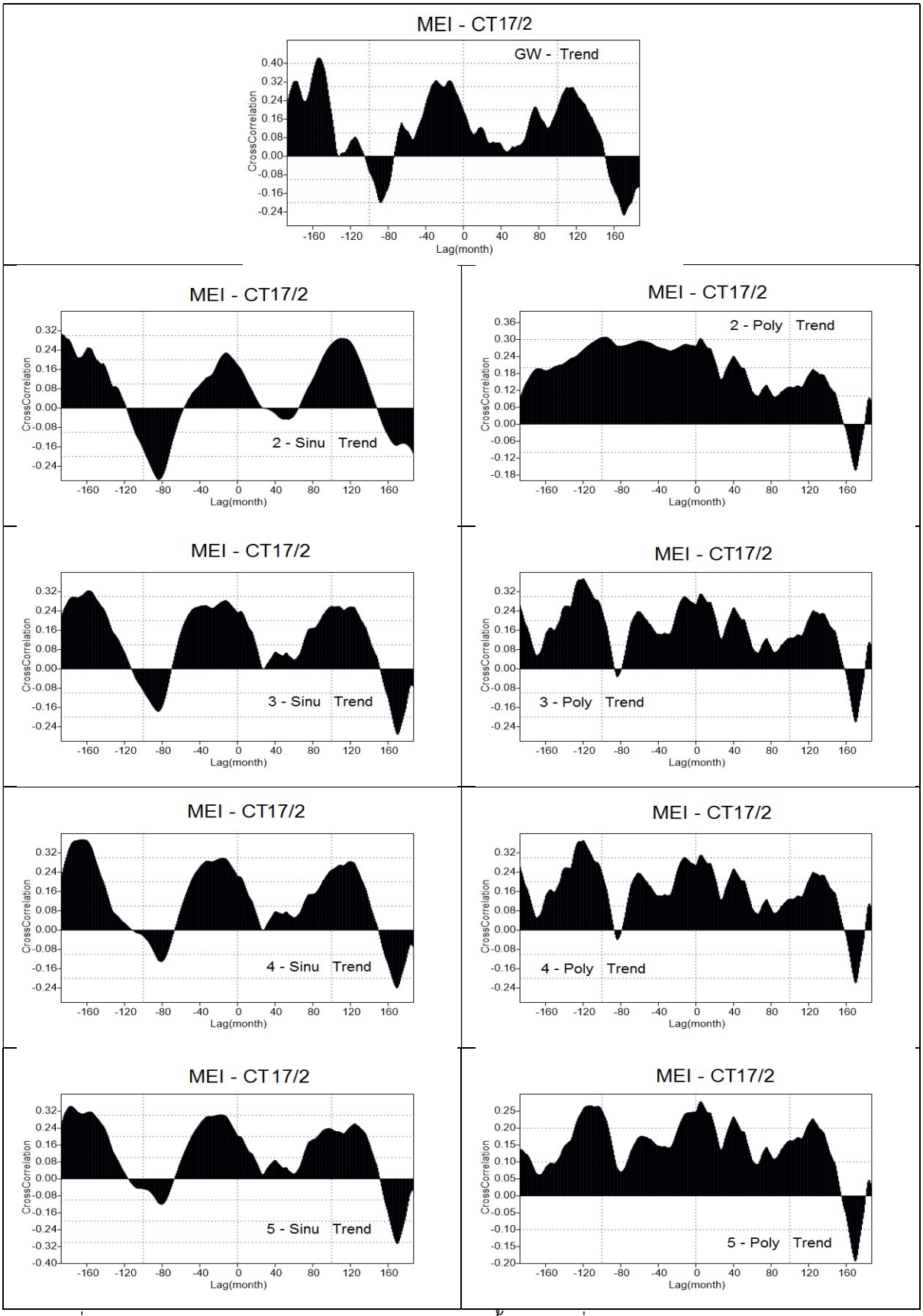
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.20

จากรูปที่ 7.20 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

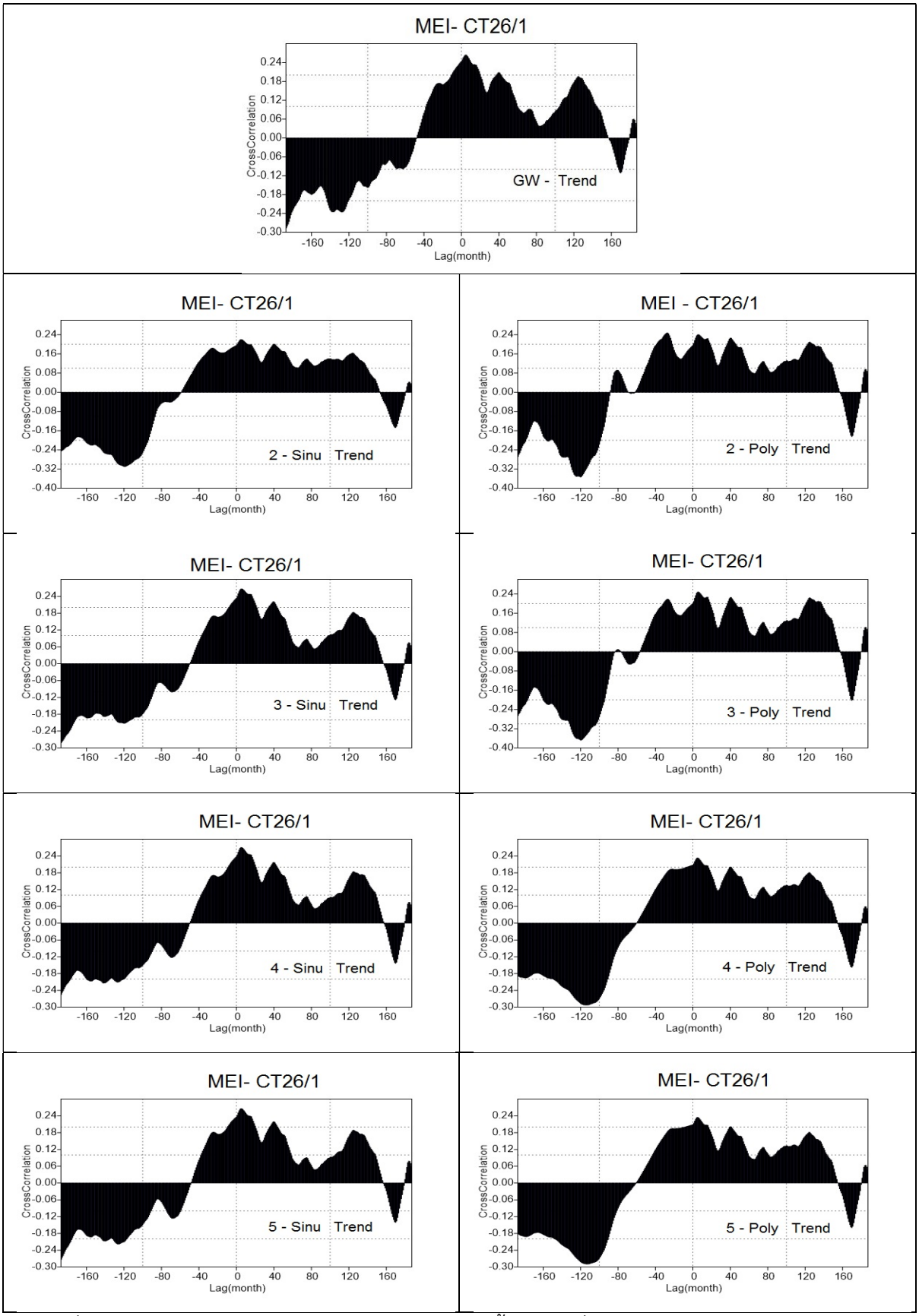
ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.264 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 5 เดือน

ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.270 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 5 เดือน

และดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.247 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 6 เดือน




รูปที่ 7.19 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT17/2




รูปที่ 7.20 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT26/1

7.1.4.5 ดัชนี MEI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.21 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.301 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 5 เดือน

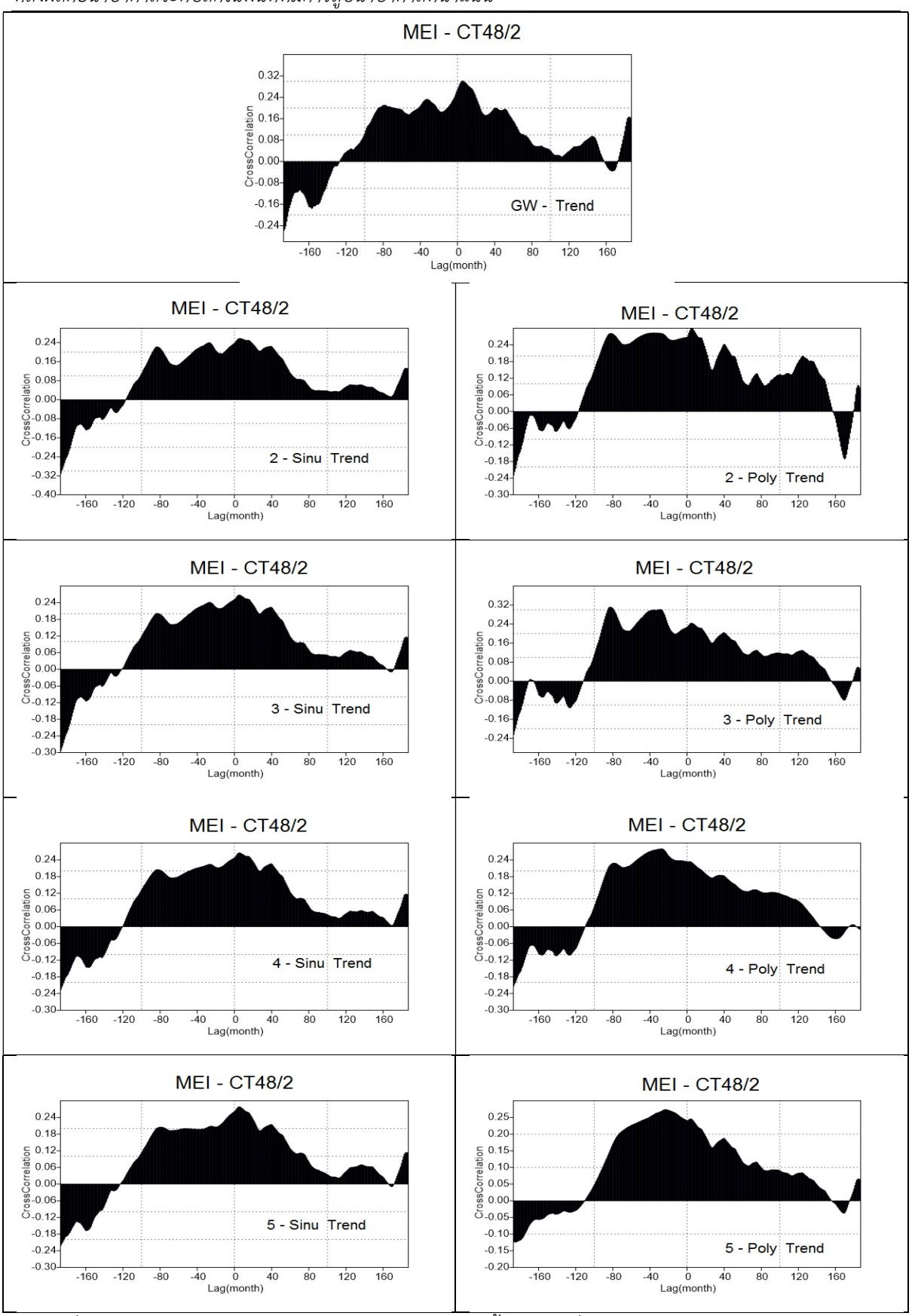
ดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.278 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 5 เดือน

และดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.299 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 5 เดือน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของสถานีที่คัดเลือก พบว่าโดยภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย ซึ่งที่สถานี CT7/1 ให้ค่าความสัมพันธ์สูงที่สุดจากทุกสถานีที่ศึกษา ดังแสดงในตารางที่ 7.4 ดังนี้

ตารางที่ 7.4 ค่าสหสัมพันธ์ที่สูงสุดและเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 0.33 | 5 | 4 | 0.33 | 5 | 3 | 0.313 | 5 |
| CT5/2 | 0.308 | 5 | 4 | 0.328 | 5 | 4 | 0.328 | 5 |
| **CT7/1** | **0.392** | **185** | **5** | **0.420** | **185** | **5** | **0.310** | **137** |
| CT17/2 | 0.297 | 116 | 5 | 0.305 | 170 | 3 | 0.22 | 170 |
| CT22/3 | 0.283 | 4 | 5 | 0.287 | 6 | 3 | 0.283 | 5 |
| CT23 | 0.328 | 6 | 5 | 0.343 | 5 | 3 | 0.315 | 5 |
| CT26/1 | 0.264 | 5 | 4 | 0.270 | 5 | 3 | 0.247 | 6 |
| CT27 | 0.212 | 129 | 4 | 0.199 | 125 | 3 | 0.236 | 125 |
| CT30/1 | 0.205 | 125 | 3 | 0.198 | 124 | 3 | 0.237 | 125 |
| CT31/2 | 0.278 | 135 | 3 | 0.400 | 149 | 5 | 0.369 | 185 |
| CT33/2 | 0.266 | 5 | 5 | 0.260 | 5 | 3 | 0.248 | 6 |
| CT35/2 | 0.082 | 185 | 3 | 0.172 | 137 | 5 | 0.086 | 149 |
| CT45 | 0.227 | 118 | 3 | 0.208 | 124 | 3 | 0.221 | 125 |
| CT48/2 | 0.301 | 5 | 5 | 0.278 | 5 | 2 | 0.299 | 5 |




รูปที่ 7.21 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT48/2

### 7.1.5 ดัชนี SOI กับ ระดับน้ำบาดาล

7.1.5.1 ระดับน้ำบาดาลสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.22

จากรูปที่ 7.22 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.328 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 7 เดือน

ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.331 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 7 เดือน

และดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.325 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 7 เดือน

7.1.5.2 ดัชนี SOI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1

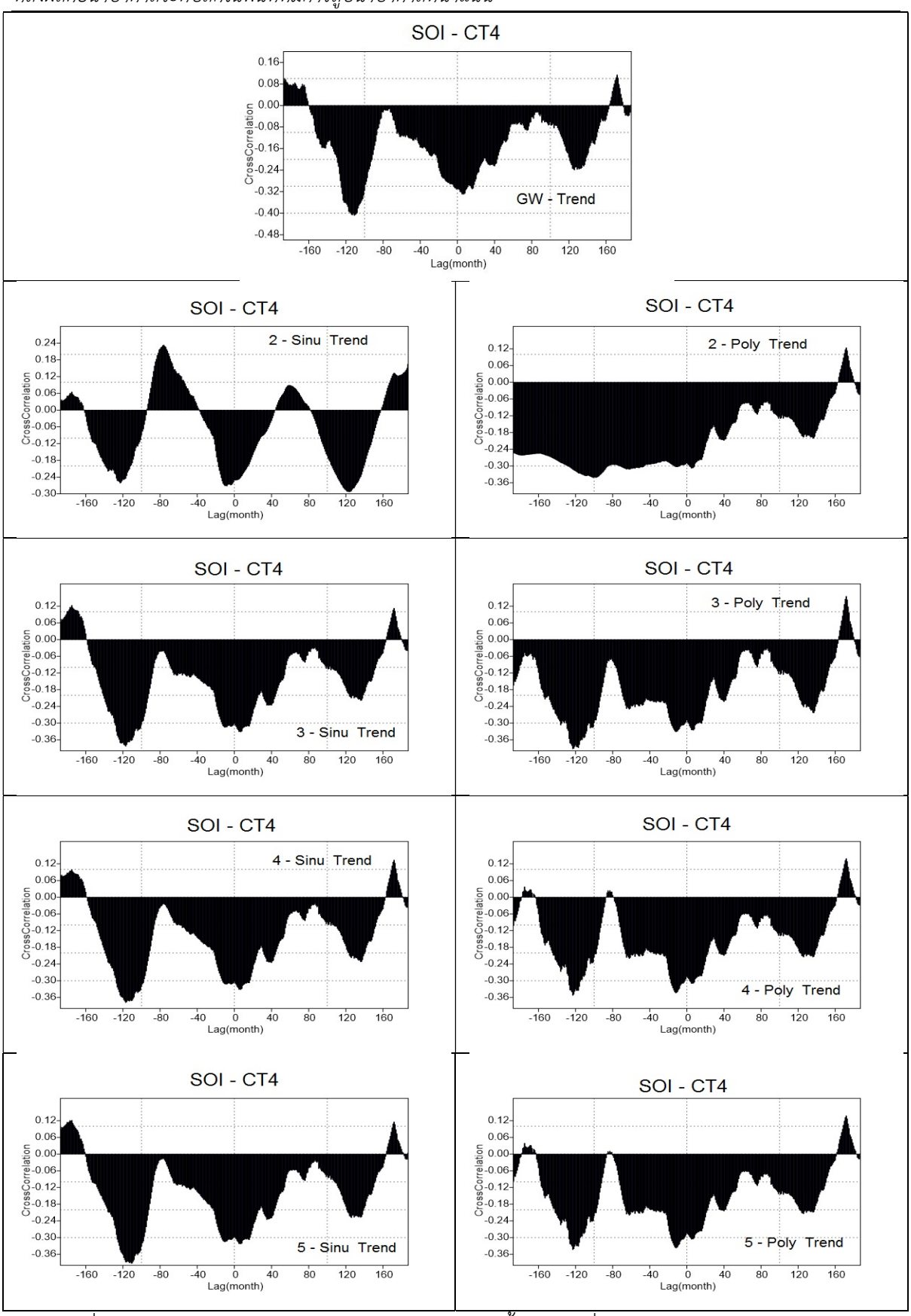
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.23

จากรูปที่ 7.23 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

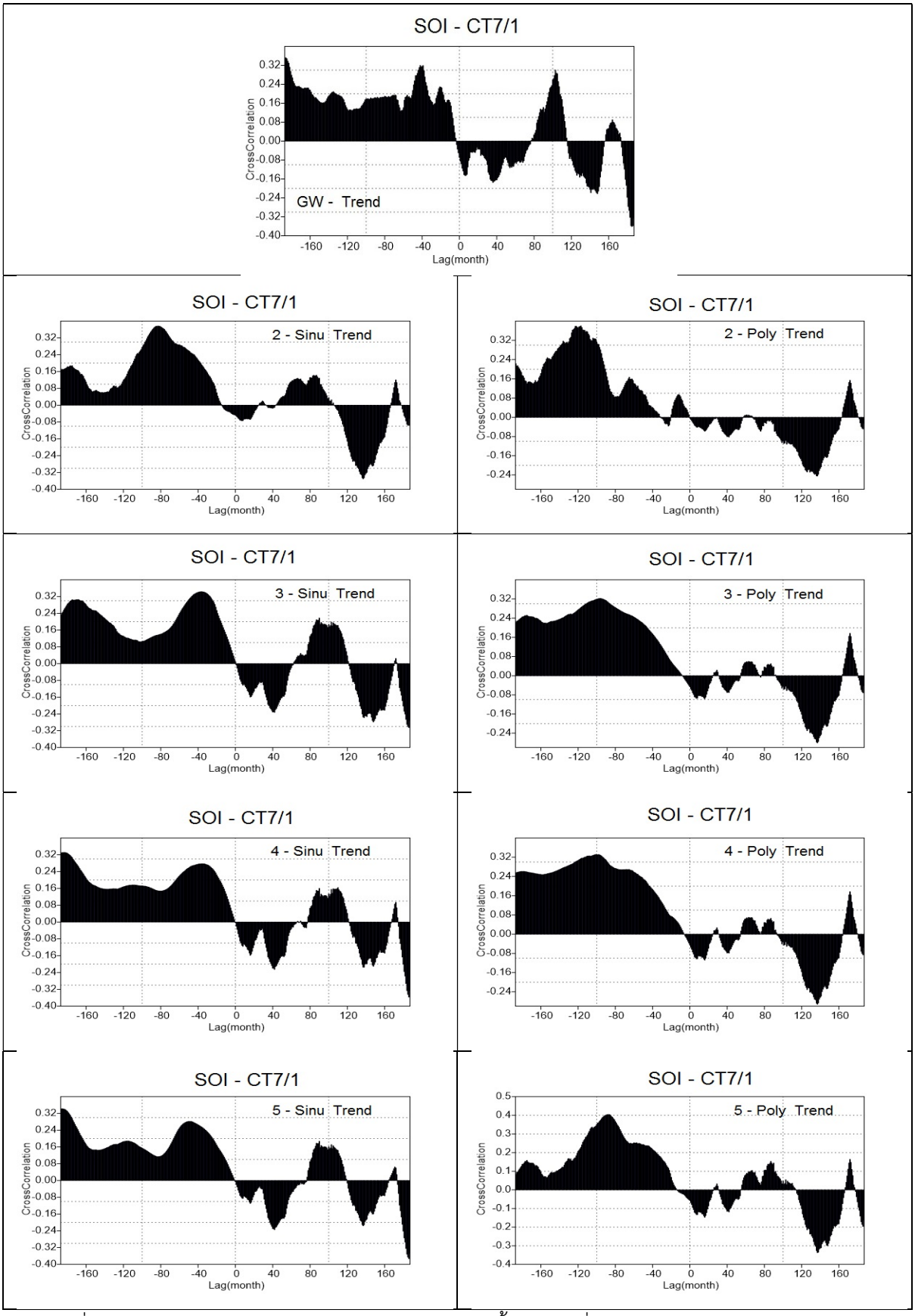
ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.30 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 103 เดือน

ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.349 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 137 เดือน

และดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.336 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 137 เดือน




รูปที่ 7.22 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT4




รูปที่ 7.23 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT7/1

7.1.5.3 ดัชนี SOI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.24

จากรูปที่ 7.24 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.331 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.273 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 172 เดือน

และดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.157 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 172 เดือน

7.1.5.4 ดัชนี SOI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1

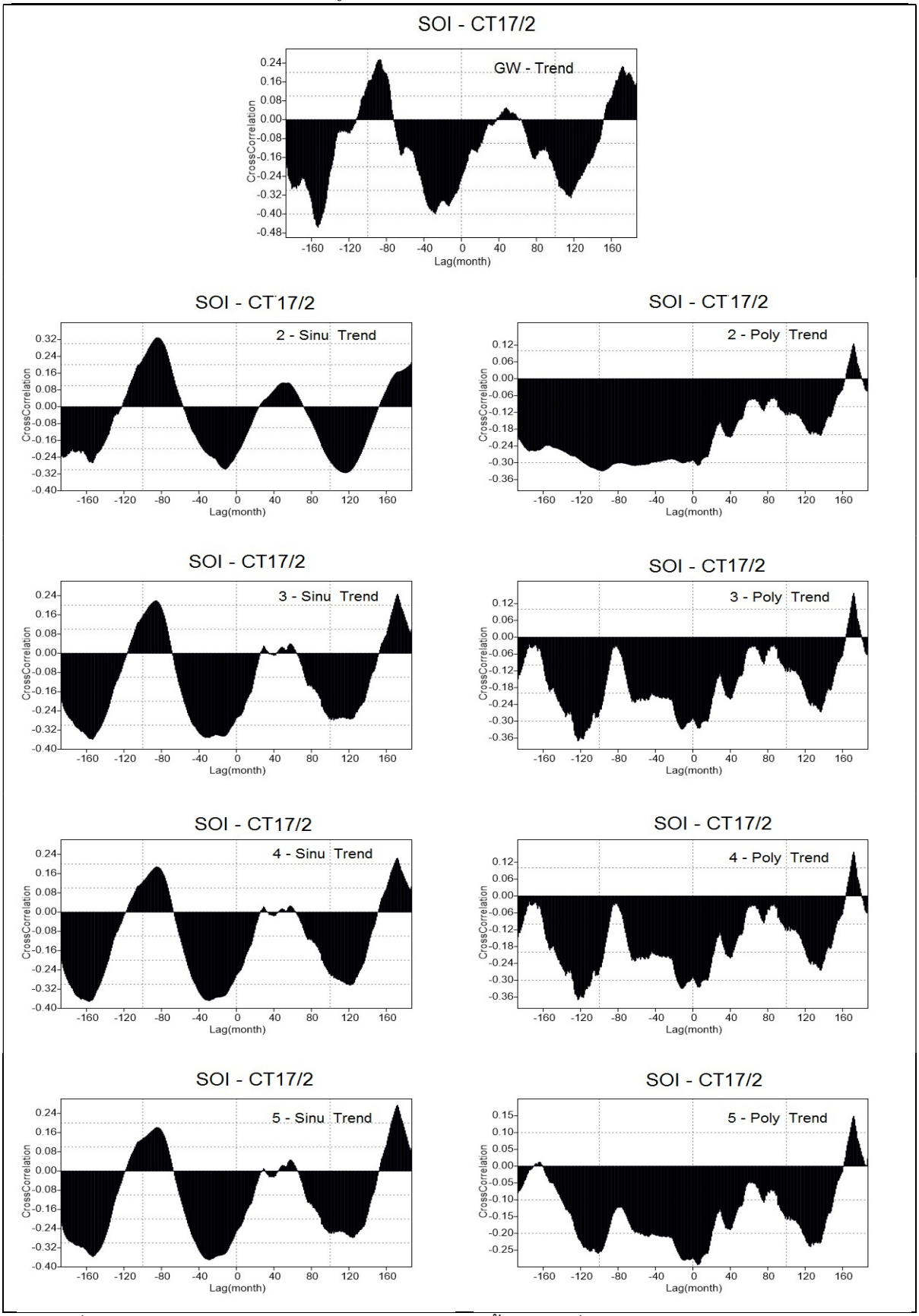
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.25

จากรูปที่ 7.25 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

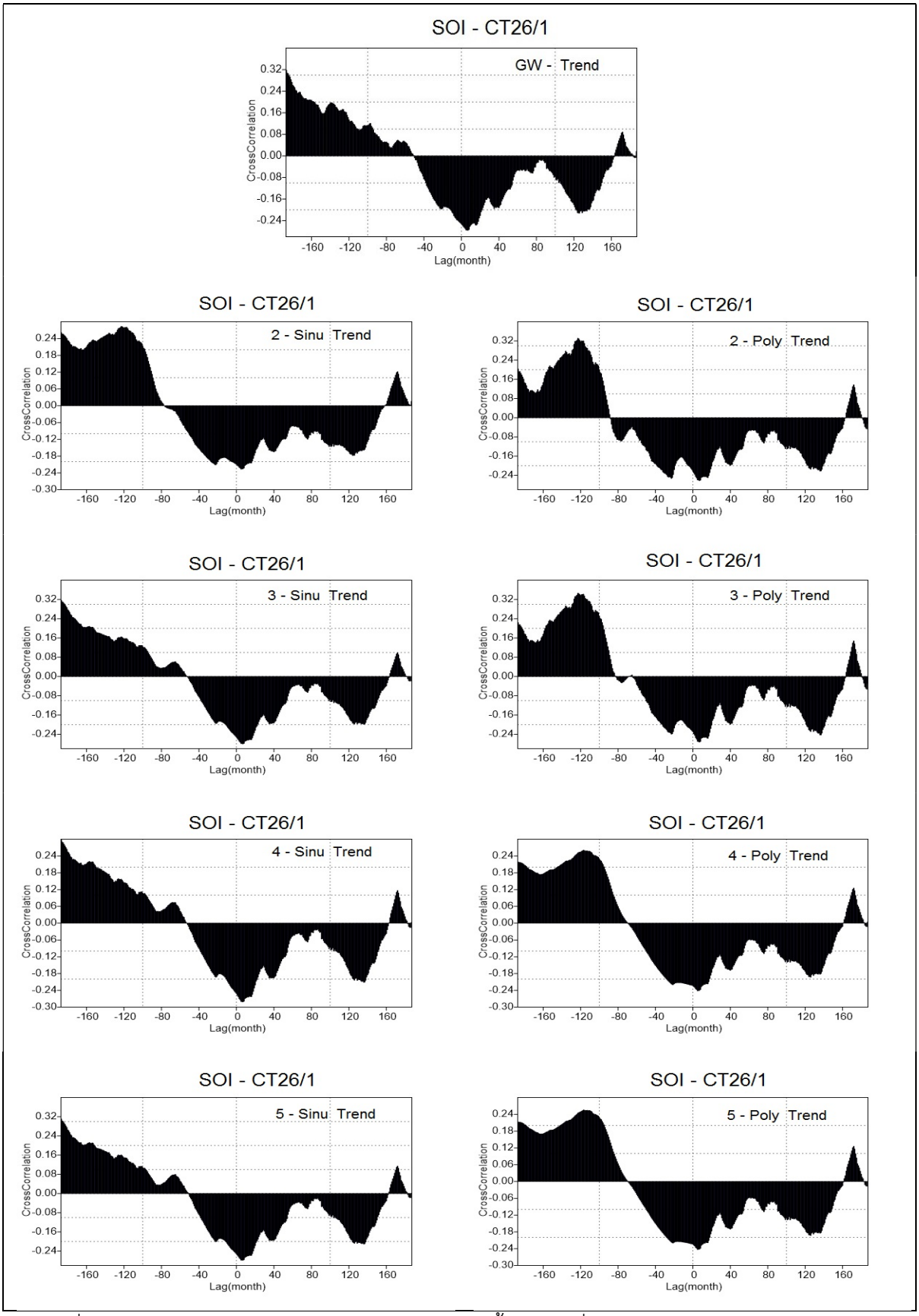
ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.275 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 7 เดือน

ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.281 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 7 เดือน

และดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.272 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 7 เดือน




รูปที่ 7.24 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT17/2




รูปที่ 7.25 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT26/1

7.1.5.5 ดัชนี SOI กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.26 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.276 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 7 เดือน

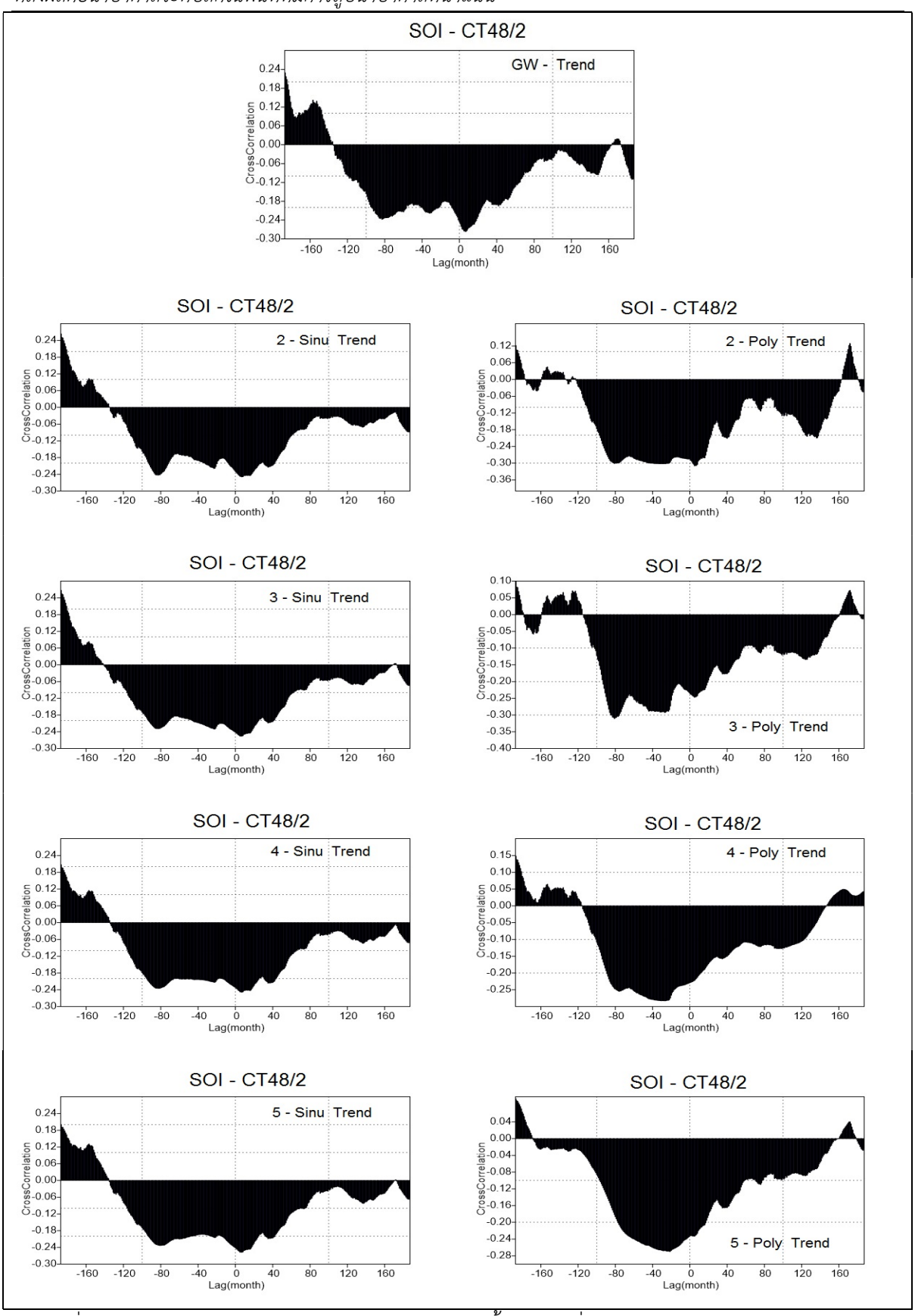
ดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.257 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 7 เดือน

และดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.309 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 5 เดือน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของสถานีที่คัดเลือก พบว่าโดยภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย ซึ่งที่สถานี CT7/1 ให้ค่าความสัมพันธ์สูงที่สุดจากทุกสถานีที่ศึกษา ดังแสดงในตารางที่ 7.5 ดังนี้

ตารางที่ 7.5 ค่าสหสัมพันธ์ที่สูงสุดและเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 0.328 | 7 | 3 | 0.331 | 7 | 3 | 0.325 | 7 |
| CT5/2 | 0.316 | 5 | 4 | 0.338 | 7 | 3 | 0.301 | 7 |
| **CT7/1** | **0.3** | **103** | **2** | **0.349** | **137** | **5** | **0.336** | **137** |
| CT17/2 | 0.381 | 117 | 5 | 0.273 | 172 | 3 | 0.157 | 172 |
| CT22/3 | 0.269 | 6 | 5 | 0.271 | 7 | 3 | 0.306 | 7 |
| CT23 | 0.341 | 8 | 3 | 0.342 | 5 | 3 | 0.325 | 7 |
| CT26/1 | 0.275 | 7 | 4 | 0.281 | 7 | 3 | 0.272 | 7 |
| CT27 | 0.234 | 129 | 4 | 0.224 | 136 | 3 | 0.266 | 137 |
| CT30/1 | 0.220 | 171 | 5 | 0.209 | 172 | 3 | 0.166 | 172 |
| CT31/2 | 0.269 | 59 | 5 | 0.338 | 64 | 2 | 0.137 | 172 |
| CT33/2 | 0.111 | 172 | 2 | 0.124 | 172 | 3 | 0.153 | 172 |
| CT35/2 | 0.082 | 185 | 5 | 0.086 | 149 | 3 | 0.172 | 137 |
| CT45 | 0.143 | 172 | 5 | 0.186 | 172 | 3 | 0.154 | 172 |
| CT48/2 | 0.276 | 7 | 5 | 0.257 | 7 | 2 | 0.309 | 5 |




รูปที่ 7.26 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT48/2

### 7.1.6 ดัชนี Nino4 กับ ระดับน้ำบาดาล

7.1.6.1 ดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาล CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.27

จากรูปที่ 7.27 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก ห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.297 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 171 เดือน

ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.313 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 171 เดือน

และดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.325 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 174 เดือน

7.1.6.2 ดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1

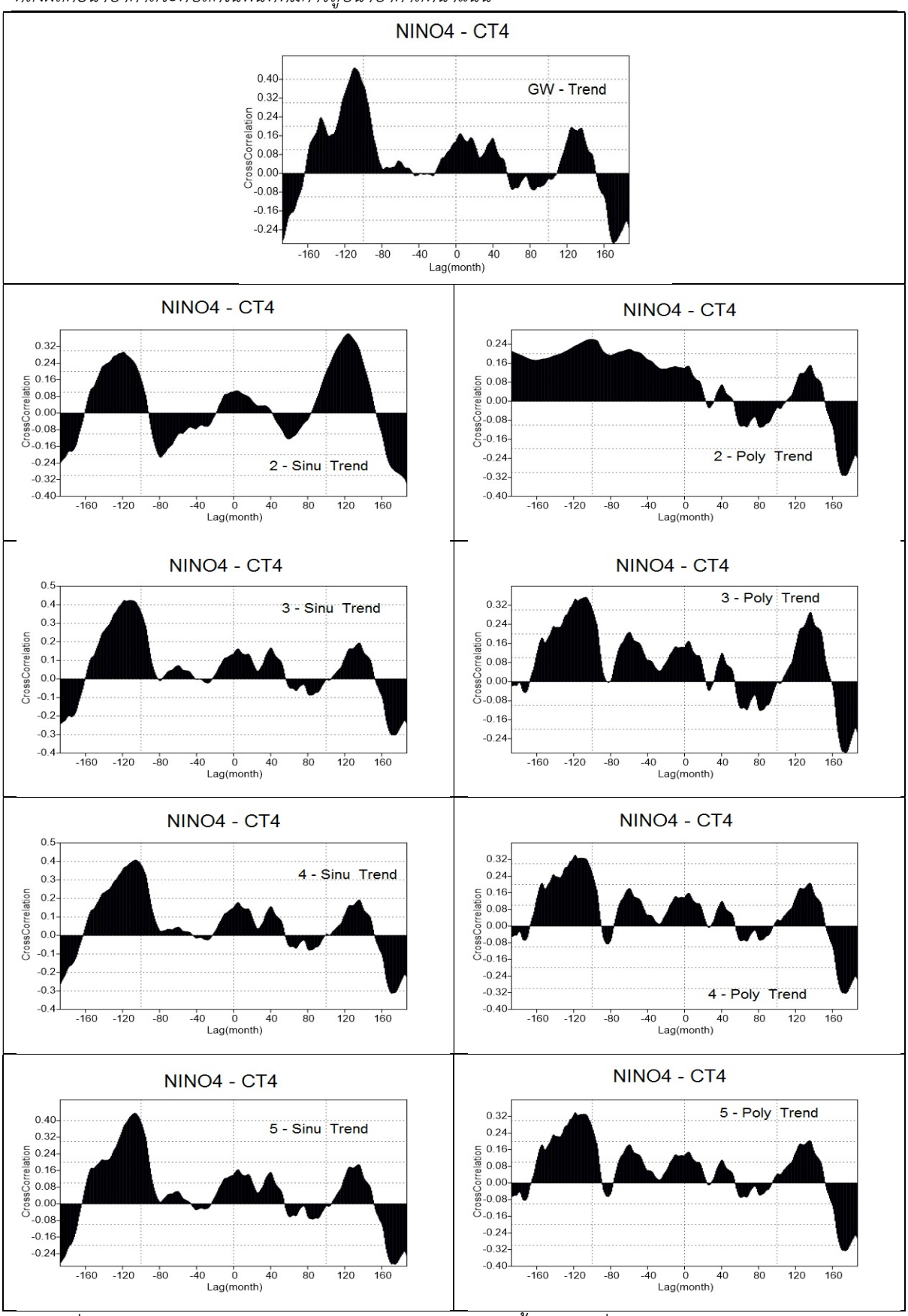
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.28

จากรูปที่ 7.28 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

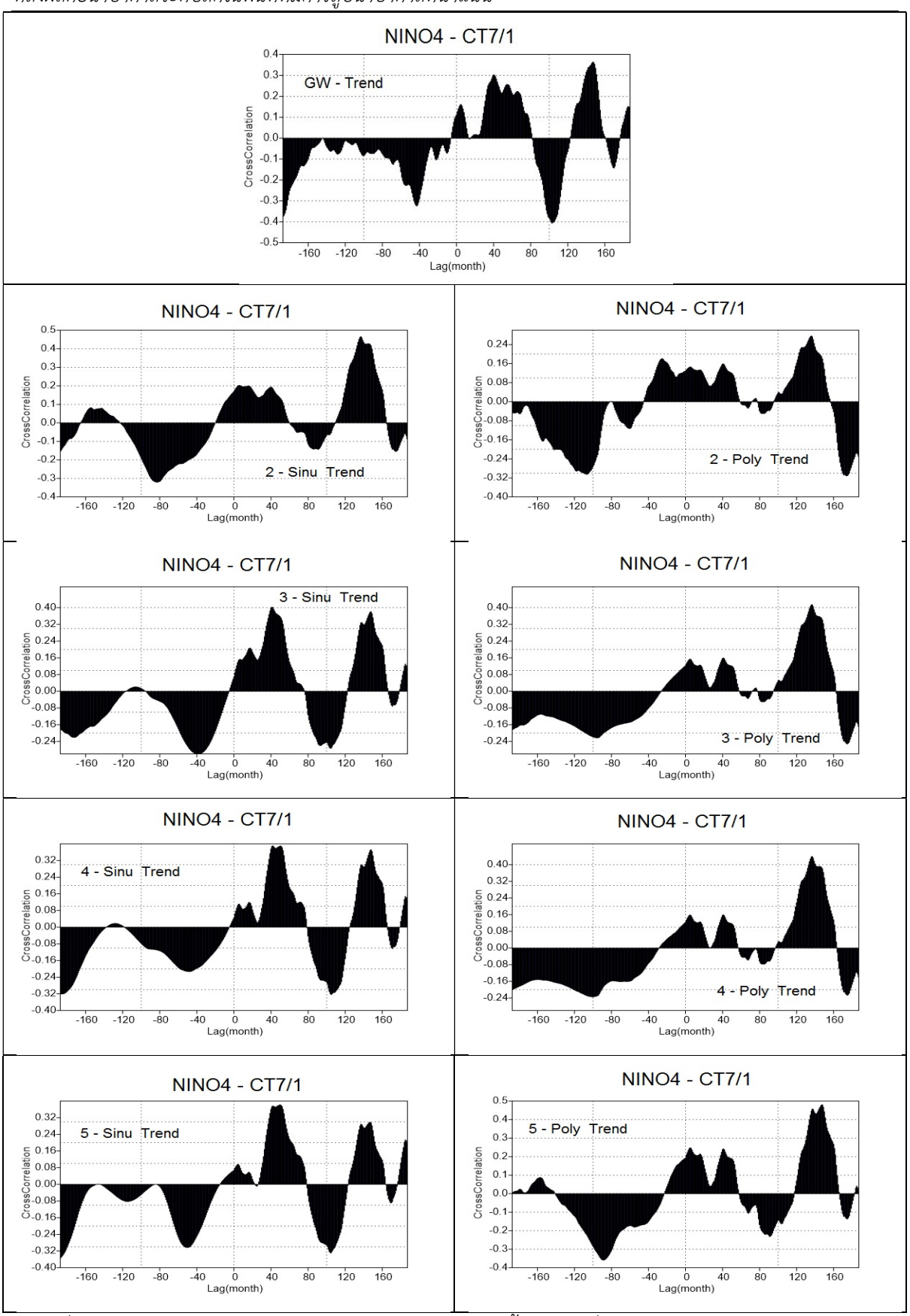
ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.406 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 103 เดือน

ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.465 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 137 เดือน

และดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.439 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 137 เดือน




รูปที่ 7.27 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT4




รูปที่ 7.28 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT7/1

7.1.6.3 ดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.29

จากรูปที่ 7.29 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.318 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 116 เดือน

ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.363 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 175 เดือน

และดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.319 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 174 เดือน

7.1.6.4 ดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1

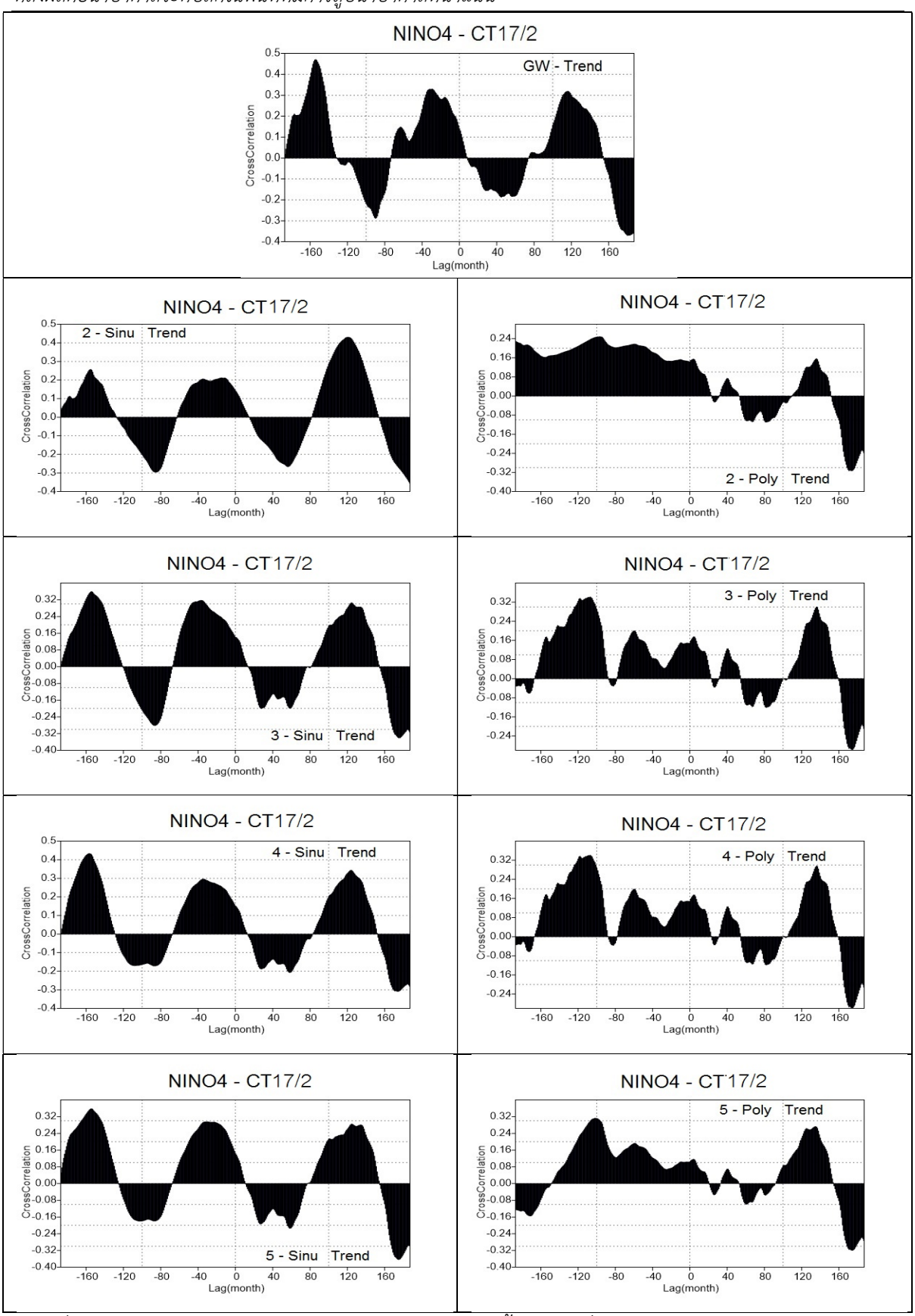
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.30

จากรูปที่ 7.30 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

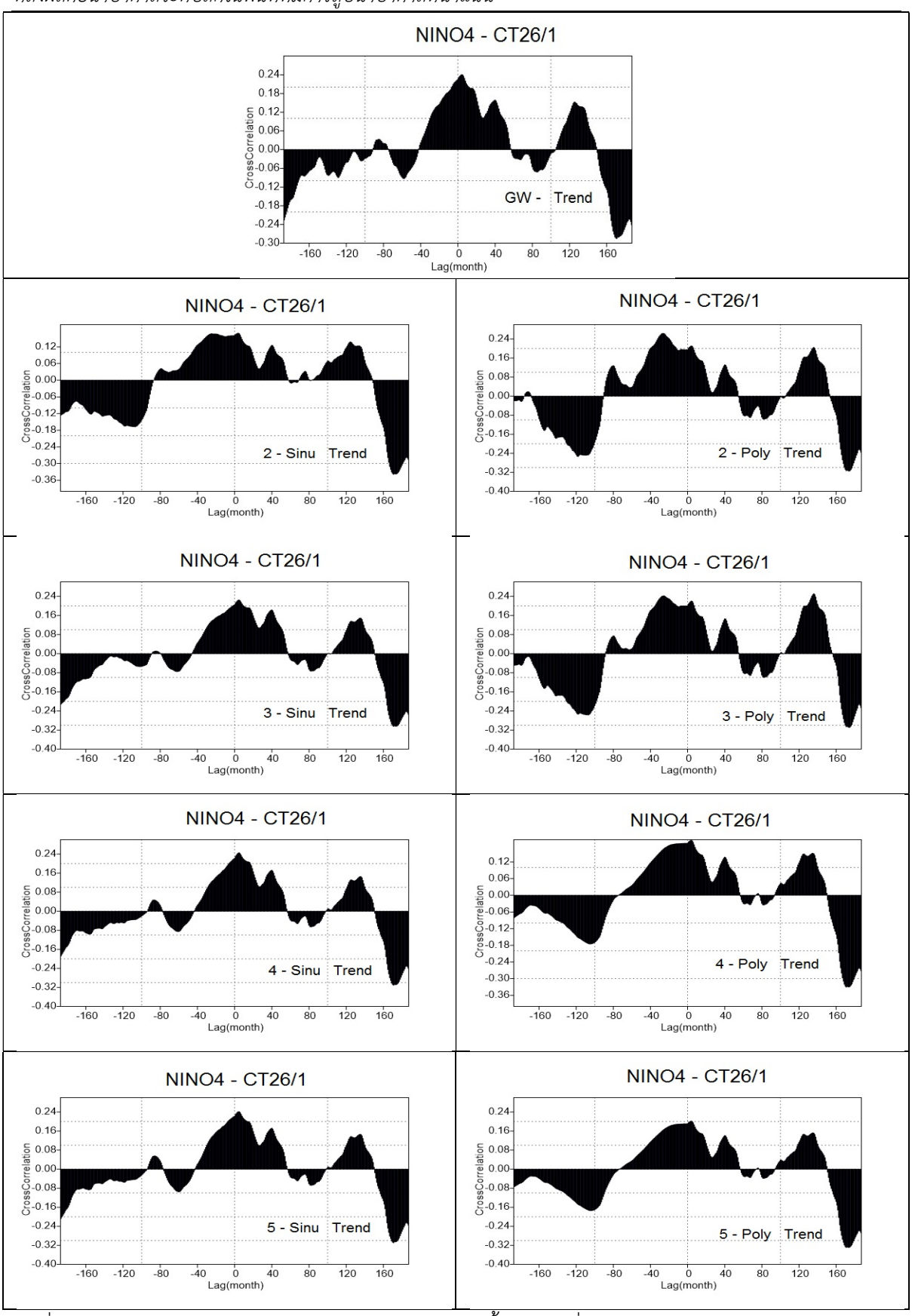
ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.284 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 171 เดือน

ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.338 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 171 เดือน

และดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.330 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 171 เดือน




รูปที่ 7.29 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT17/2




รูปที่ 7.30 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT26/1

7.1.6.5 ดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์(Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.31 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 0.276 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 167 เดือน

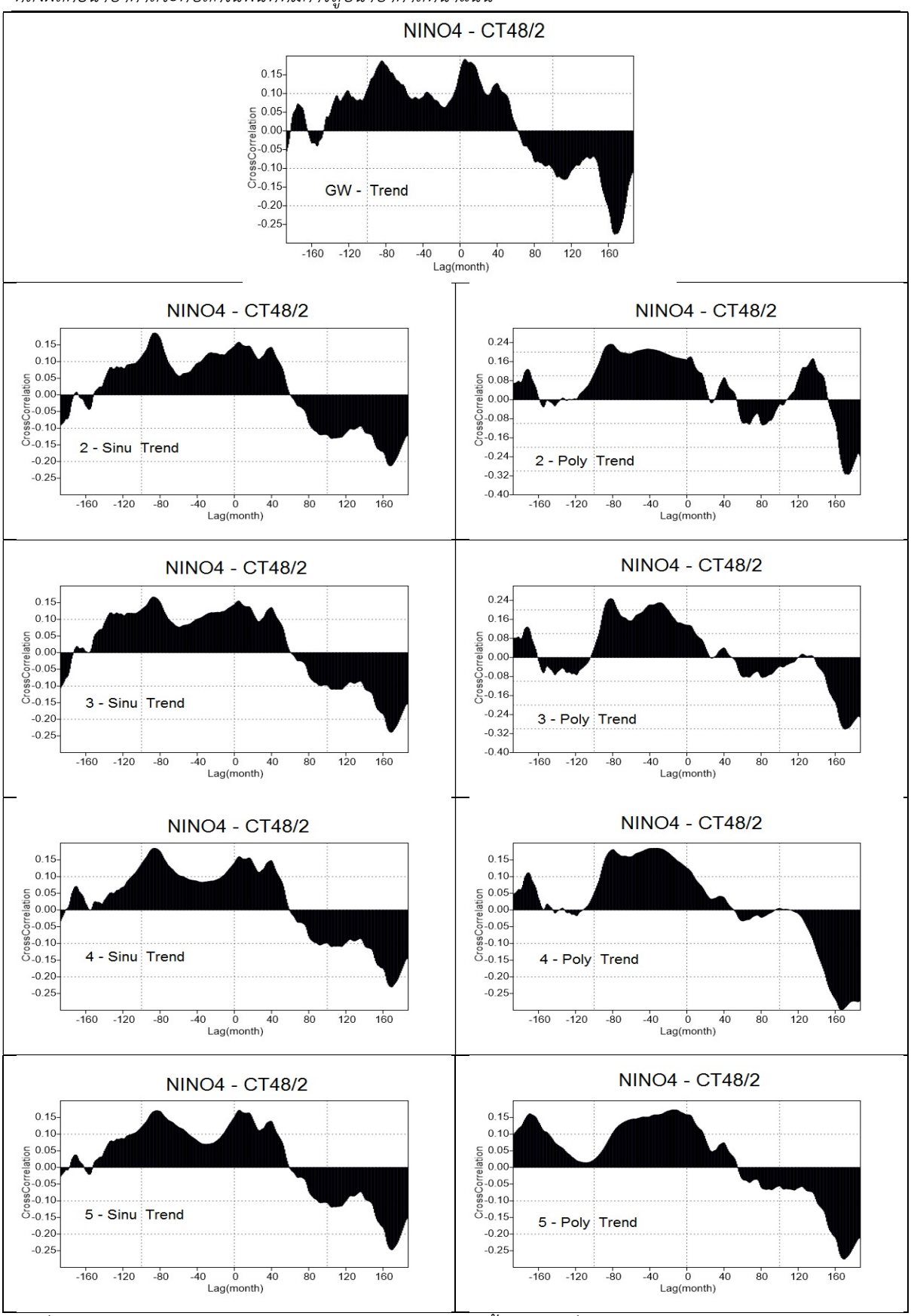
ดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.247 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 169 เดือน

และดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.314 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 174 เดือน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของสถานีที่คัดเลือก พบว่าโดยภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย ซึ่งที่สถานี CT7/1 ให้ค่าความสัมพันธ์สูงที่สุดจากทุกสถานีที่ศึกษา ดังแสดงในตารางที่ 7.6 ดังนี้

ตารางที่ 7.6 ค่าสหสัมพันธ์ที่สูงสุดและเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี NINO4 กับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 0.297 | 171 | 4 | 0.313 | 171 | 5 | 0.325 | 174 |
| CT5/2 | 0.297 | 133 | 2 | 0.330 | 174 | 2 | 0.314 | 174 |
| **CT7/1** | **0.406** | **103** | **2** | **0.465** | **137** | **4** | **0.439** | **137** |
| CT17/2 | 0.318 | 116 | 5 | 0.363 | 175 | 5 | 0.319 | 174 |
| CT22/3 | 0.323 | 169 | 2 | 0.347 | 171 | 5 | 0.339 | 171 |
| CT23 | 0.291 | 174 | 2 | 0.401 | 124 | 5 | 0.321 | 174 |
| CT26/1 | 0.284 | 17 | 2 | 0.338 | 171 | 4 | 0.330 | 171 |
| CT27 | 0.348 | 171 | 2 | 0.333 | 174 | 4 | 0.323 | 174 |
| CT30/1 | 0.270 | 125 | 3 | 0.267 | 124 | 3 | 0.345 | 136 |
| CT31/2 | 0.298 | 3 | 3 | 0.393 | 16 | 5 | 0.273 | 5 |
| CT33/2 | 0.212 | 5 | 5 | 0.210 | 5 | 3 | 0.280 | 136 |
| CT35/2 | 0.200 | 84 | 5 | 0.201 | 135 | 3 | 0.397 | 137 |
| CT45 | 0.217 | 124 | 5 | 0.185 | 124 | 3 | 0.279 | 136 |
| CT48/2 | 0.276 | 167 | 5 | 0.247 | 169 | 2 | 0.314 | 174 |




รูปที่ 7.31 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาลที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของสถานี CT48/2

จากการหาความสัมพันธ์ด้วยวิธีการสหสัมพันธ์ข้ามตัวแปร (Cross-correlation) ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ 6 ตัวแปรกับค่าระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) และระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลดังตารางที่ 7.1 - 7.6 นั้น พบว่า ดัชนี IMI มีความสัมพันธ์ในภาพรวมค่อนข้างน้อยกับระดับน้ำบาดาล โดย ความสัมพันธ์กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.06 ความสัมพันธ์กับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.06 และความสัมพันธ์กับกับสมการโพลีโนเมียล (Polynomial GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.07 โดยดัชนีที่มีค่าสหสัมพันธ์เฉลี่ยสูงที่สุดคือ NINO4 โดยระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.31 ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.35 และกับสมการโพลีโนเมียล (Polynomial GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.33 ดังที่แสดงในตารางที่ 7.7

ตารางที่ 7.7 ค่าสหสัมพันธ์ที่สูงสุดเฉลี่ยจากการวิเคราะห์สหสัมพันธ์ข้ามตัวแปร ของแต่ละดัชนีกับค่าระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 รูปแบบ

| Index | Initial GW | Sinusoidal GW | Polynomial GW |
|---|---|---|---|
| IMI | 0.065 | 0.058 | 0.066 |
| WNPMI | 0.097 | 0.085 | 0.091 |
| DMI | 0.156 | 0.147 | 0.145 |
| MEI | 0.269 | 0.285 | 0.265 |
| SOI | 0.253 | 0.257 | 0.241 |
| NINO4 | 0.288 | 0.313 | 0.328 |

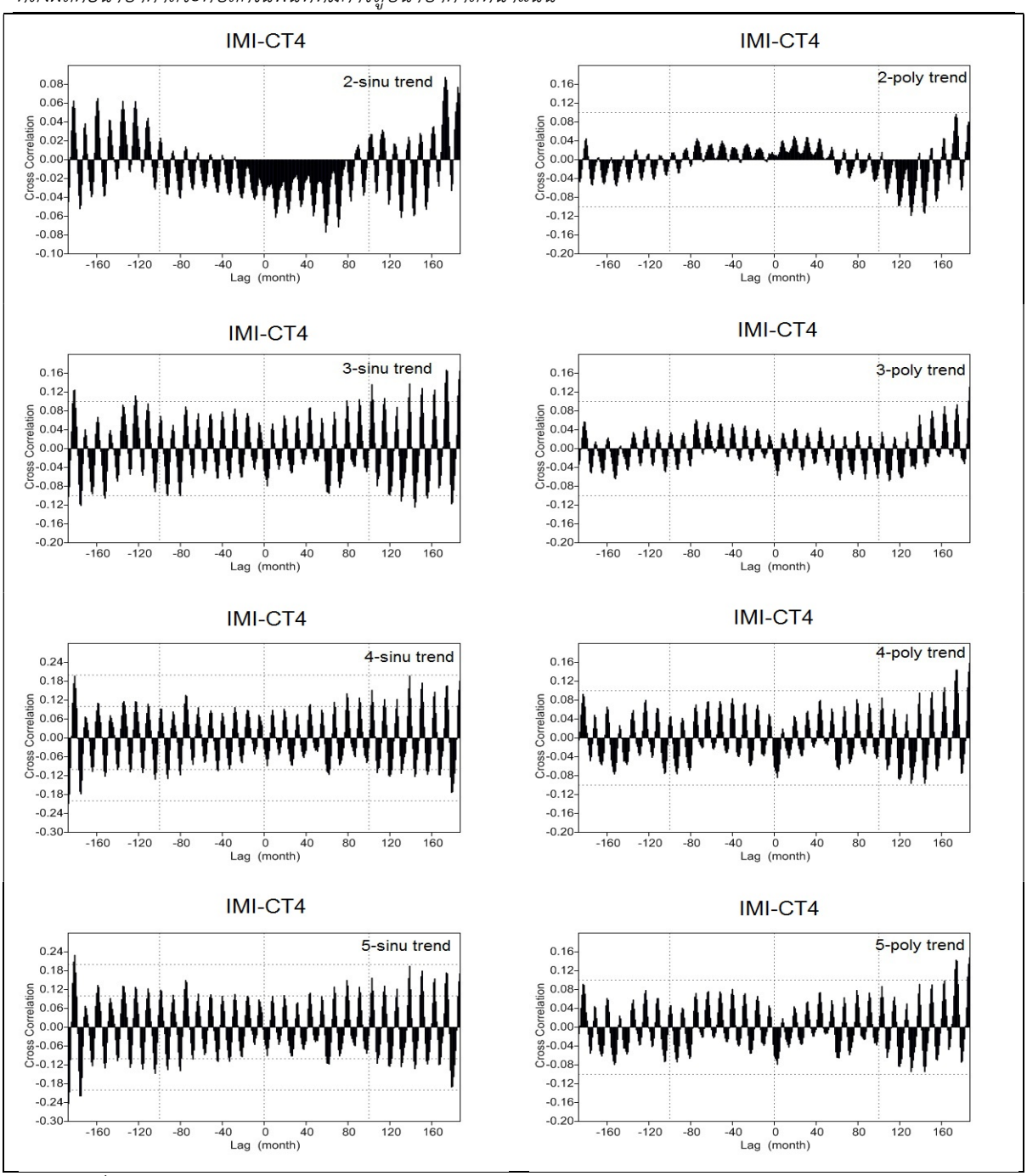
## 7.2 ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

### 7.2.1 ดัชนี IMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

7.2.1.1 เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.32

โดยรูปที่ 7.32 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้



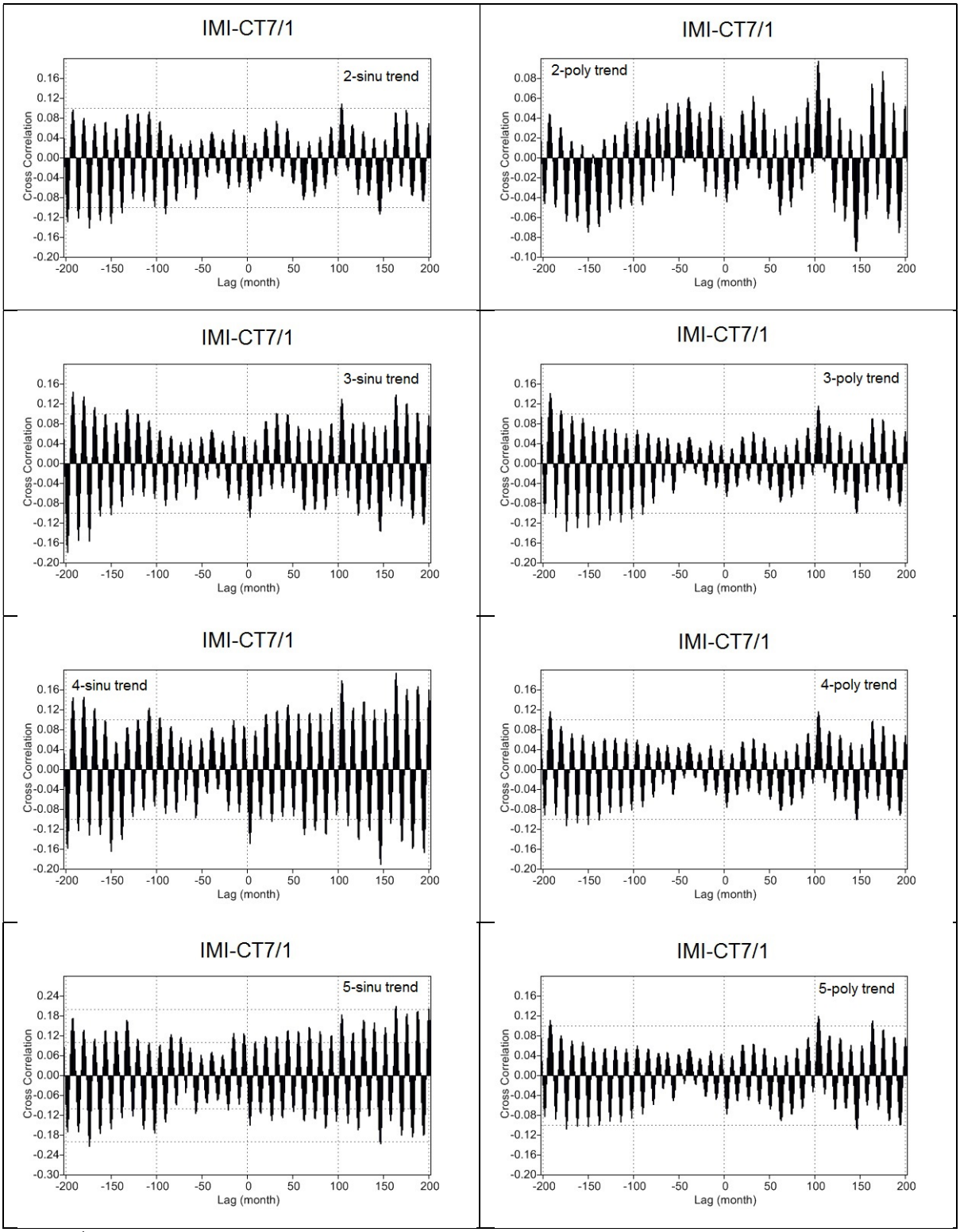

รูปที่ 7.32 ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4

ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.197 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 139 เดือน

และดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.158 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 187 เดือน

7.2.1.2 ดัชนี IMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.33




รูปที่ 7.33 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1

จากรูปที่ 7.32 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.209 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 164 เดือน

และดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.119 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 104 เดือน

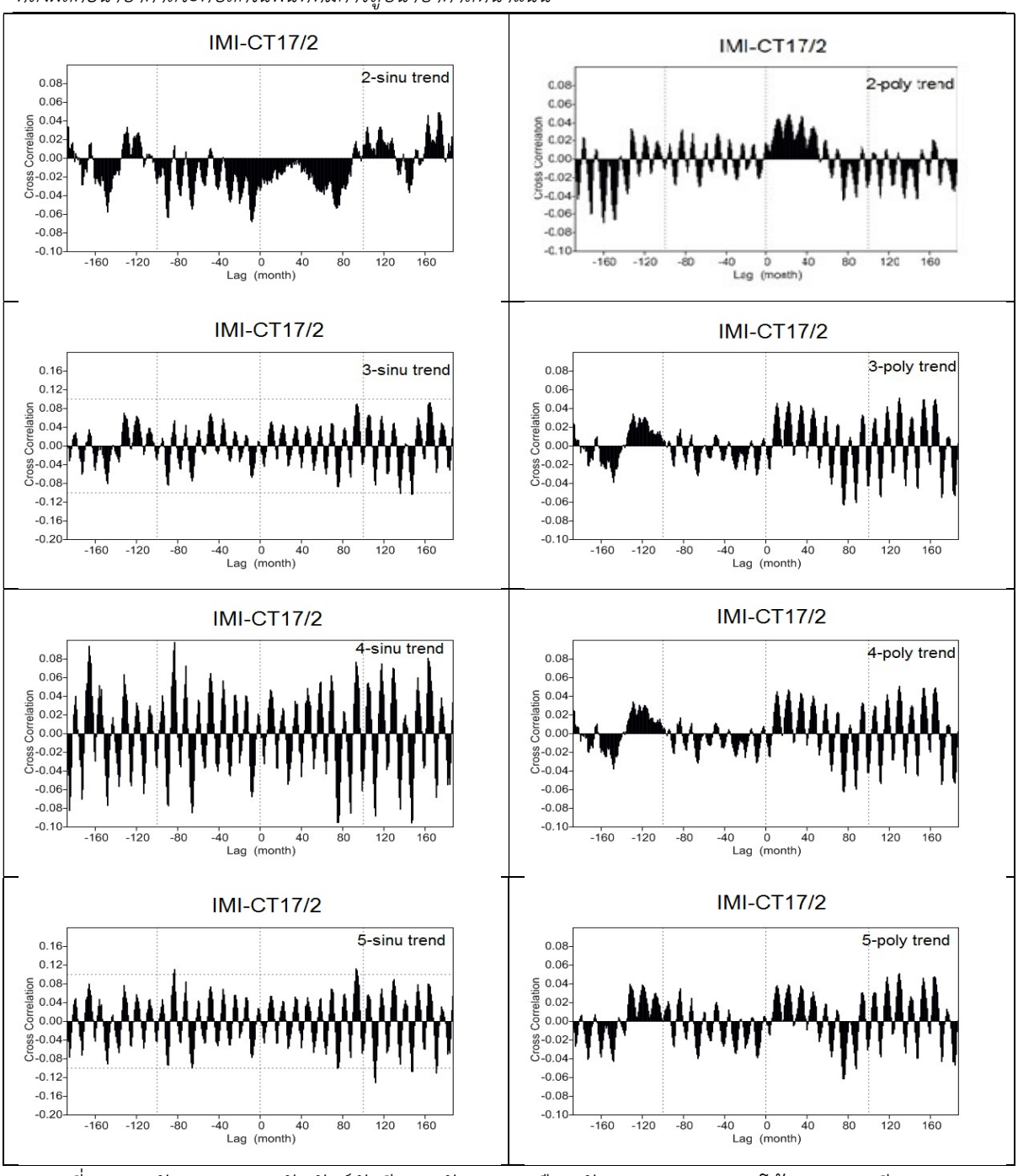
7.2.1.3 ดัชนี IMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.34

โดยรูปที่ 7.34 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.13 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 112 เดือน

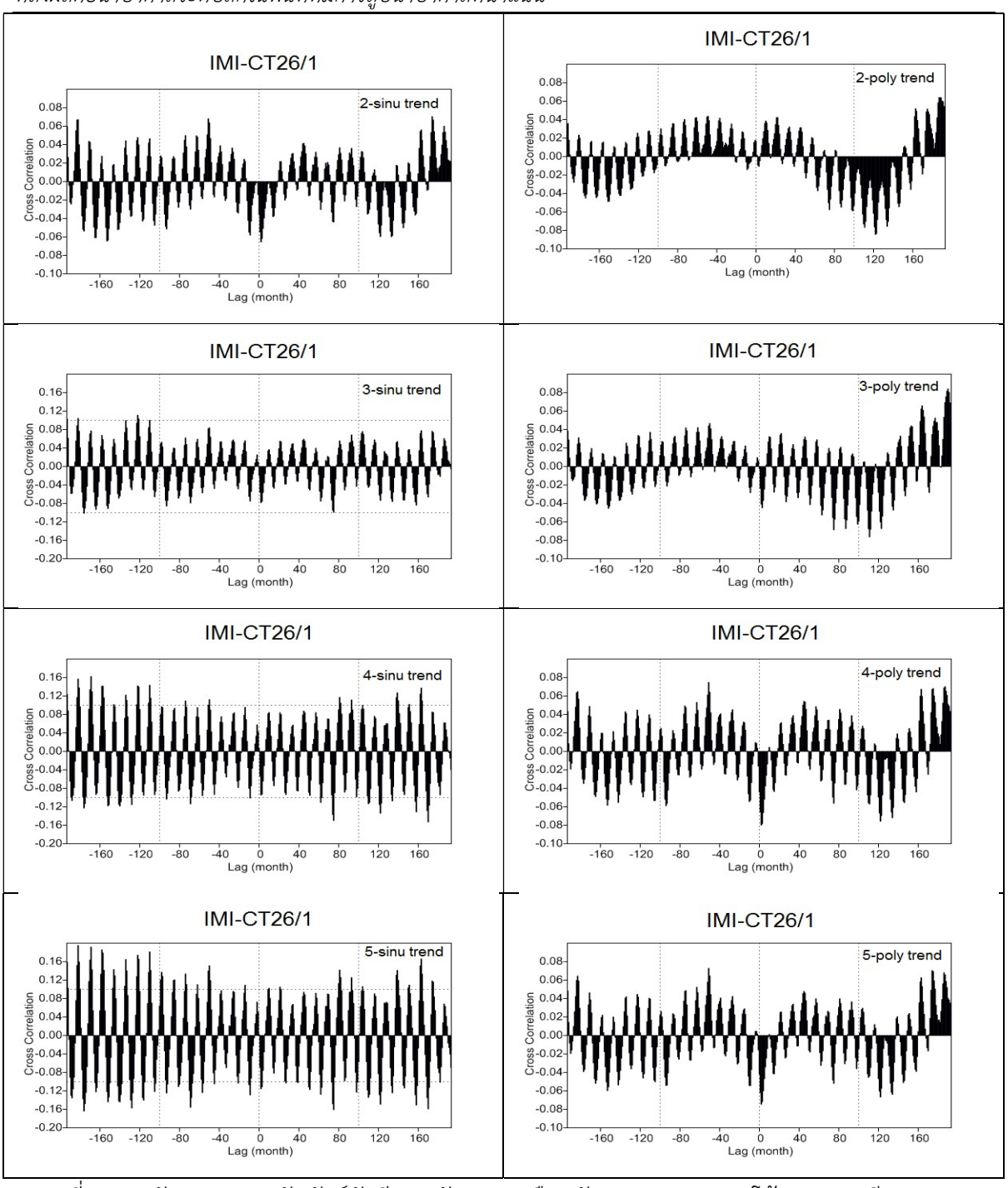
และดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.051 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 130 เดือน




รูปที่ 7.34 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2

7.2.1.4 ดัชนี IMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.35




รูปที่ 7.35 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1

จากรูปที่ 7.35 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.166 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 163 เดือน

และดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.070 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 174 เดือน

7.2.1.5 ดัชนี IMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2

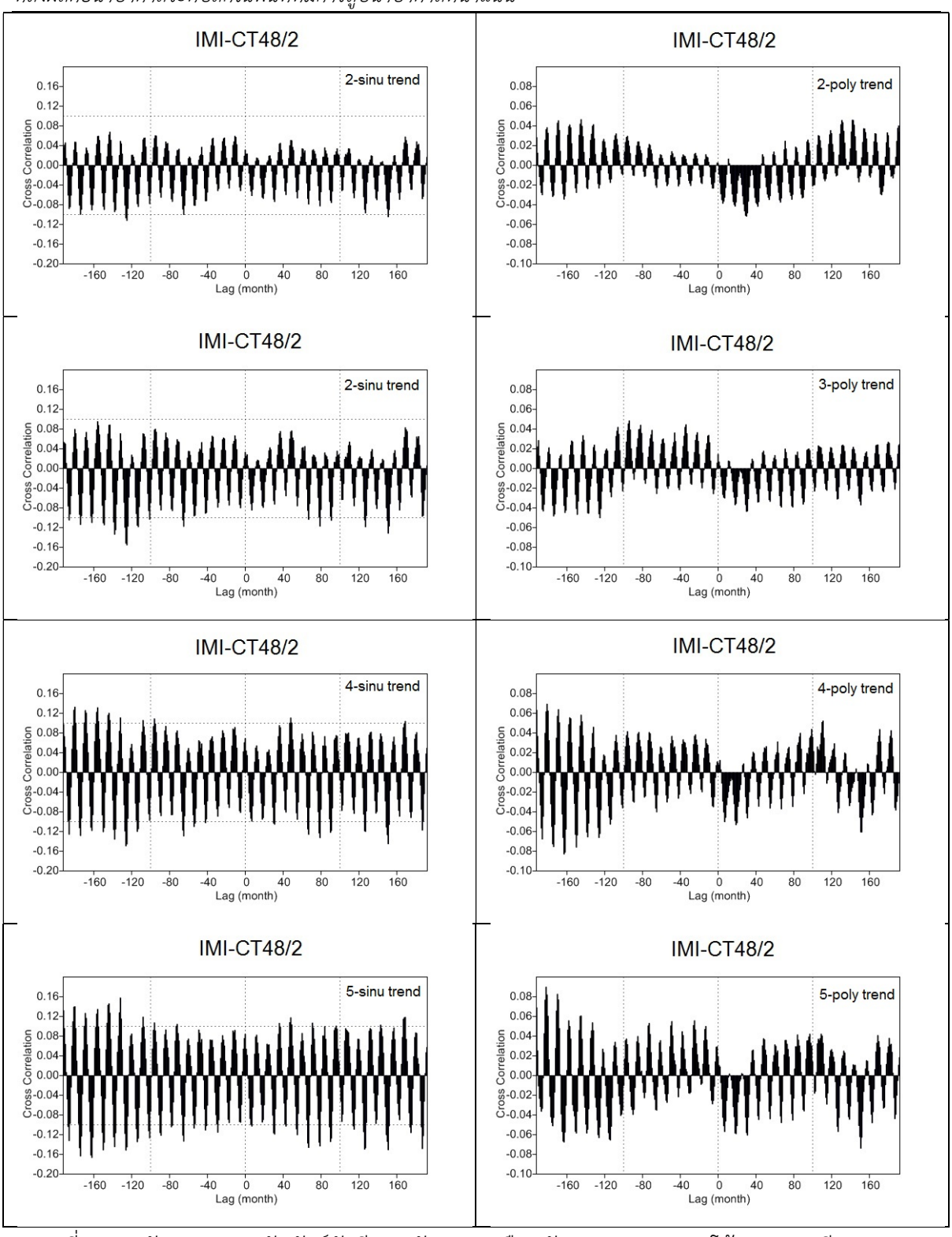
เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.36

โดยรูปที่ 7.35 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.15 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 151 เดือน

และดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.073 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 151 เดือน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากสถานีที่คัดเลือกดังแสดงในตารางที่ 7.8 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับ ระดับน้ำบาดาลที่แสดงในตารางที่ 7.1 ประมาณ ร้อยละ 100 ซึ่งแสดงให้เห็นว่าเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มจะมีความเชื่อมโยงกับกับดัชนี IMI มากกว่าระดับน้ำบาดาลก่อนทำการแยกแนวโน้ม ทั้ง 3 รูปแบบ




รูปที่ 7.36 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี IMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

ตารางที่ 7.8 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมของดัชนี IMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มในแต่ละสถานีที่คัดเลือก

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 4 | 0.197 | 139 | 4 | 0.158 | 187 |
| CT5/2 | 5 | 0.247 | 168 | 4 | 0.129 | 96 |
| CT7/1 | 5 | 0.209 | 164 | 5 | 0.119 | 104 |
| CT17/2 | 5 | 0.13 | 112 | 3 | 0.051 | 130 |
| CT22/3 | 4 | 0.152 | 81 | 4 | 0.09 | 175 |
| CT23 | 4 | 0.194 | 58 | 4 | 0.149 | 58 |
| CT26/1 | 5 | 0.166 | 163 | 3 | 0.074 | 174 |
| CT27 | 4 | 0.16 | 93 | 4 | 0.128 | 176 |
| CT30/1 | 5 | 0.18734 | 105 | 5 | 0.16298 | 45 |
| CT31/2 | 5 | 0.22158 | 184 | 4 | 0.17558 | 184 |
| CT33/2 | 5 | 0.30684 | 21 | 4 | 0.15035 | 177 |
| CT35/2 | 5 | 0.28466 | 46 | 4 | 0.15761 | 47 |
| CT45 | 5 | 0.16934 | 36 | 5 | 0.11971 | 36 |
| CT48/2 | 5 | 0.15 | 151 | 5 | 0.073 | 151 |

### 7.2.2 ดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

7.2.2.1 เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.37 ดังนี้

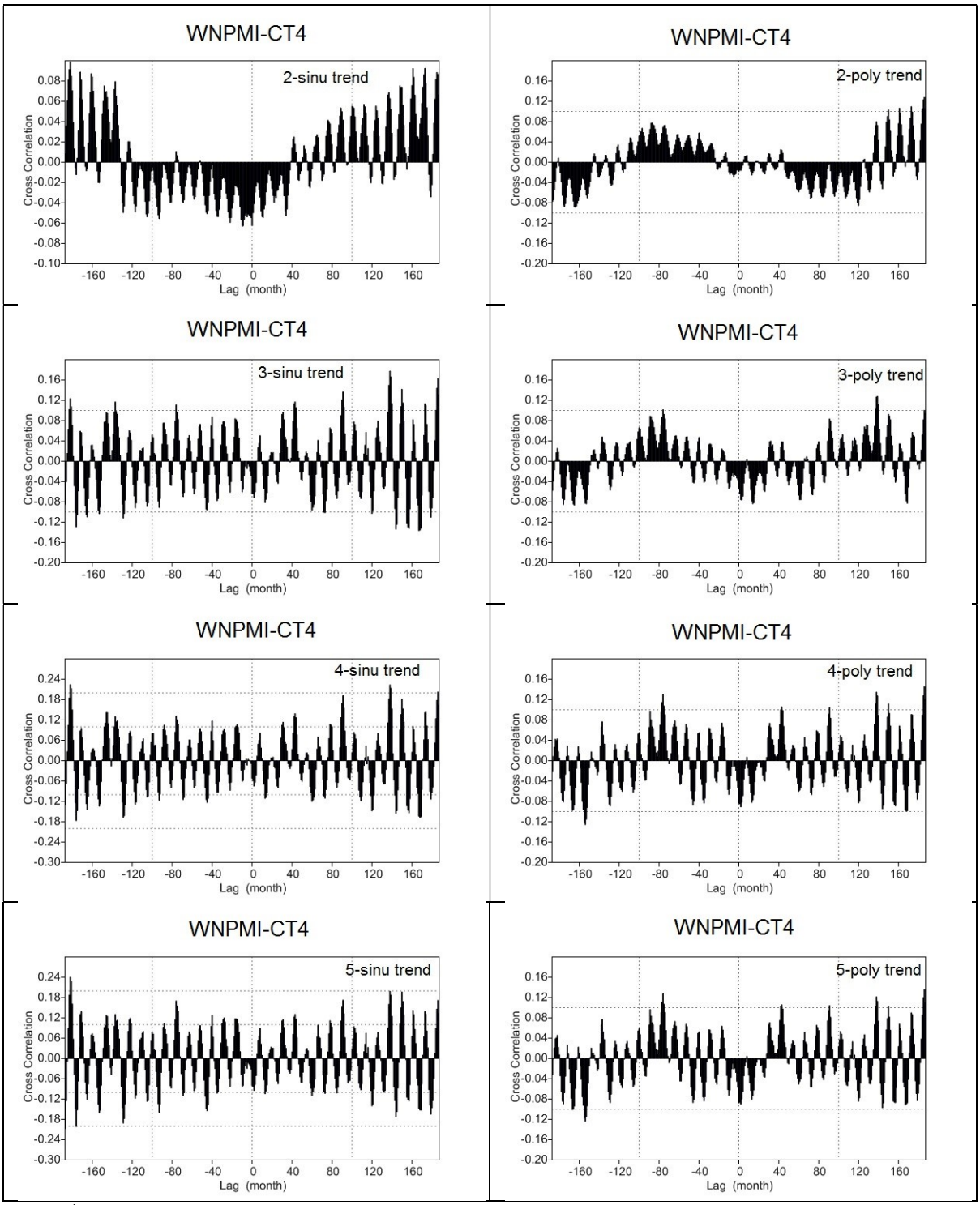
โดยรูปที่ 7.37 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.223 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 138 เดือน

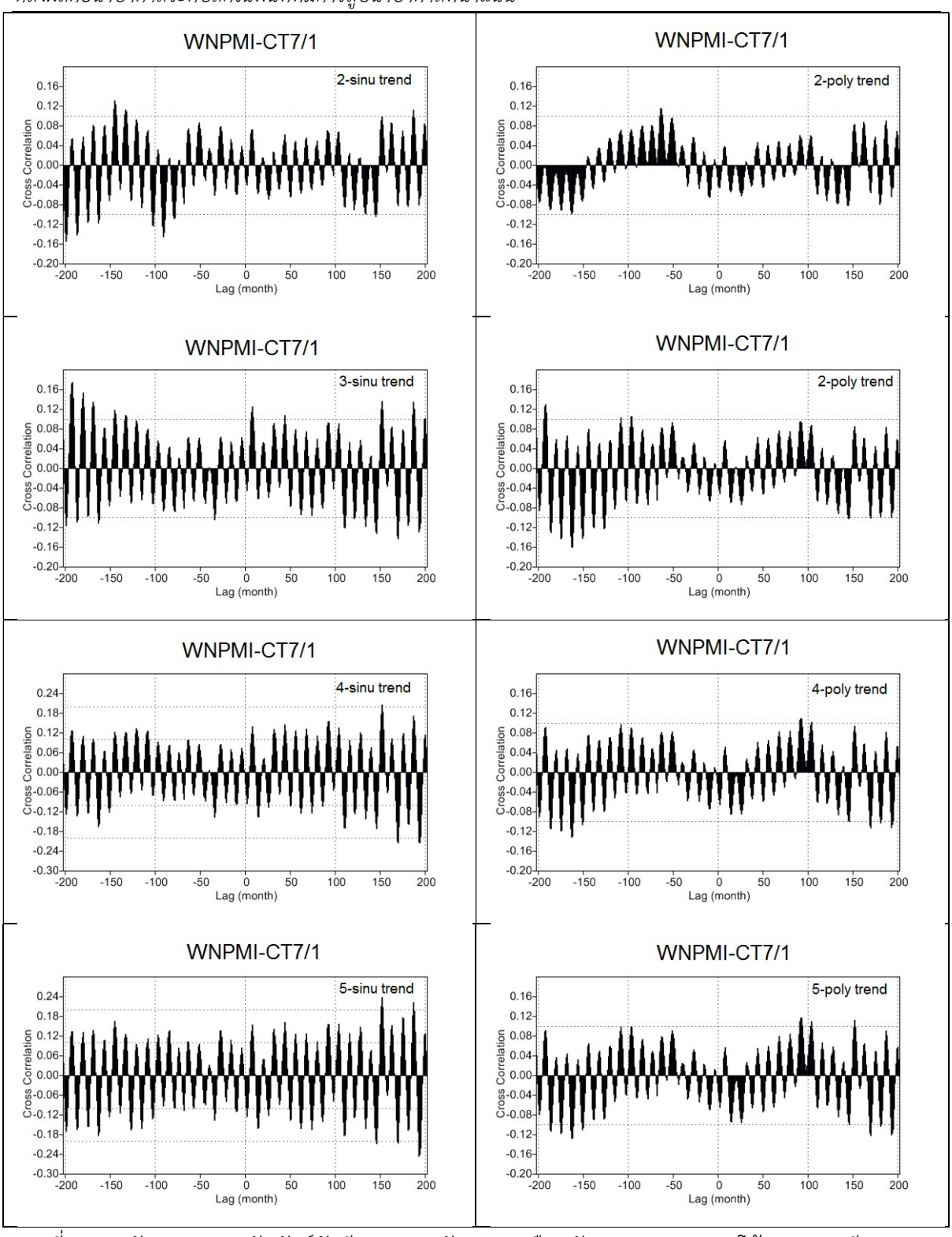
และดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.145 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 136 เดือน

7.2.2.2 ดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.38 ดังนี้




รูปที่ 7.37 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4




รูปที่ 7.38 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1

จากรูปที่ 7.38 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.238 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 152 เดือนตามลำดับ

และดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.122 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 170 เดือน

7.2.2.3 ดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.39

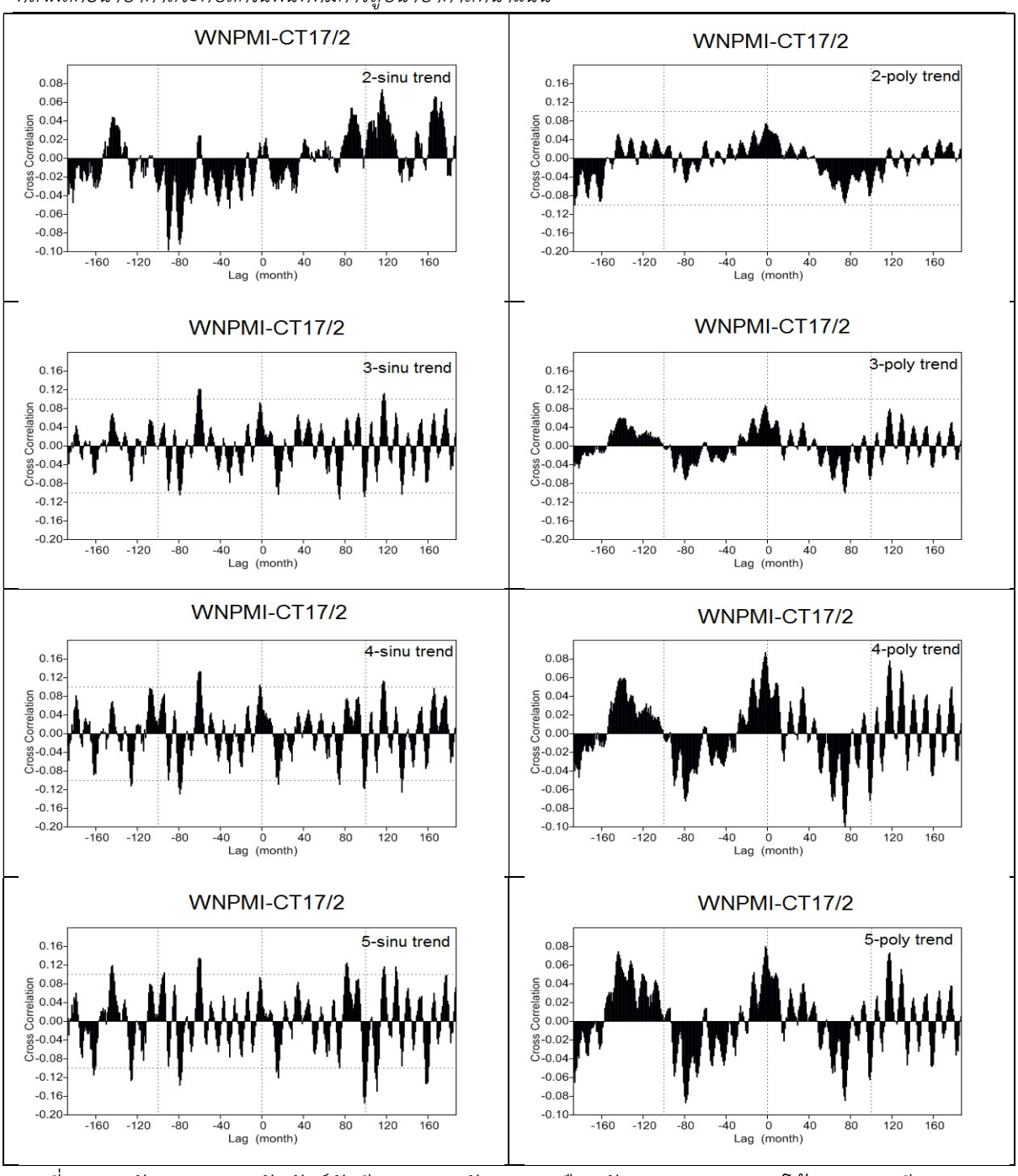
โดยรูปที่ 7.39 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.174 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 99 เดือน

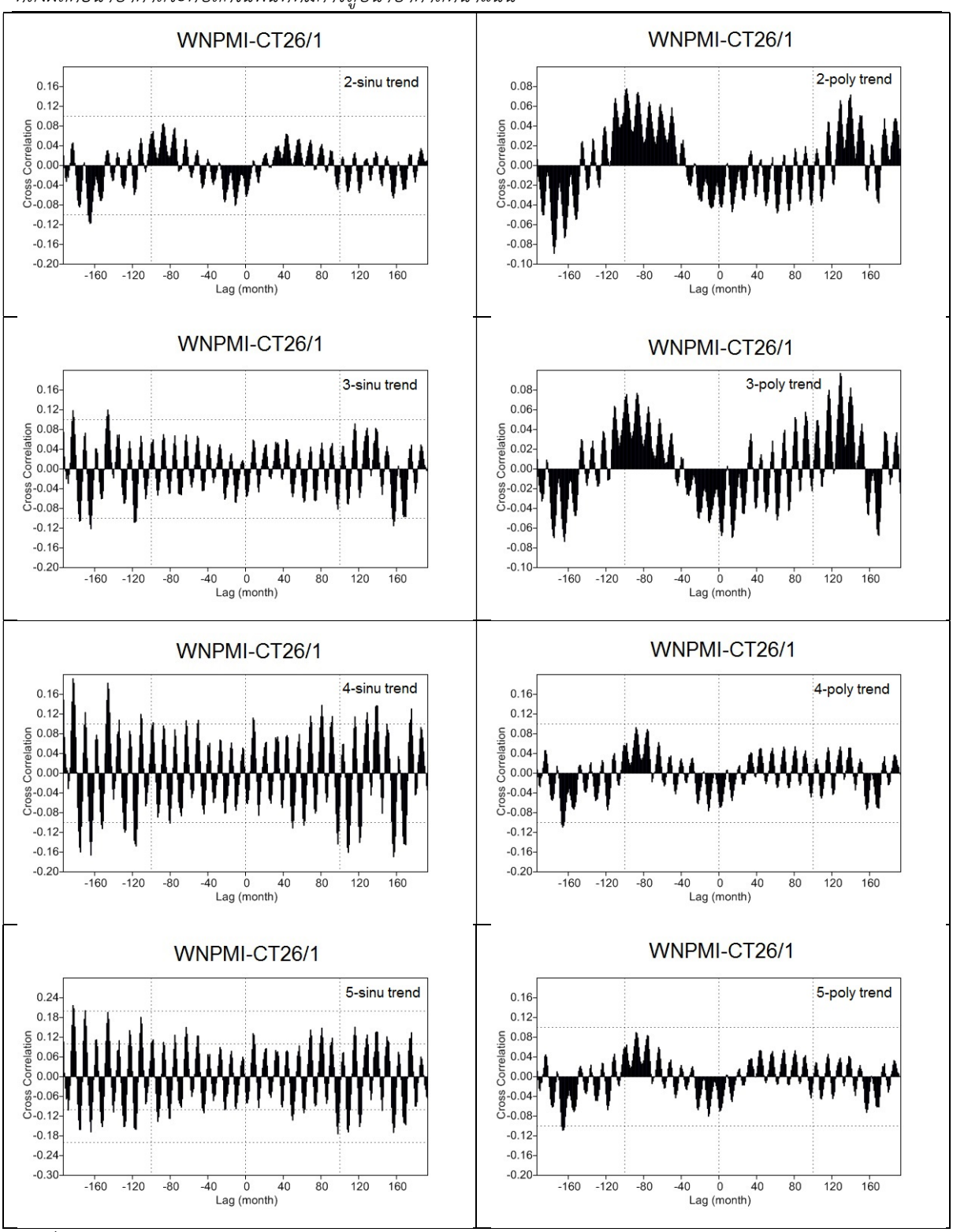
และดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.100 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 75 เดือน

7.2.2.4 ดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.40 ดังนี้




รูปที่ 7.39 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2




รูปที่ 7.40 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1

จากรูปที่ 7.40 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.174 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 98 เดือน

และดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.097 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 129 เดือนตามลำดับ

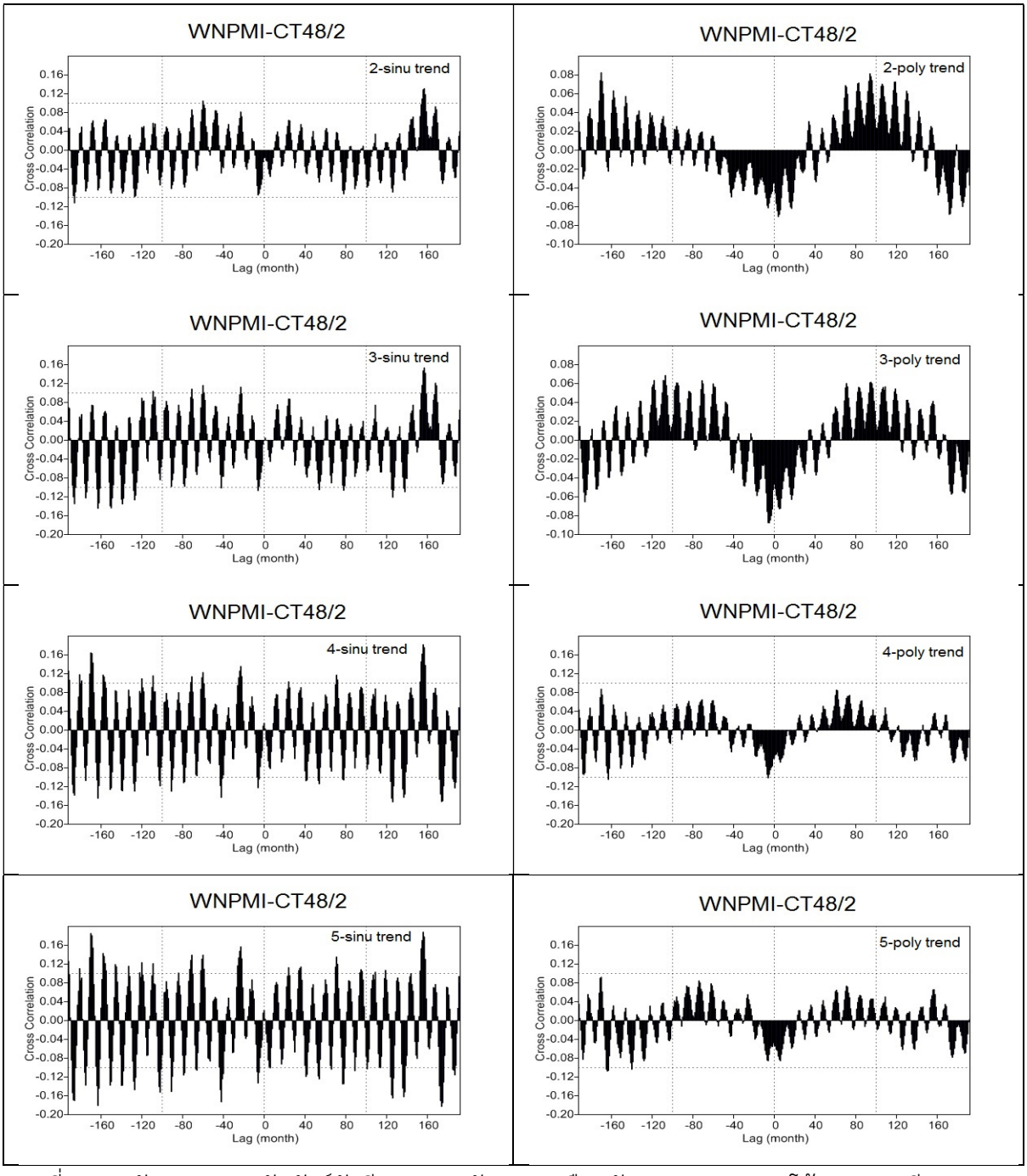
7.2.2.5 ดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.41

โดยรูปที่ 7.41 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.188 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 156 เดือน

และดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.085 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 61 เดือน




รูปที่ 7.41 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี WNPMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากสถานีที่คัดเลือกดังแสดงในตารางที่ 7.9 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับระดับน้ำบาดาลที่แสดงในตารางที่ 7.2 ประมาณ ร้อยละ 100 ซึ่งแสดงให้เห็นว่าเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มจะมีความเชื่อมโยงกับกับดัชนี WNPMI มากกว่าระดับน้ำบาดาลก่อนทำการแยกแนวโน้มทั้ง 3 รูปแบบ

ตารางที่ 7.9 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี WNPMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 4 | 0.223 | 138 | 4 | 0.145 | 136 |
| CT5/2 | 5 | 0.213 | 144 | 3 | 0.149 | 142 |
| CT7/1 | 5 | 0.238 | 152 | 5 | 0.122 | 170 |
| CT17/2 | 5 | 0.174 | 99 | 3 | 0.100 | 75 |
| CT22/3 | 4 | 0.170 | 80 | 3 | 0.099 | 129 |
| CT23 | 4 | 0.213 | 106 | 4 | 0.160 | 46 |
| CT26/1 | 5 | 0.174 | 98 | 3 | 0.097 | 129 |
| CT27 | 5 | 0.199 | 105 | 4 | 0.147 | 152 |
| CT30/1 | 5 | 0.207 | 129 | 3 | 0.169 | 129 |
| CT31/2 | 4 | 0.227 | 171 | 4 | 0.182 | 171 |
| CT33/2 | 5 | 0.310 | 69 | 3 | 0.133 | 129 |
| CT35/2 | 5 | 0.166 | 60 | 5 | 0.297 | 95 |
| CT45 | 4 | 0.191 | 84 | 5 | 0.138 | 23 |
| CT48/2 | 5 | 0.183 | 156 | 4 | 0.085 | 61 |

### 7.2.3 ดัชนี DMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

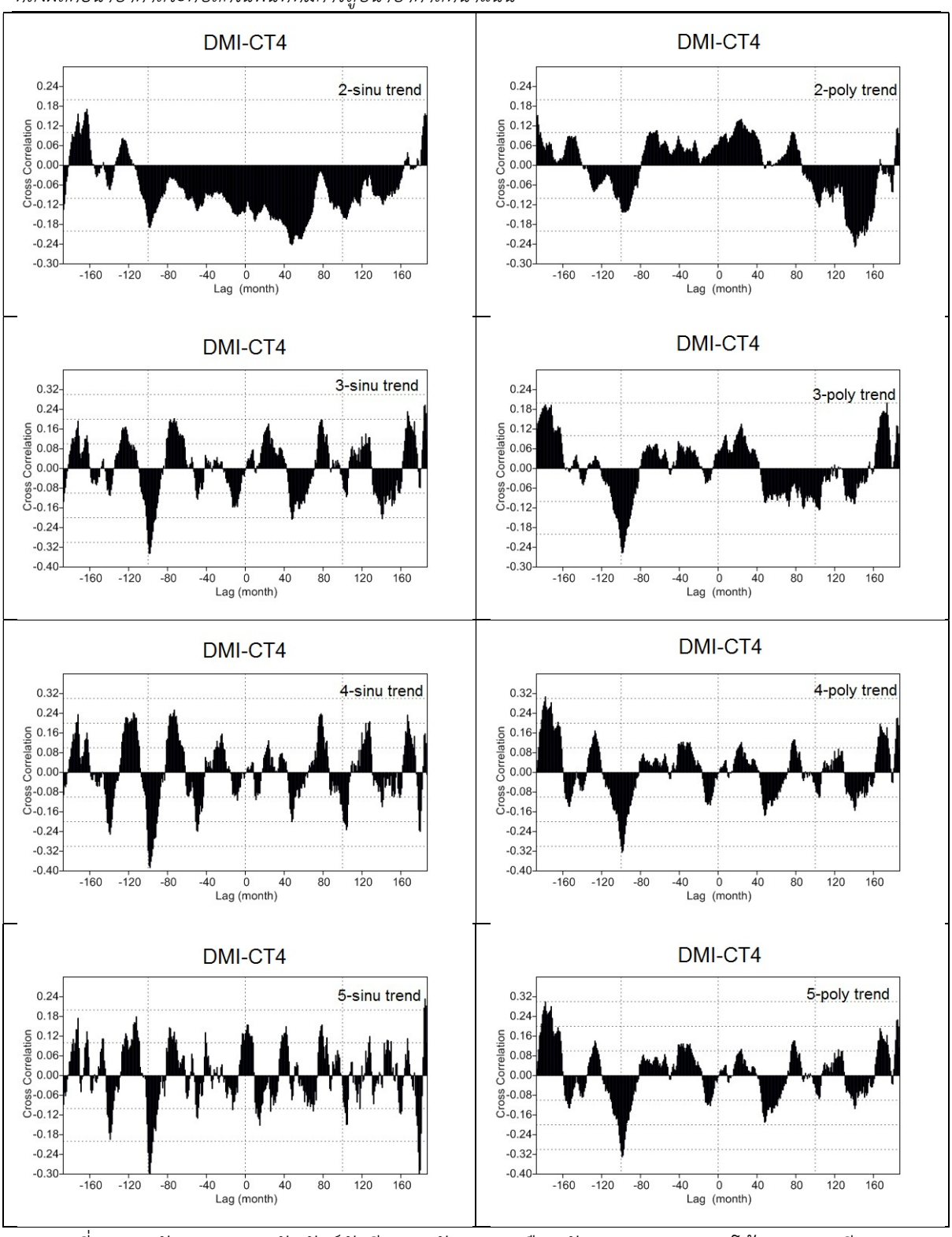
7.2.3.1 เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.42

โดยรูปที่ 7.42 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.299 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 179 เดือน

และดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.248 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 141 เดือน




รูปที่ 7.42 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4

7.2.3.2 ดัชนี DMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.43

จากรูปที่ 7.43 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.272 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

และดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.167 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 171 เดือน

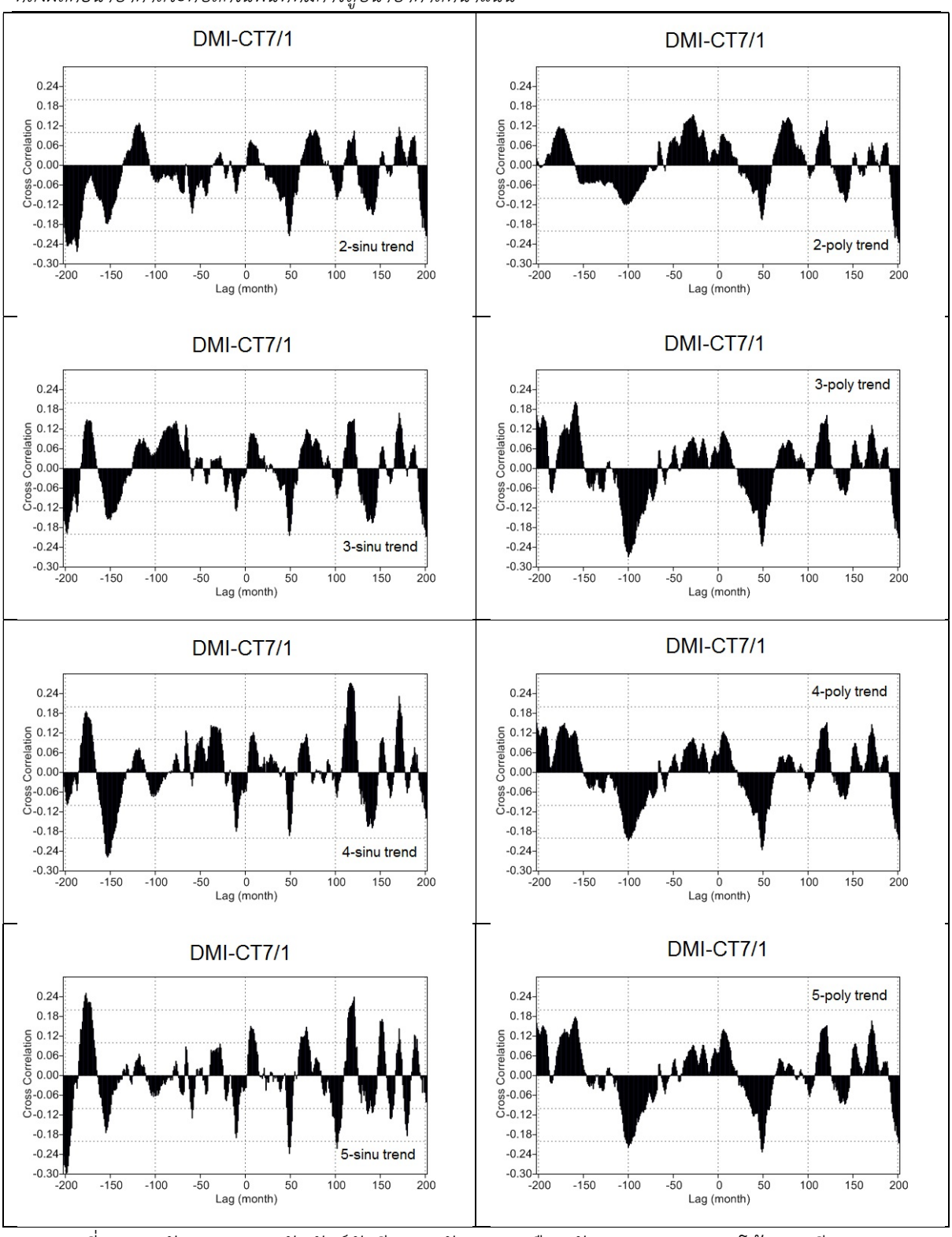
7.2.3.3 ดัชนี DMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.44

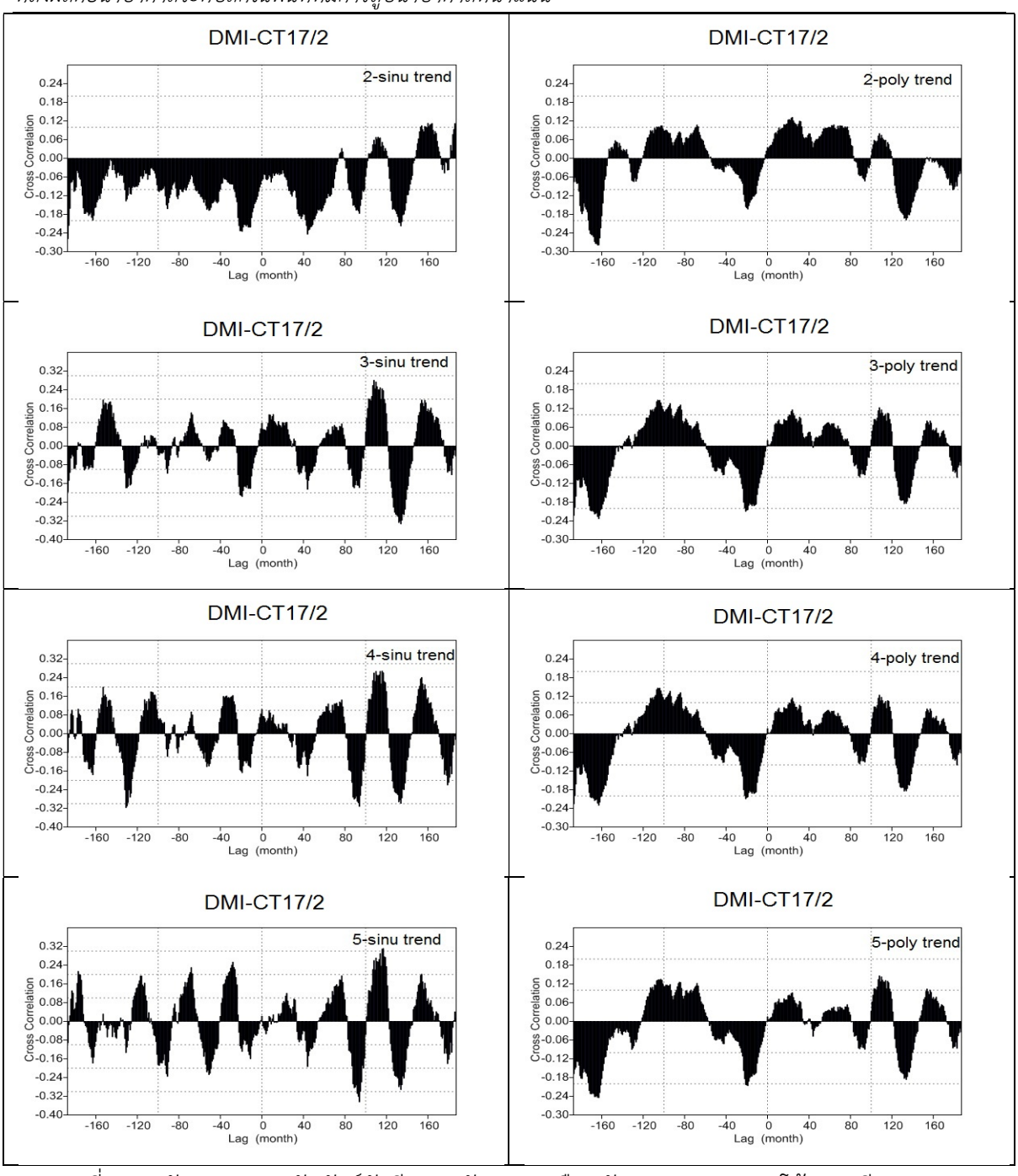
โดยรูปที่ 7.43 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.311 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

และดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์ โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.197 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 134 เดือน




รูปที่ 7.43 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสถานี CT7/1




รูปที่ 7.44 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสถานี CT17/2

7.2.3.4 ดัชนี DMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.45

จากรูปที่ 7.45 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.311 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 97 เดือน

และดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์ โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.157 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 52 เดือน

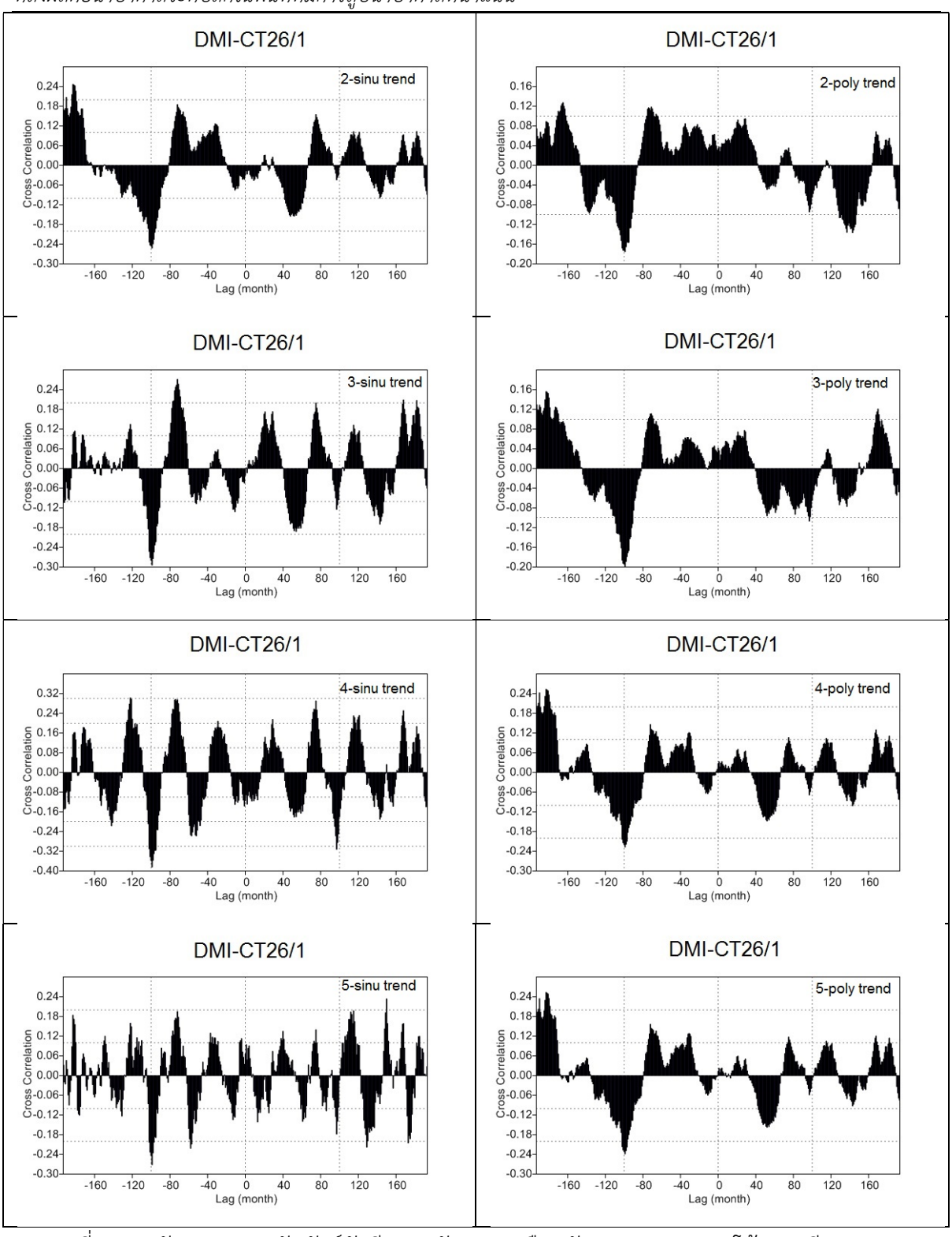
7.2.3.5 ดัชนี DMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.46 ดังนี้

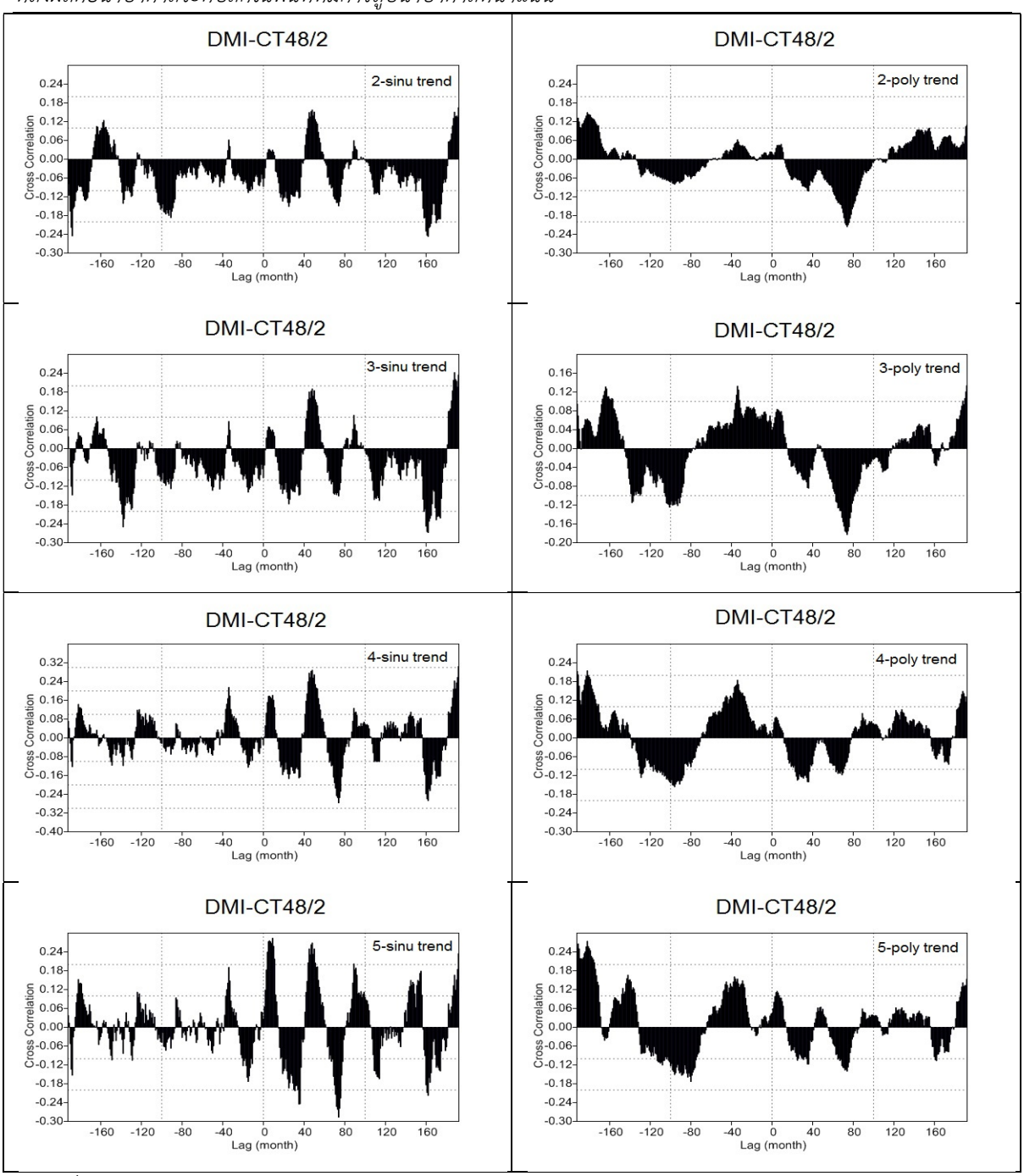
จากรูปที่ 7.46 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.304 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 192 เดือน

และดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 2 มีค่าประมาณ 0.215 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 74 เดือน




รูปที่ 7.45 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสถานี CT26/1




รูปที่ 7.46 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี DMI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากสถานีที่คัดเลือกดังแสดงในตารางที่ 7.10 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับระดับน้ำบาดาลที่แสดงในตารางที่ 7.3 ประมาณ ร้อยละ 100 ซึ่งแสดงให้เห็นว่าเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มจะมีความเชื่อมโยงกับกับดัชนี DMI มากกว่าระดับน้ำบาดาลก่อนทำการแยกแนวโน้มทั้ง 3 รูปแบบ

ตารางที่ 7.10 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี DMI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 5 | 0.299 | 179 | 2 | 0.248 | 141 |
| CT5/2 | 5 | 0.190 | 37 | 3 | 0.144 | 0 |
| CT7/1 | 4 | 0.272 | 117 | 5 | 0.167 | 171 |
| CT17/2 | 5 | 0.311 | 117 | 2 | 0.197 | 134 |
| CT22/3 | 3 | 0.232 | 36 | 5 | 0.191 | 183 |
| CT23 | 3 | 0.308 | 177 | 4 | 0.314 | 176 |
| CT26/1 | 4 | 0.311 | 97 | 5 | 0.157 | 52 |
| CT27 | 3 | 0.408 | 186 | 5 | 0.413 | 186 |
| CT30/1 | 5 | 0.253 | 165 | 5 | 0.213 | 128 |
| CT31/2 | 2 | 0.259 | 135 | 2 | 0.251 | 135 |
| CT33/2 | 3 | 0.302 | 185 | 5 | 0.255 | 187 |
| CT35/2 | 5 | 0.293 | 92 | 5 | 0.215 | 128 |
| CT45 | 3 | 0.219 | 110 | 4 | 0.173 | 110 |
| CT48/2 | 4 | 0.304 | 192 | 2 | 0.215 | 74 |

### 7.2.4 ดัชนี MEI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

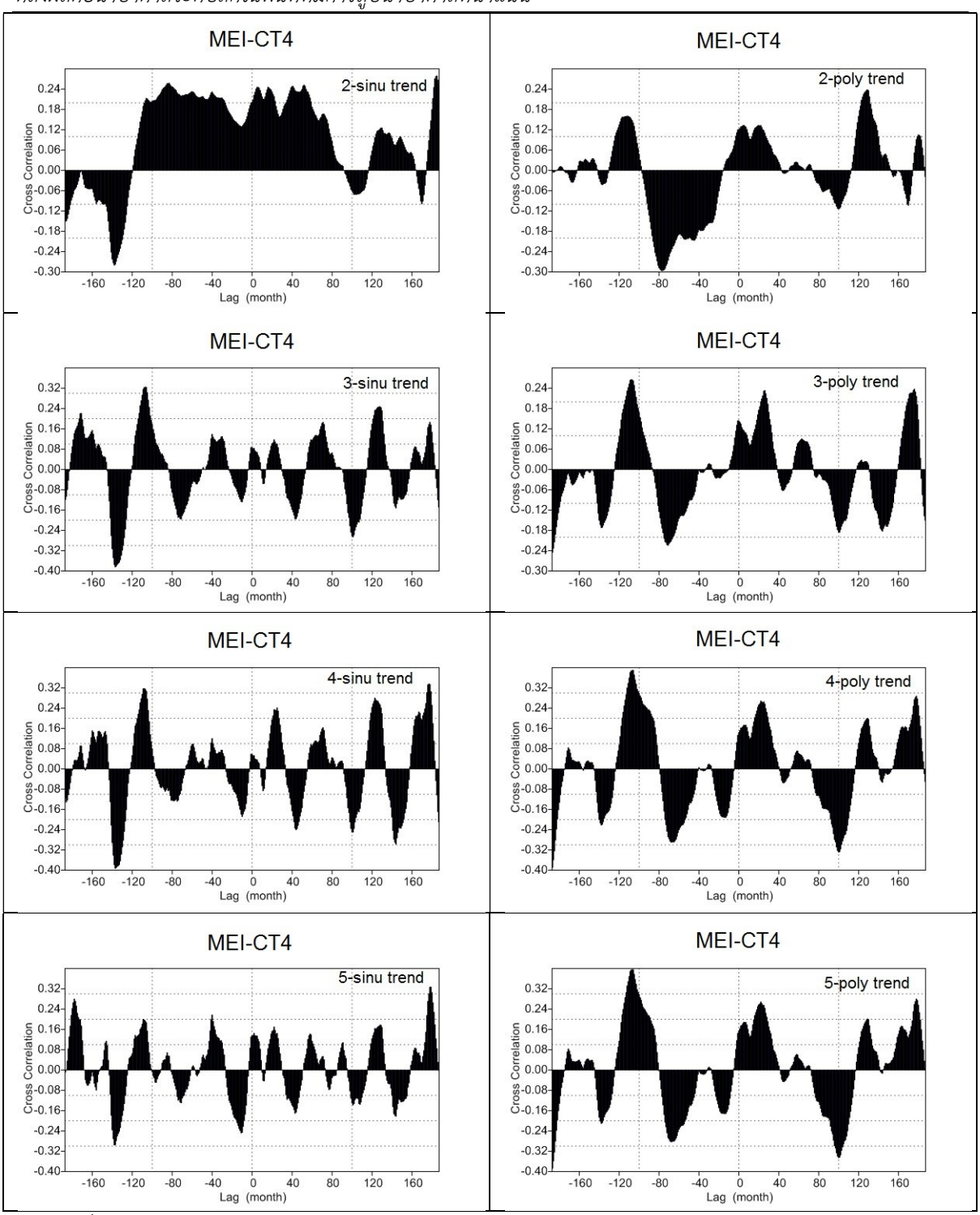
7.2.4.1 เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.47

โดยรูปที่ 7.47 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.336 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 177 เดือน

และดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.345 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 100 เดือน




รูปที่ 7.47 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4

7.2.4.2 ดัชนี MEI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.48

จากรูปที่ 7.48 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.477 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 101 เดือน

และดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.457 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 102 เดือน

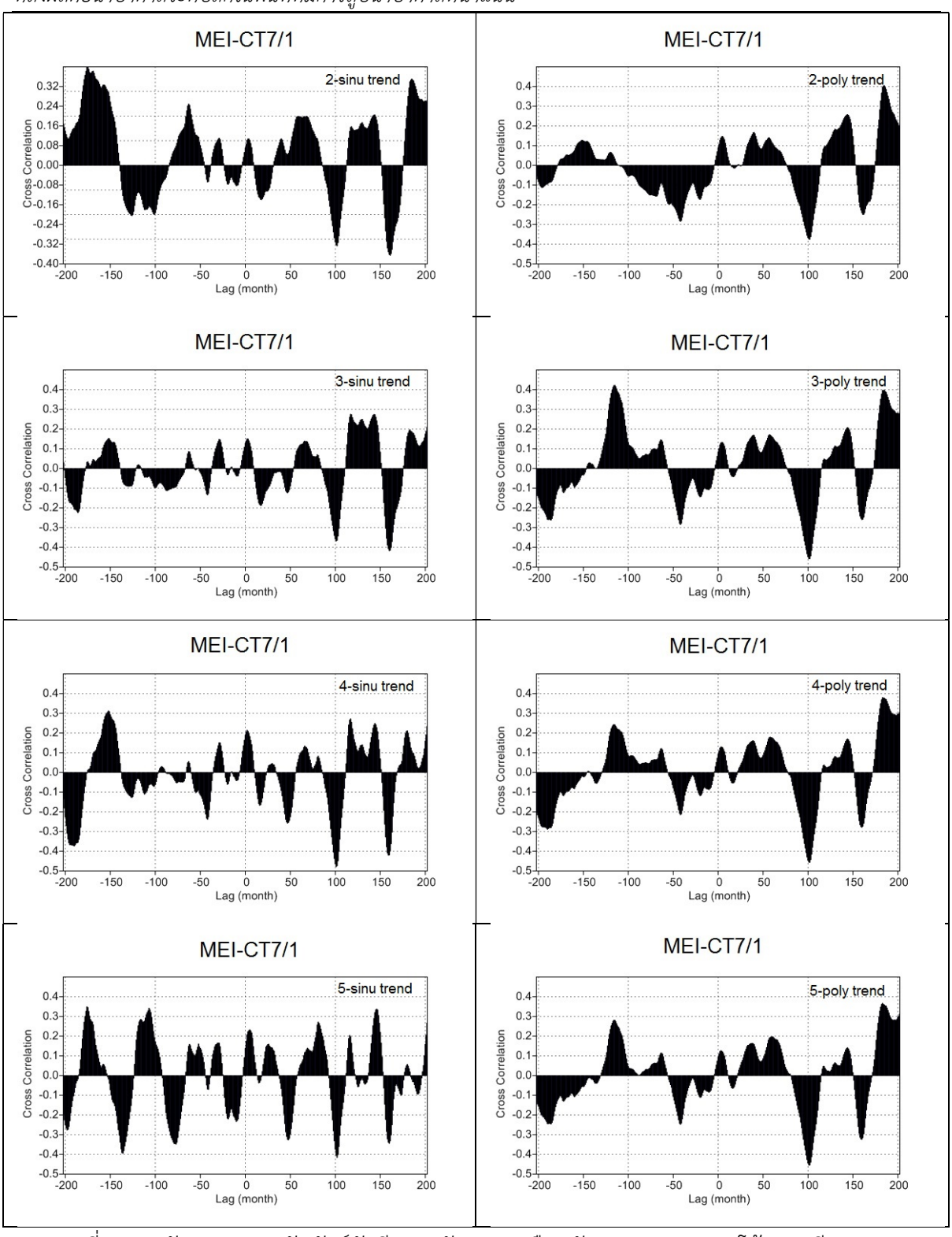
7.2.4.3 ดัชนี MEI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.49

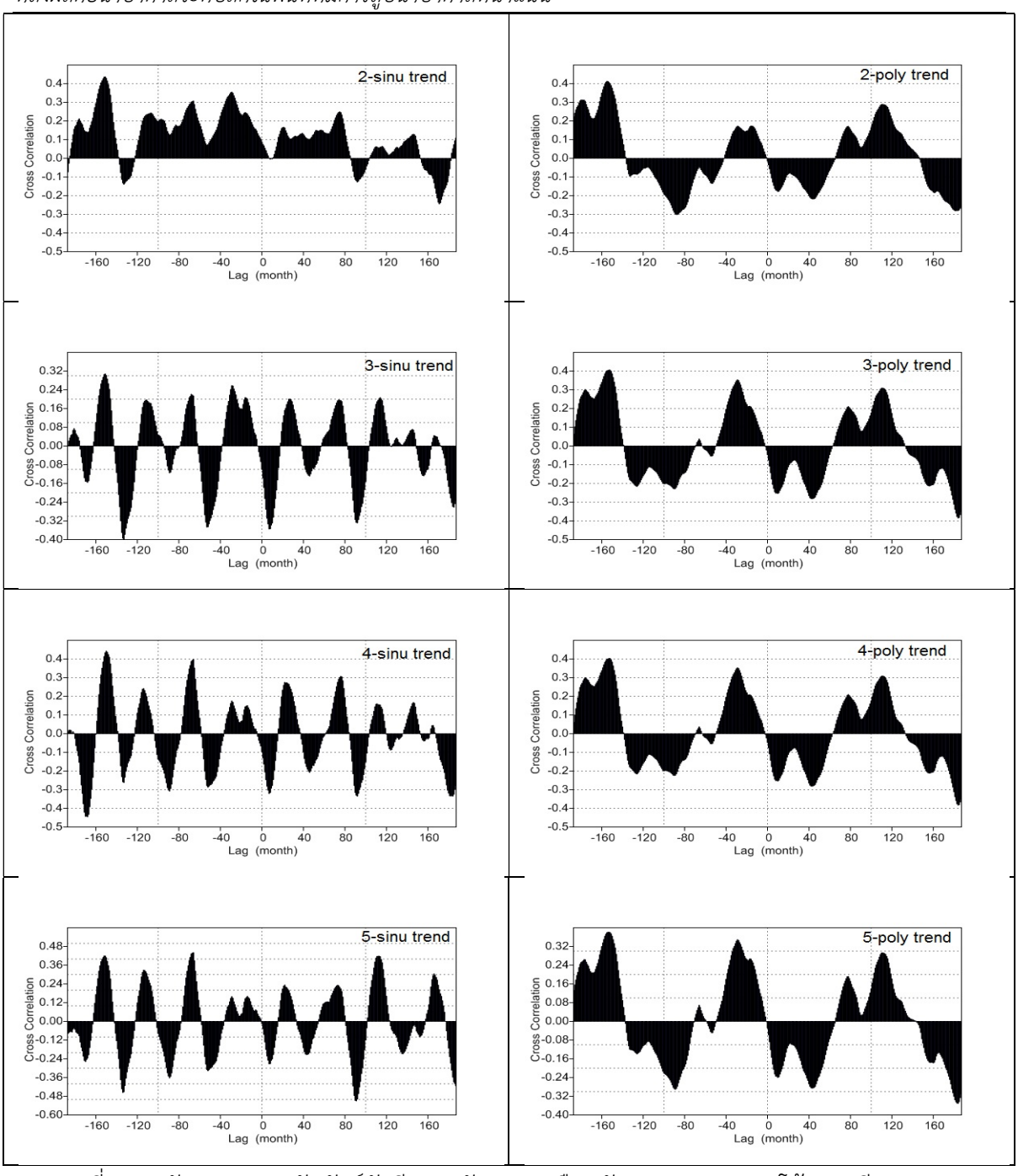
โดยรูปที่ 7.49 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.508 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 91 เดือน

และดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.350 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 184 เดือน




รูปที่ 7.48 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสถานี CT7/1




รูปที่ 7.49 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสถานี CT17/2

7.2.4.4 ดัชนี MEI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.50

จากรูปที่ 7.50 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี *MEI* กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.435 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 169 เดือน

และดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.298 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 93 เดือน

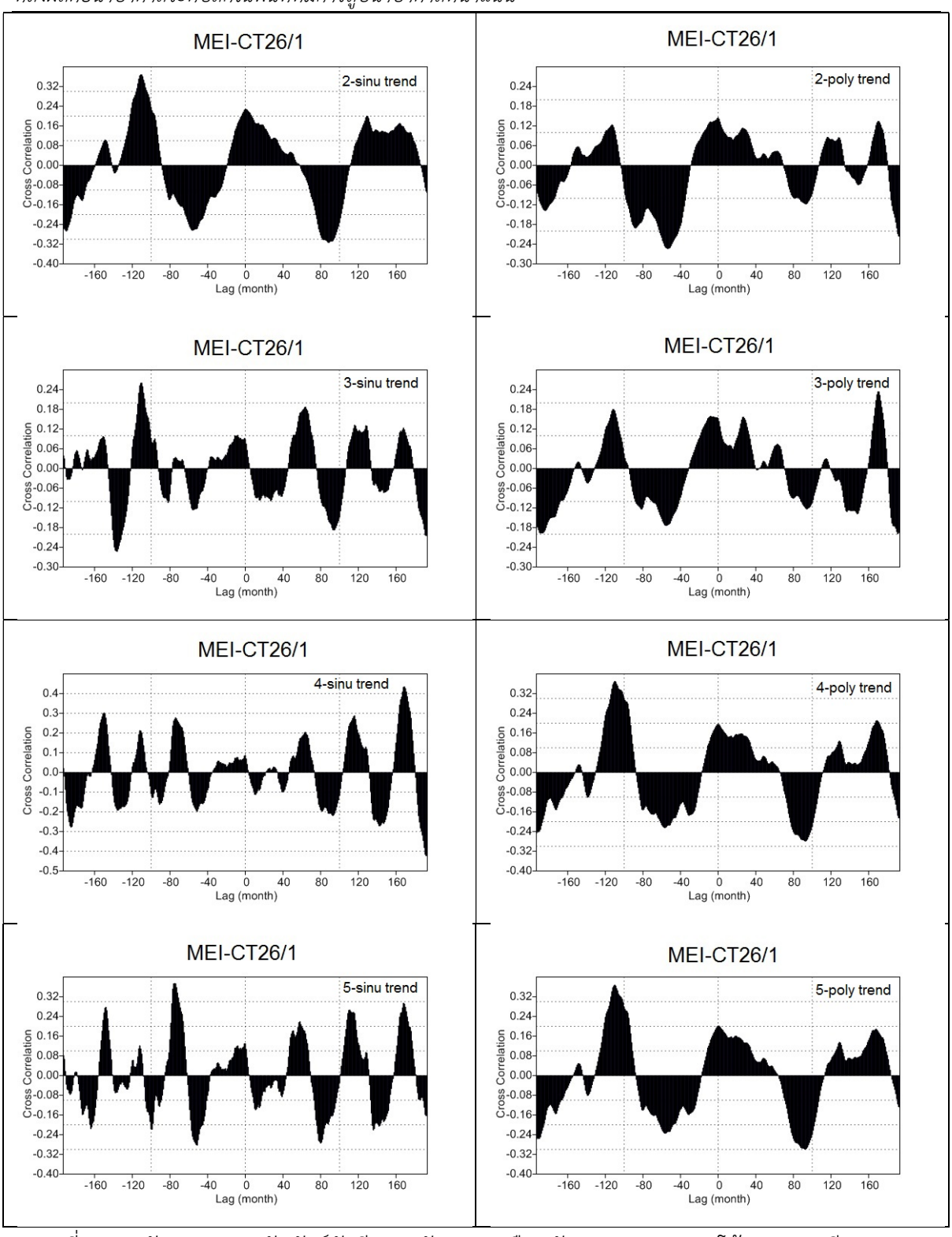
7.2.4.5 ดัชนี MEI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.51

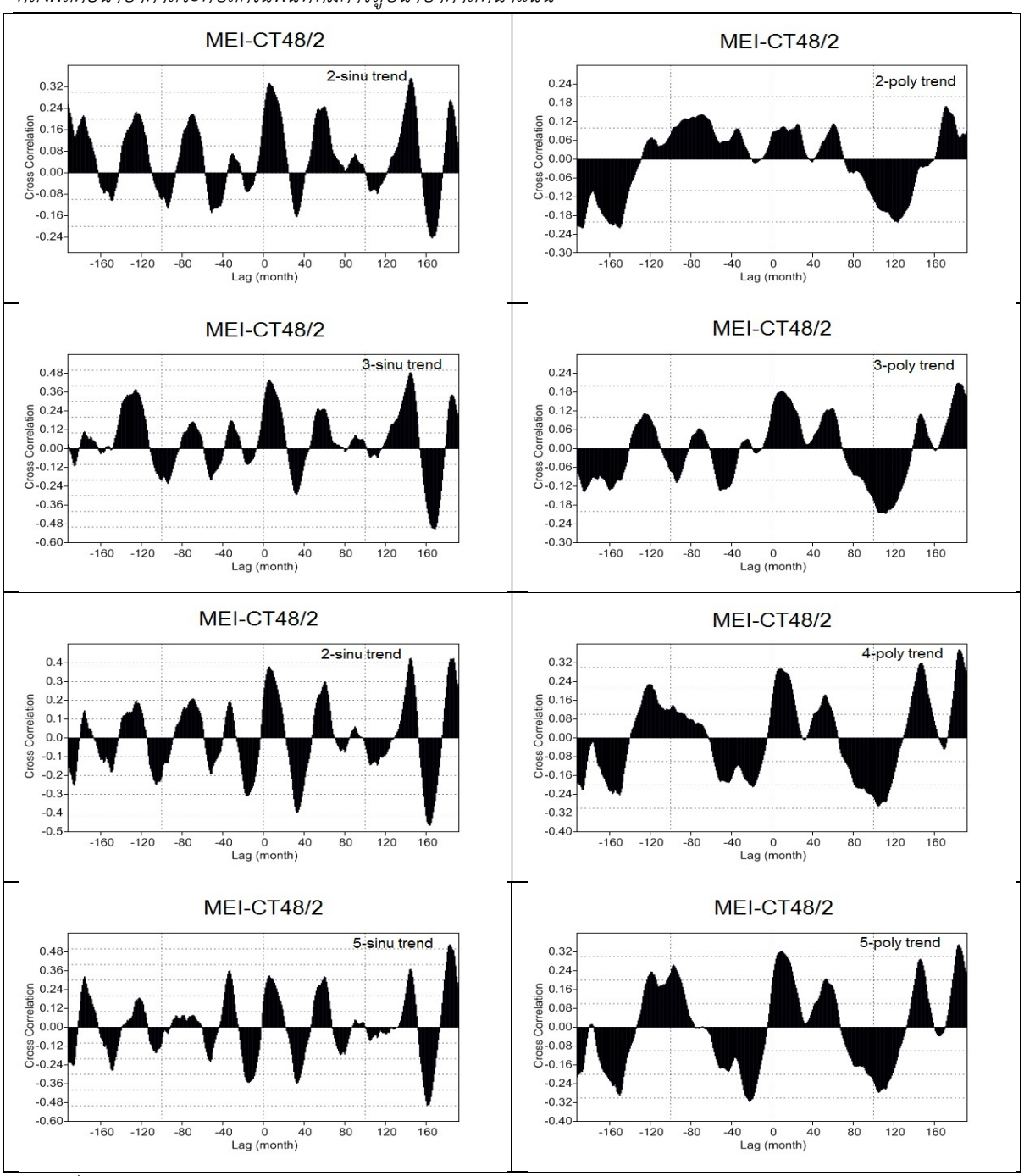
จากรูปที่ 7.51 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.526 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 184 เดือน

และดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.376 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 185 เดือน




รูปที่ 7.50 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานีCT26/1




รูปที่ 7.51 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี MEI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากสถานีที่คัดเลือกดังแสดงในตารางที่ 7.11 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับระดับน้ำบาดาลที่แสดงในตารางที่ 7.4 ประมาณ ร้อยละ 100 ซึ่งแสดงให้เห็นว่าเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มจะมีความเชื่อมโยงกับกับดัชนี MEI มากกว่าระดับน้ำบาดาลก่อนทำการแยกแนวโน้มทั้ง 3 รูปแบบ

ตารางที่ 7.11 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี MEI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 4 | 0.336 | 177 | 5 | 0.345 | 100 |
| CT5/2 | 2 | 0.461 | 183 | 4 | 0.451 | 183 |
| CT7-1 | 4 | 0.477 | 101 | 3 | 0.475 | 102 |
| CT17-2 | 5 | 0.508 | 91 | 5 | 0.350 | 184 |
| CT22/3 | 4 | 0.577 | 175 | 4 | 0.340 | 176 |
| CT23 | 3 | 0.318 | 135 | 5 | 0.339 | 135 |
| CT26-1 | 4 | 0.435 | 169 | 5 | 0.298 | 93 |
| CT27 | 2 | 0.397 | 184 | 5 | 0.387 | 184 |
| CT30/1 | 4 | 0.351 | 88 | 4 | 0.380 | 87 |
| CT31/2 | 2 | 0.373 | 92 | 5 | 0.319 | 92 |
| CT33/2 | 4 | 0.459 | 180 | 5 | 0.324 | 183 |
| CT35/2 | 5 | 0.336 | 127 | 5 | 0.237 | 185 |
| CT45 | 5 | 0.448 | 173 | 5 | 0.398 | 113 |
| CT48/2 | 5 | 0.526 | 184 | 4 | 0.378 | 185 |

### 7.2.5 ดัชนี SOI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

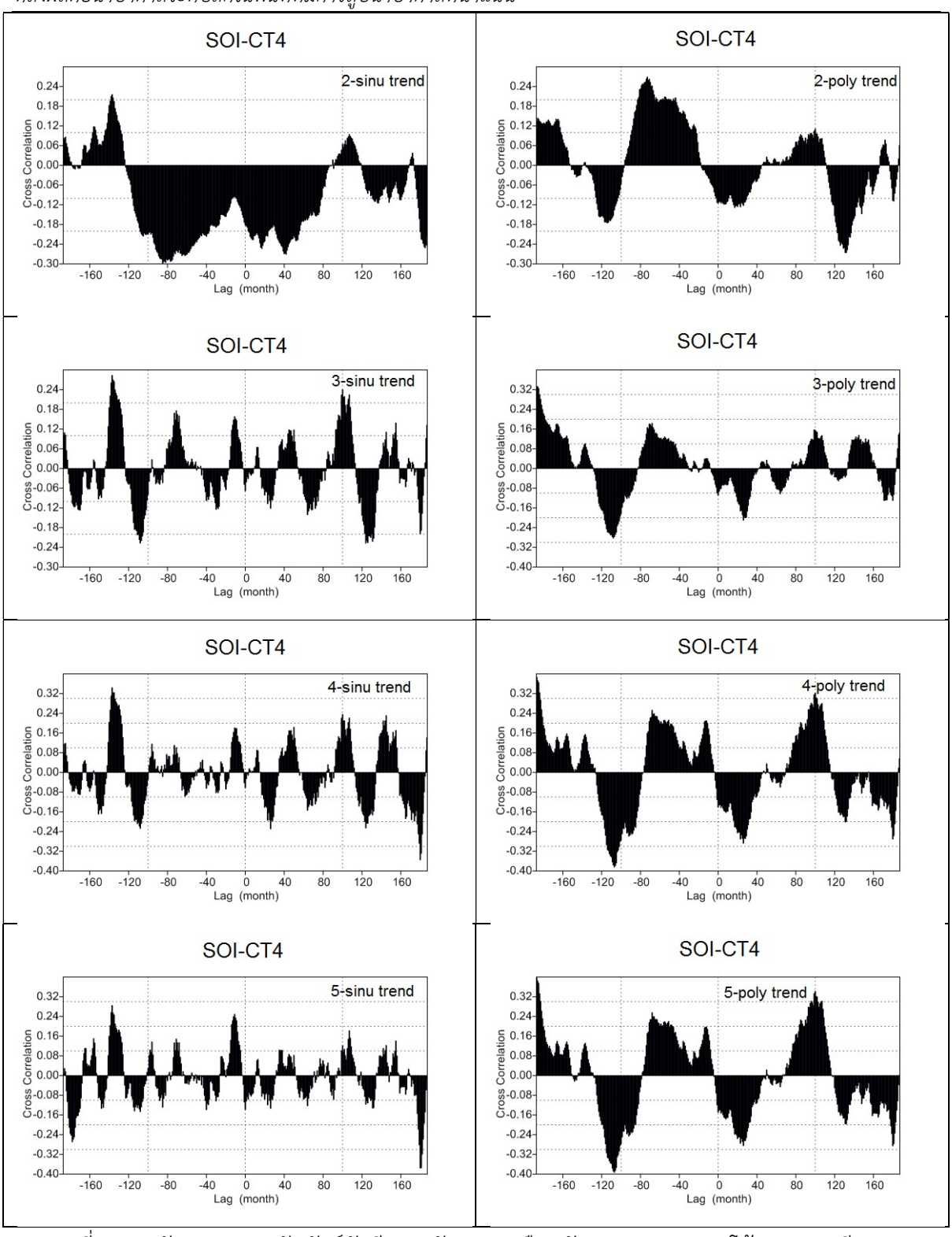
7.2.5.1 เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.52

โดยรูปที่ 7.52 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.375 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 180 เดือน

และดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.342 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 100 เดือน




รูปที่ 7.52 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4

7.2.5.2 ดัชนี SOI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.53

จากรูปที่ 7.53 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.379 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 104 เดือน

และดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.399 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 103 เดือน

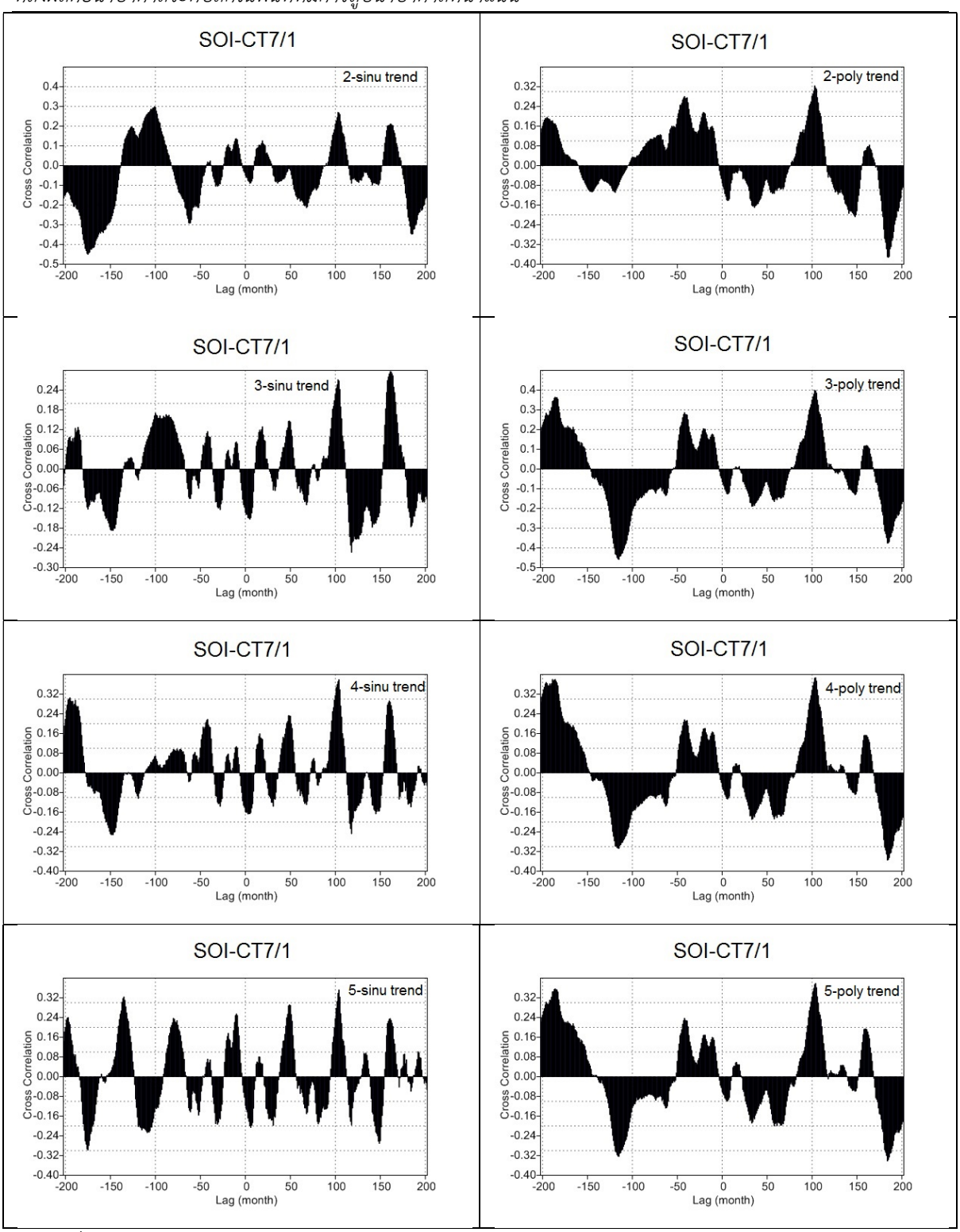
7.2.5.3 ดัชนี SOI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.54

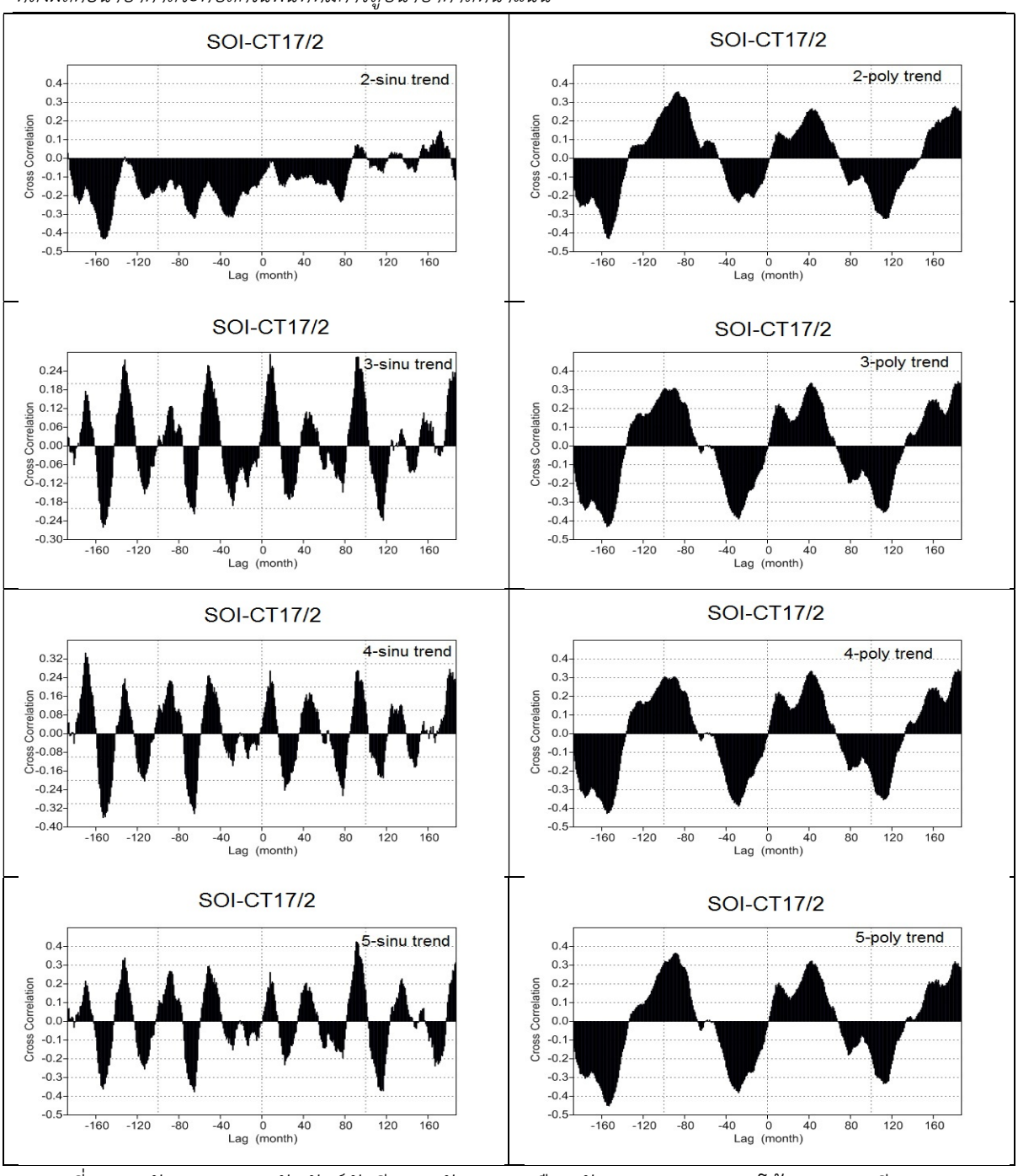
โดยรูปที่ 7.54 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.425 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 91 เดือน

และดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.355 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 112 เดือน




รูปที่ 7.53 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1




รูปที่ 7.54 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2

7.2.5.4 ดัชนี SOI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.55

โดยรูปที่ 7.55 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.380 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 173เดือน

และดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.315 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 95 เดือน

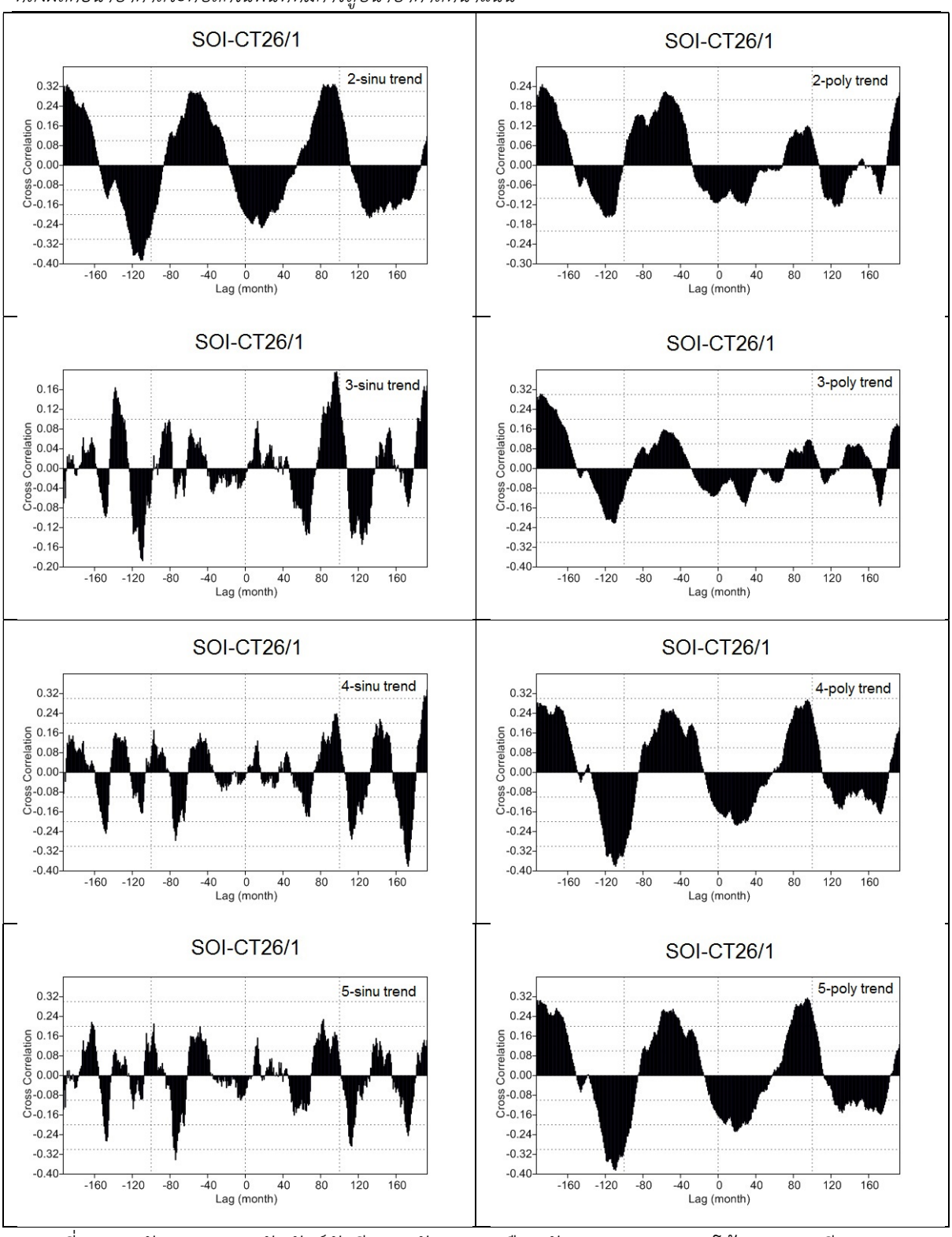
7.2.5.5 ดัชนี SOI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial)ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.56

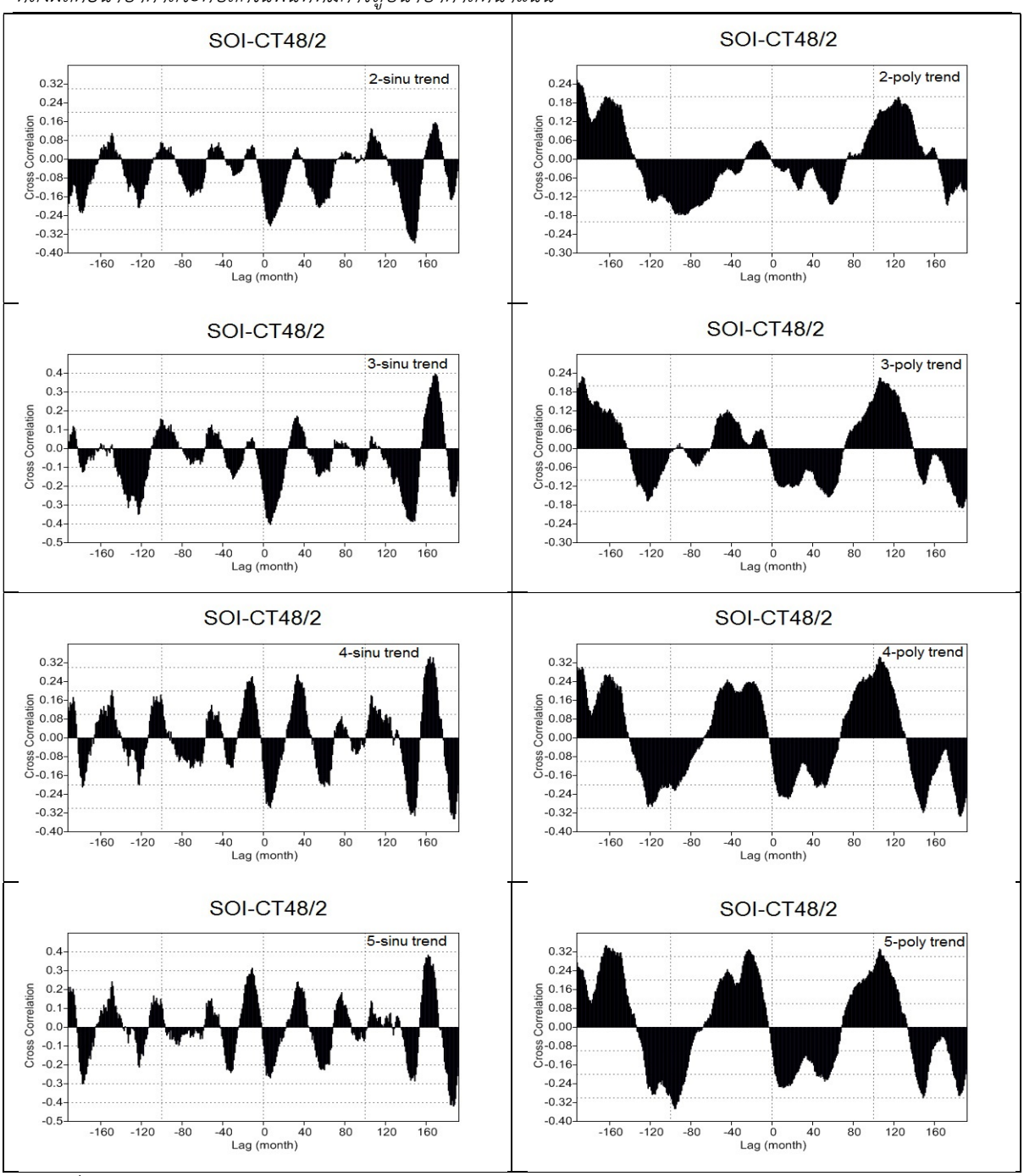
โดยรูปที่ 7.56 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.418 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 187 เดือน

และดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.344 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 106 เดือน




รูปที่ 7.55 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1




รูปที่ 7.56 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี SOI กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากสถานีที่คัดเลือกดังแสดงในตารางที่ 7.12 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับระดับน้ำบาดาลที่แสดงในตารางที่ 7.5 ประมาณ ร้อยละ 100 ซึ่งแสดงให้เห็นว่าเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มจะมีความเชื่อมโยงกับกับดัชนี SOI มากกว่าระดับน้ำบาดาลก่อนทำการแยกแนวโน้มทั้ง 3 รูปแบบ

ตารางที่ 7.12 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี SOI กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 5 | 0.375 | 180 | 5 | 0.342 | 100 |
| CT5/2 | 2 | 0.360 | 93 | 4 | 0.356 | 93 |
| CT7-1 | 4 | 0.379 | 104 | 3 | 0.399 | 103 |
| CT17-2 | 5 | 0.425 | 91 | 3 | 0.355 | 112 |
| CT22/3 | 2 | 0.393 | 100 | 5 | 0.367 | 100 |
| CT23 | 4 | 0.265 | 183 | 3 | 0.284 | 185 |
| CT26-1 | 4 | 0.380 | 173 | 5 | 0.315 | 95 |
| CT27 | 3 | 0.294 | 165 | 5 | 0.251 | 109 |
| CT30/1 | 3 | 0.297 | 104 | 5 | 0.333 | 170 |
| CT31/2 | 3 | 0.259 | 71 | 5 | 0.327 | 59 |
| CT33/2 | 2 | 0.351 | 96 | 5 | 0.325 | 96 |
| CT35/2 | 2 | 0.316 | 110 | 5 | 0.385 | 110 |
| CT45 | 2 | 0.362 | 37 | 5 | 0.324 | 37 |
| CT48/2 | 5 | 0.418 | 187 | 4 | 0.344 | 106 |

### 7.2.6 ดัชนี Nino4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

7.2.6.1 ดัชนี NINO4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 7.57

โดยรูปที่ 7.57 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก ห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.334 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 123 เดือน

และดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.424 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 145 เดือน

7.2.6.2 ดัชนี NINO4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.58

จากรูปที่ 7.58 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.406 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 100 เดือน

และดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.536 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 103 เดือน

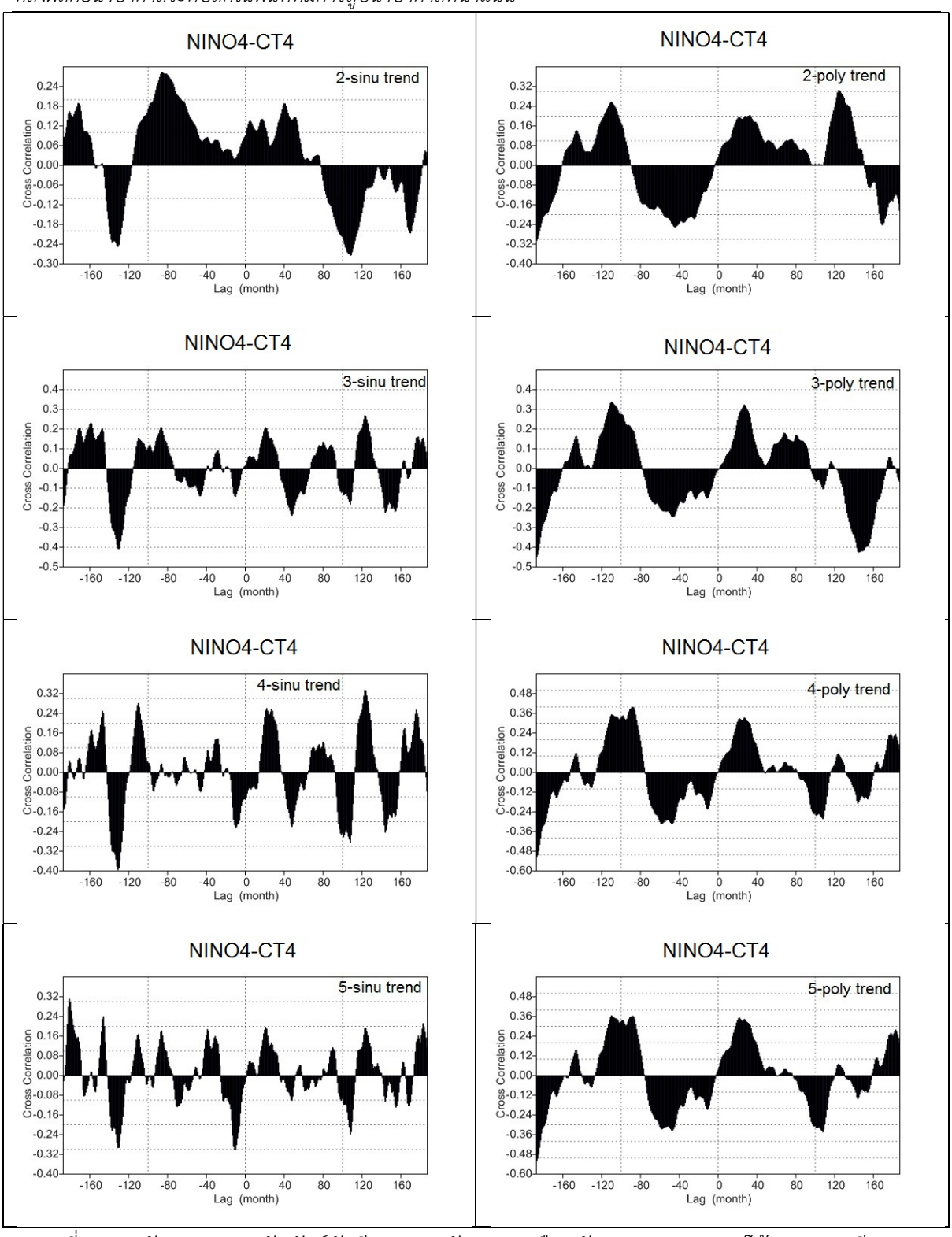
7.2.6.3 ดัชนี NINO4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.59

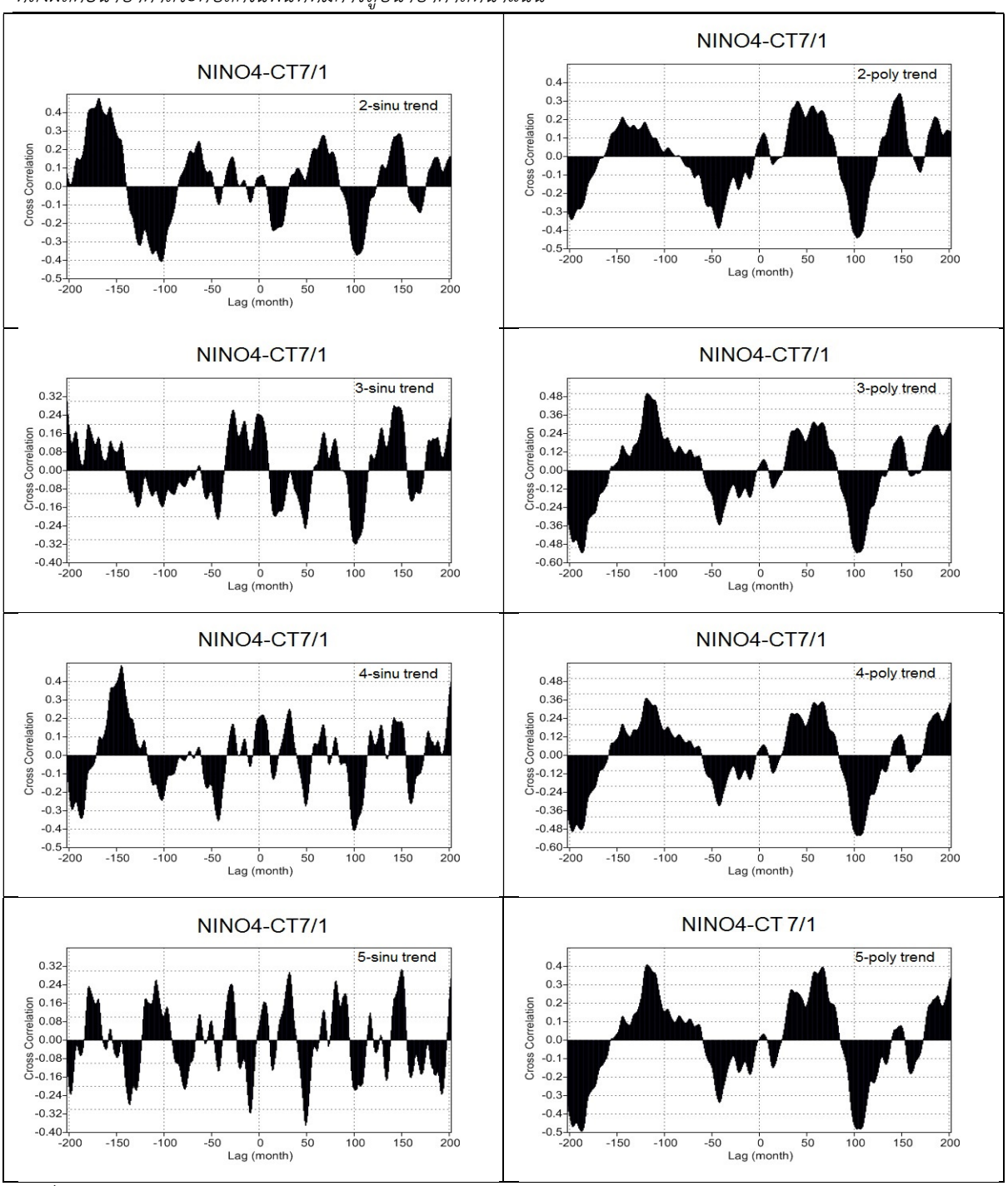
โดยรูปที่ 7.59 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.459 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 95 เดือน

และดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.458 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 41 เดือน




รูปที่ 7.57 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4




รูปที่ 7.58 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1

7.2.6.4 ดัชนี NINO4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 7.60

จากรูปที่ 7.60 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 5 มีค่าประมาณ 0.381 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 115 เดือน

และดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.436 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 148 เดือน

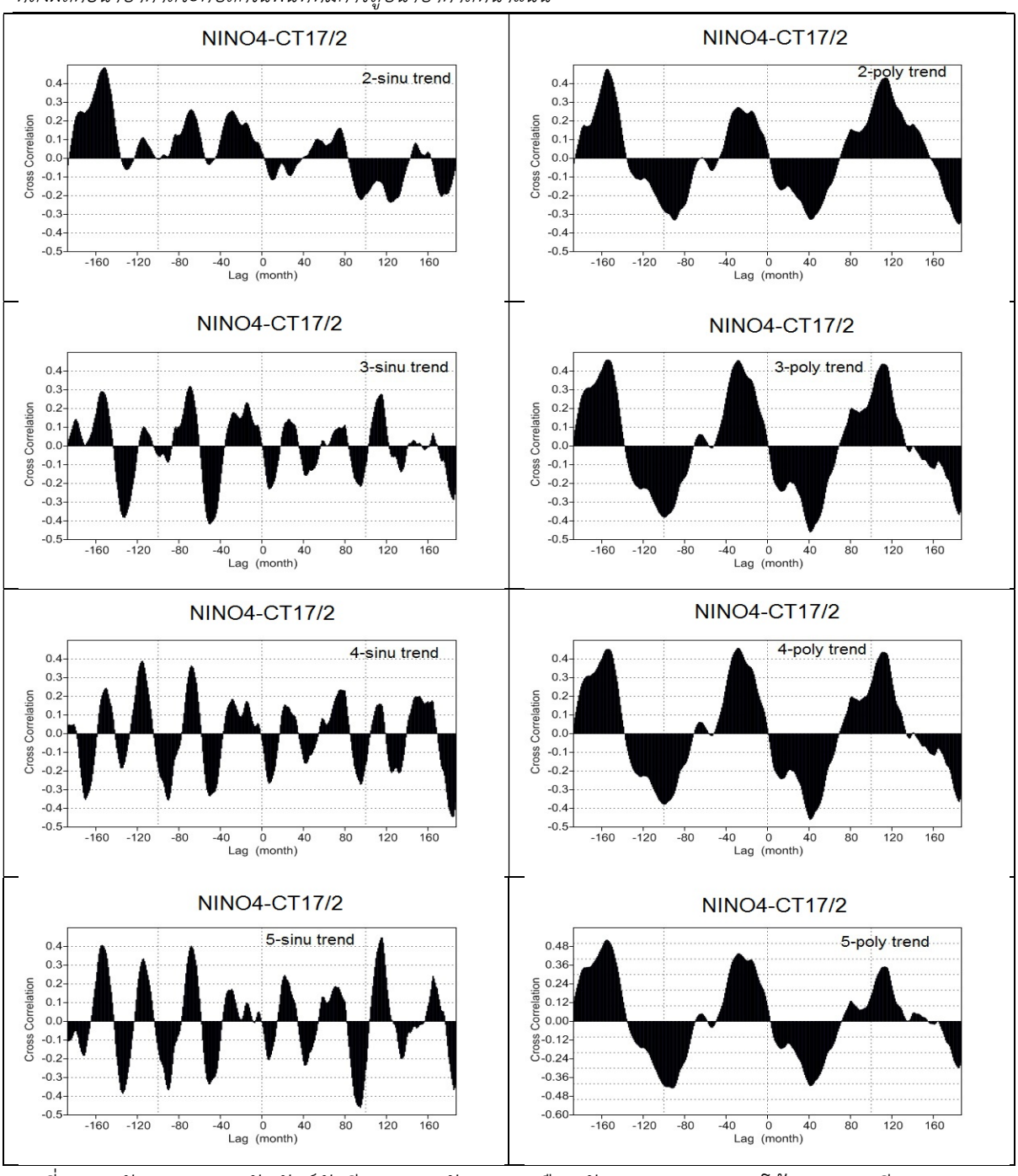
7.2.6.5 ดัชนี NINO4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) และสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) ที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของข้อมูลจากสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 7.61

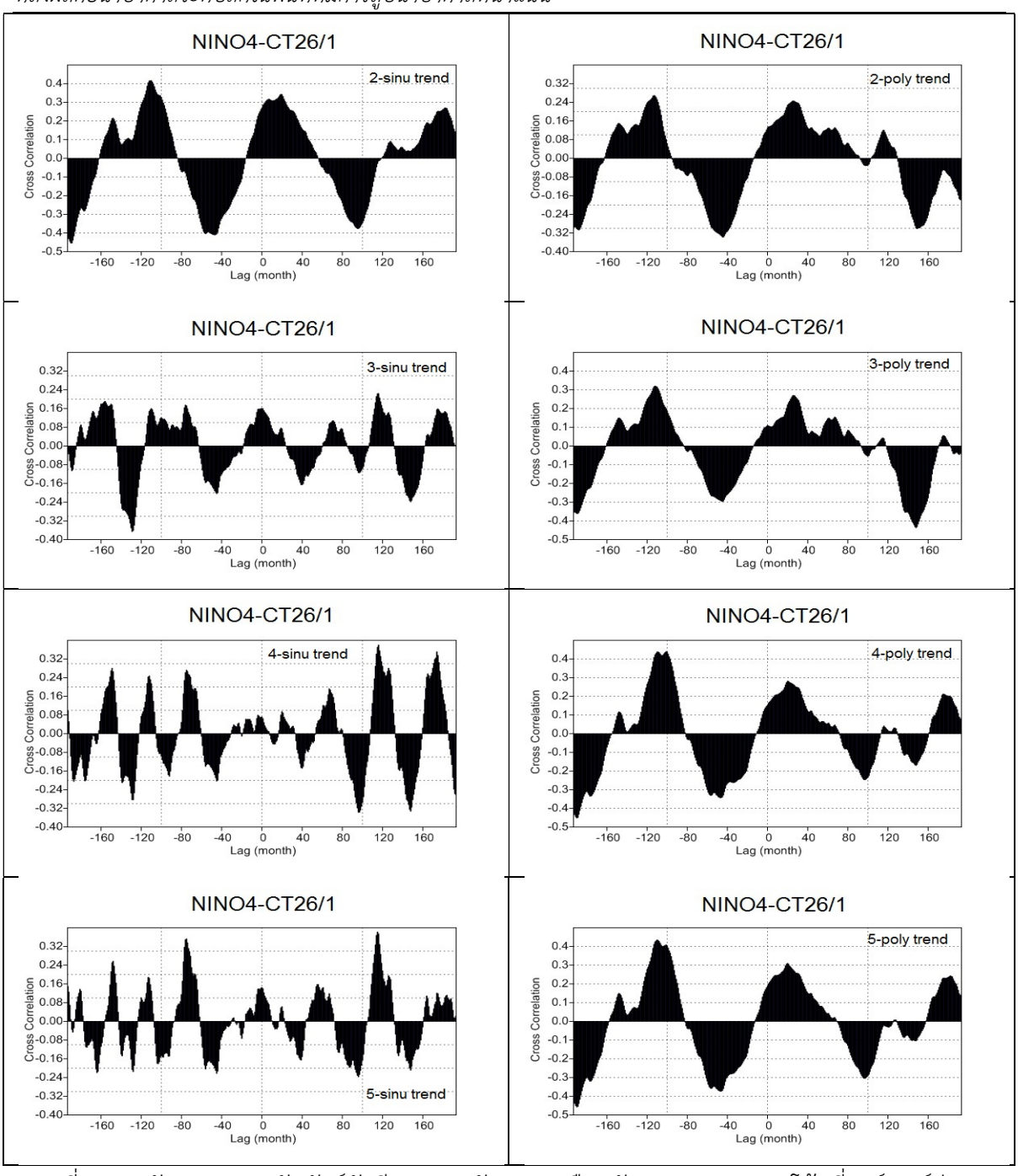
โดยรูปที่ 7.61 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของข้อมูลจากสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาประมาณปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Sinusoidal order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 3 มีค่าประมาณ 0.549 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 144 เดือน

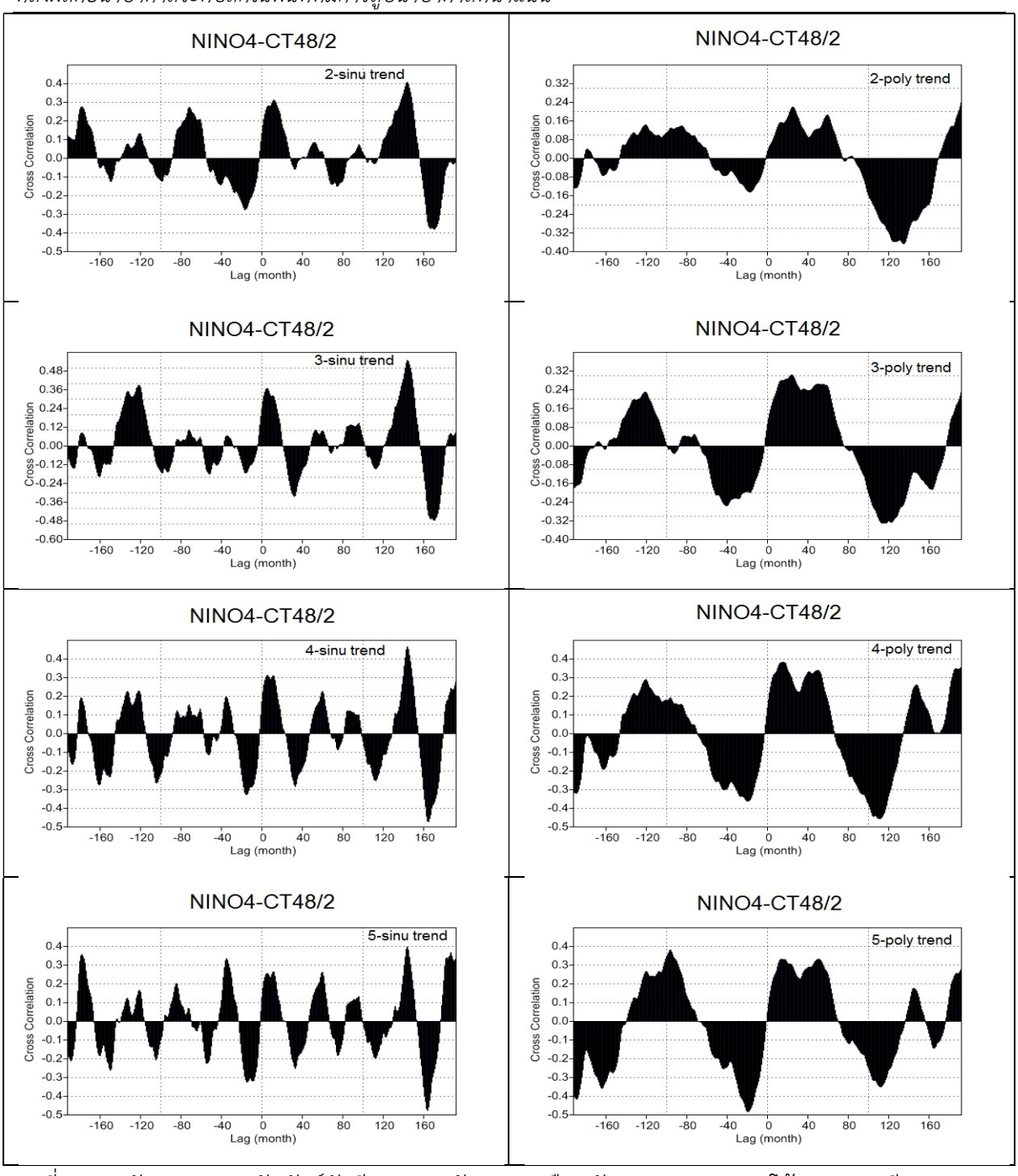
และดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการ Polynomial order 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ออร์เดอร์ที่ 4 มีค่าประมาณ 0.455 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 111 เดือน




รูปที่ 7.59 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2




รูปที่ 7.60 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มที่ออร์เดอร์ต่างๆ ของข้อมูลจากสถานี CT26/1




รูปที่ 7.61 ลักษณะความสัมพันธ์ดัชนี NINO4 กับ เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดัชนี NINO4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากสถานีที่คัดเลือกดังแสดงในตารางที่ 7.13 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับ ระดับน้ำบาดาลที่แสดงในตารางที่ 7.6 ประมาณ ร้อยละ 100 ซึ่งแสดงให้เห็นว่าเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มจะมีความเชื่อมโยงกับกับดัชนี NINO4 มากกว่าระดับน้ำบาดาลก่อนทำการแยกแนวโน้มทั้ง 3 รูปแบบ

ตารางที่ 7.13 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างดัชนี Nino4 กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 4 | 0.334 | 123 | 3 | 0.424 | 145 |
| CT5/2 | 3 | 0.363 | 131 | 2 | 0.433 | 133 |
| CT7/1 | 4 | 0.406 | 100 | 3 | 0.536 | 103 |
| CT17/2 | 5 | 0.459 | 95 | 4 | 0.458 | 41 |
| CT22/3 | 4 | 0.482 | 127 | 5 | 0.305 | 168 |
| CT23 | 5 | 0.316 | 166 | 2 | 0.354 | 134 |
| CT26/1 | 5 | 0.381 | 115 | 3 | 0.436 | 148 |
| CT27 | 2 | 0.460 | 184 | 5 | 0.436 | 184 |
| CT30/1 | 2 | 0.348 | 91 | 2 | 0.509 | 91 |
| CT31/2 | 2 | 0.333 | 90 | 2 | 0.280 | 170 |
| CT33/2 | 4 | 0.410 | 128 | 5 | 0.345 | 187 |
| CT35/2 | 2 | 0.400 | 84 | 3 | 0.380 | 84 |
| CT45 | 2 | 0.470 | 113 | 5 | 0.408 | 114 |
| CT48/2 | 3 | 0.549 | 144 | 4 | 0.455 | 111 |

ตารางที่ 7.14 เปรียบเทียบค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์สูงสุดระหว่างดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาลและระดับน้ำบาดาลหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการที่ใช้ศึกษา

| station | Sinusoidal | | polynomial | | Sinusoidal | | polynomial | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | trend | residual | trend | residual | trend | residual | trend | residual |
| | IMI | | | | WNPMI | | | |
| CT4 | 0.064 | 0.197 | 0.069 | 0.158 | 0.089 | 0.223 | 0.09 | 0.145 |
| CT5/2 | 0.075 | 0.247 | 0.074 | 0.129 | 0.094 | 0.213 | 0.093 | 0.149 |
| CT7/1 | 0.092 | 0.209 | 0.093 | 0.119 | 0.084 | 0.238 | 0.091 | 0.122 |
| CT17/2 | 0.049 | 0.130 | 0.071 | 0.051 | 0.078 | 0.174 | 0.094 | 0.100 |
| CT22/3 | 0.06 | 0.152 | 0.072 | 0.09 | 0.08 | 0.170 | 0.092 | 0.099 |
| CT23 | 0.061 | 0.194 | 0.067 | 0.149 | 0.091 | 0.213 | 0.095 | 0.160 |
| CT26/1 | 0.058 | 0.166 | 0.066 | 0.074 | 0.086 | 0.174 | 0.094 | 0.097 |
| CT27 | 0.071 | 0.160 | 0.078 | 0.128 | 0.087 | 0.199 | 0.092 | 0.147 |
| CT30/1 | 0.037 | 0.187 | 0.052 | 0.163 | 0.083 | 0.207 | 0.092 | 0.169 |
| CT31/2 | 0.067 | 0.222 | 0.096 | 0.175 | 0.111 | 0.227 | 0.095 | 0.182 |
| CT33/2 | 0.046 | 0.307 | 0.053 | 0.150 | 0.082 | 0.310 | 0.093 | 0.133 |
| CT35/2 | 0.041 | 0.285 | 0.037 | 0.158 | 0.08 | 0.166 | 0.067 | 0.297 |
| CT45 | 0.047 | 0.169 | 0.05 | 0.120 | 0.089 | 0.191 | 0.091 | 0.138 |
| CT48/2 | 0.048 | 0.150 | 0.055 | 0.073 | 0.064 | 0.183 | 0.092 | 0.085 |

ตารางที่ 7.14 เปรียบเทียบค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์สูงสุดระหว่างดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาลและระดับน้ำบาดาลหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการที่ใช้ศึกษา (ต่อ)

| tation | Sinusoidal | | polynomial | | Sinusoidal | | polynomial | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | trend | residual | trend | residual | trend | residual | trend | residual |
| | DMI | | | | MEI | | | |
| CT4 | 0.188 | 0.299 | 0.185 | 0.248 | 0.33 | 0.336 | 0.313 | 0.345 |
| CT5/2 | 0.191 | 0.190 | 0.19 | 0.144 | 0.328 | 0.461 | 0.328 | 0.451 |
| CT7/1 | 0.158 | 0.272 | 0.161 | 0.167 | 0.42 | 0.477 | 0.31 | 0.475 |
| CT17/2 | 0.182 | 0.311 | 0.186 | 0.197 | 0.305 | 0.508 | 0.22 | 0.350 |
| CT22/3 | 0.192 | 0.232 | 0.192 | 0.191 | 0.287 | 0.577 | 0.283 | 0.340 |
| CT23 | 0.184 | 0.308 | 0.188 | 0.314 | 0.343 | 0.318 | 0.315 | 0.339 |
| CT26/1 | 0.192 | 0.311 | 0.191 | 0.157 | 0.27 | 0.435 | 0.247 | 0.298 |
| CT27 | **0.199** | 0.408 | **0.194** | 0.413 | 0.199 | 0.397 | 0.236 | 0.387 |
| CT30/1 | 0.039 | 0.253 | 0.062 | 0.213 | 0.198 | 0.351 | 0.237 | 0.380 |
| CT31/2 | 0.111 | 0.259 | 0.095 | 0.251 | 0.4 | 0.373 | 0.369 | 0.319 |
| CT33/2 | 0.036 | 0.302 | 0.022 | 0.255 | 0.26 | 0.459 | 0.248 | 0.324 |
| CT35/2 | 0.161 | 0.293 | 0.156 | 0.215 | 0.172 | 0.336 | 0.086 | 0.237 |
| CT45 | 0.049 | 0.219 | 0.051 | 0.173 | 0.208 | 0.448 | 0.221 | 0.398 |
| CT48/2 | 0.176 | 0.304 | 0.156 | 0.215 | 0.278 | 0.526 | 0.299 | 0.378 |
| | SOI | | | | NINO4 | | | |
| CT4 | 0.331 | 0.375 | 0.325 | 0.342 | 0.313 | 0.334 | 0.325 | 0.424 |
| CT5/2 | 0.338 | 0.360 | 0.301 | 0.356 | 0.33 | 0.363 | 0.314 | 0.433 |
| CT7/1 | 0.349 | 0.379 | 0.336 | 0.399 | 0.465 | 0.406 | 0.439 | 0.536 |
| CT17/2 | 0.273 | 0.425 | 0.157 | 0.355 | 0.363 | 0.459 | 0.319 | 0.458 |
| CT22/3 | 0.271 | 0.393 | 0.306 | 0.367 | 0.347 | 0.482 | 0.339 | 0.305 |
| CT23 | 0.342 | 0.265 | 0.325 | 0.284 | 0.401 | 0.316 | 0.321 | 0.354 |
| CT26/1 | 0.281 | 0.380 | 0.272 | 0.315 | 0.338 | 0.381 | 0.33 | 0.436 |
| CT27 | 0.224 | 0.294 | 0.266 | 0.251 | 0.333 | 0.460 | 0.323 | 0.436 |
| CT30/1 | 0.209 | 0.297 | 0.166 | 0.333 | 0.267 | 0.348 | 0.345 | 0.509 |
| CT31/2 | 0.338 | 0.259 | 0.137 | 0.327 | 0.393 | 0.333 | 0.273 | 0.280 |
| CT33/2 | 0.124 | 0.351 | 0.153 | 0.325 | 0.21 | 0.410 | 0.28 | 0.345 |
| CT35/2 | 0.086 | 0.316 | 0.172 | 0.385 | 0.201 | 0.400 | 0.397 | 0.380 |
| CT45 | 0.186 | 0.362 | 0.154 | 0.324 | 0.185 | 0.470 | 0.279 | 0.408 |
| CT48/2 | 0.257 | 0.418 | 0.309 | 0.344 | 0.247 | 0.549 | 0.314 | 0.455 |

โดยภาพรวมค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ที่ได้จากการวิเคราะห์ของข้อมูลจากสถานีตัวอย่างในตารางที่ 7.1 ถึง ตารางที่ 7.13 พบว่า ค่าดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ต่างๆ มีความสัมพันธ์กับระดับน้ำบาดาลจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียล น้อยกว่า ความสัมพันธ์ที่ได้จากเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม แล้วประมาณ ร้อยละ 100 ดังสรุปในตารางที่ 7.14

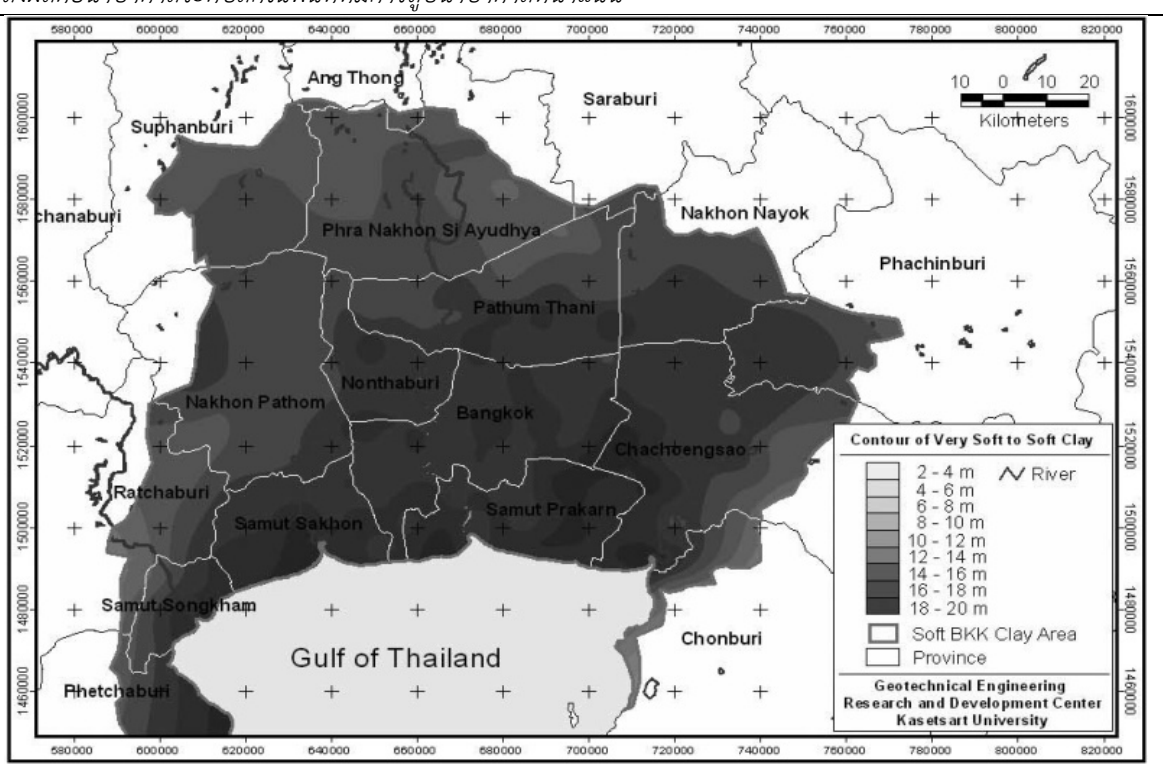
โดยค่าในตารางที่ 7.14 แสดงค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เฉลี่ยในแต่ละข้อมูลจากสถานีสังเกตการณ์น้ำบาดาล ซึ่งจะมีค่าสูงขึ้นในกรณีวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์กับเศษเหลือ (Residual) หลังจากการแยกแนวโน้ม (Detrending) ออกไปแล้ว ดังนั้น อาจกล่าวได้ว่าเมื่อแยกองค์ประกอบที่สัมพันธ์กับการสูบน้ำออกไป (จากที่กล่าวไว้ในบทที่ 5) จะทำให้เหลือส่วนประกอบของอนุกรมเวลาน้ำบาดาลที่สัมพันธ์กับความแปรปรวนสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ จึงทำให้เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มมีค่าสหสัมพันธ์สูงขึ้น โดยดัชนีที่ให้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพัทธ์สูงที่สุด คือ SOI และ NINO4 ตามลำดับ

# บทที่ 8
# การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝน กับระดับน้ำบาดาลและเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

จากการศึกษาที่ผ่านมาจะพบว่าบริเวณพื้นที่แอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง บริเวณผิวด้านบนสุดจะมีพื้นที่ๆ เป็นดินเหนียวปกคลุมพื้นผิวอยู่บางส่วนดังที่แสดงในรูปที่ 8.1 เรียกว่าชั้นดินเหนียวกรุงเทพซึ่งจะส่งผลให้การเติมน้ำเข้าชั้นน้ำบาดาลของแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง อาจจะได้รับอิทธิพลส่วนใหญ่มาจากพื้นที่ด้านนอกออกไปจนถึงบริเวณพื้นที่ขอบแอ่งน้ำบาดาล ซึ่งบริเวณดังกล่าวนี้จะมีพื้นที่ประมาณ 6 จังหวัด คือ บริเวณจังหวัดชัยนาท สุพรรณบุรี กาญจนบุรี ลพบุรี นครสวรรค์ และจังหวัดราชบุรี

การศึกษาในบทนี้จึงได้ทำการวิเคราะห์หาค่าความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร (Cross correlation) ของข้อมูลปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ขอบแอ่งดังกล่าวกับระดับน้ำบาดาลของบ่อสังเกตการณ์ที่คัดเลือก ซึ่งมีการเก็บข้อมูลยาวนานและค่อนข้างสมบูรณ์มากที่สุด 14 สถานี ได้แก่ CT4 CT5/2 CT7/1 CT17/2 CT22/3 CT23 CT26/1 CT27 CT30/1 CT31/2 CT33/2 CT35/2 CT45 และ CT48/2 เพื่อใช้พิจารณาช่วงเวลาที่น้ำฝนที่ตกในบริเวณขอบแอ่งจะมีอิทธิพลกับระดับน้ำบาดาลของบ่อสังเกตการณ์เหล่านี้ โดยได้ทำการวิเคราะห์ข้อมูลน้ำบาดาลเป็น 2 แบบ คือ 1) ระดับน้ำบาดาล 2) เศษเหลือระดับน้ำบาดาลหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียล ซึ่งนอกจากจะหาช่วงเวลาที่มีความสัมพันธ์ดังที่ได้กล่าวแล้วนั้น การวิเคราะห์นี้ยังสามารถตรวจสอบและเปรียบเทียบผลการวิเคราะห์ที่ได้กล่าวไว้ในบทที่ 5 ที่พบว่าการแยกแนวโน้มระดับน้ำบาดาลด้วยสมการรูปคลื่นไซน์หรือสมการโพลีโนเมียลอันดับต่างๆ ออกจากข้อมูลระดับน้ำบาดาลนั้น จะสามารถแยกเอาองค์ประกอบจากการสูบน้ำใช้ออกจากข้อมูลระดับน้ำบาดาลออกไปได้ด้วยเช่นกัน

โดยการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรนั้น จะแสดงค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับระดับน้ำบาดาลรวมถึงช่วงเวลาเหลื่อมของค่าความสัมพันธ์นั้นๆ ทั้งนี้ ค่าระดับน้ำบาดาลที่นำมาใช้ในการวิเคราะห์เป็นค่าความลึกที่วัดจากปากบ่อสังเกตการณ์ถึงระดับผิวน้ำบาดาล ดังนั้น ค่าสัมประสิทธิ์ความสัมพันธ์ที่สอดคล้องกับพฤติกรรมดังกล่าวก็คือ ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ที่มีค่าเป็นลบ หรืออาจกล่าวได้ว่าเมื่อมีปริมาณฝนที่ไหลเข้ามาเติมชั้นน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษามีมาก จะส่งผลให้ระดับน้ำบาดาลสูงขึ้นซึ่งจะเป็นสหสัมพันธ์แบบผกผันต่อกัน




รูปที่ 8.1 บริเวณพื้นที่ศึกษาที่มีพื้นผิวปกคลุมด้วยชั้นดินเหนียวกรุงเทพ

ที่มา : ศูนย์วิจัยและพัฒนาวิศวกรรมปฐพีและฐานราก คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์

โดยในรูปที่ 8.2 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.065 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 154 เดือน

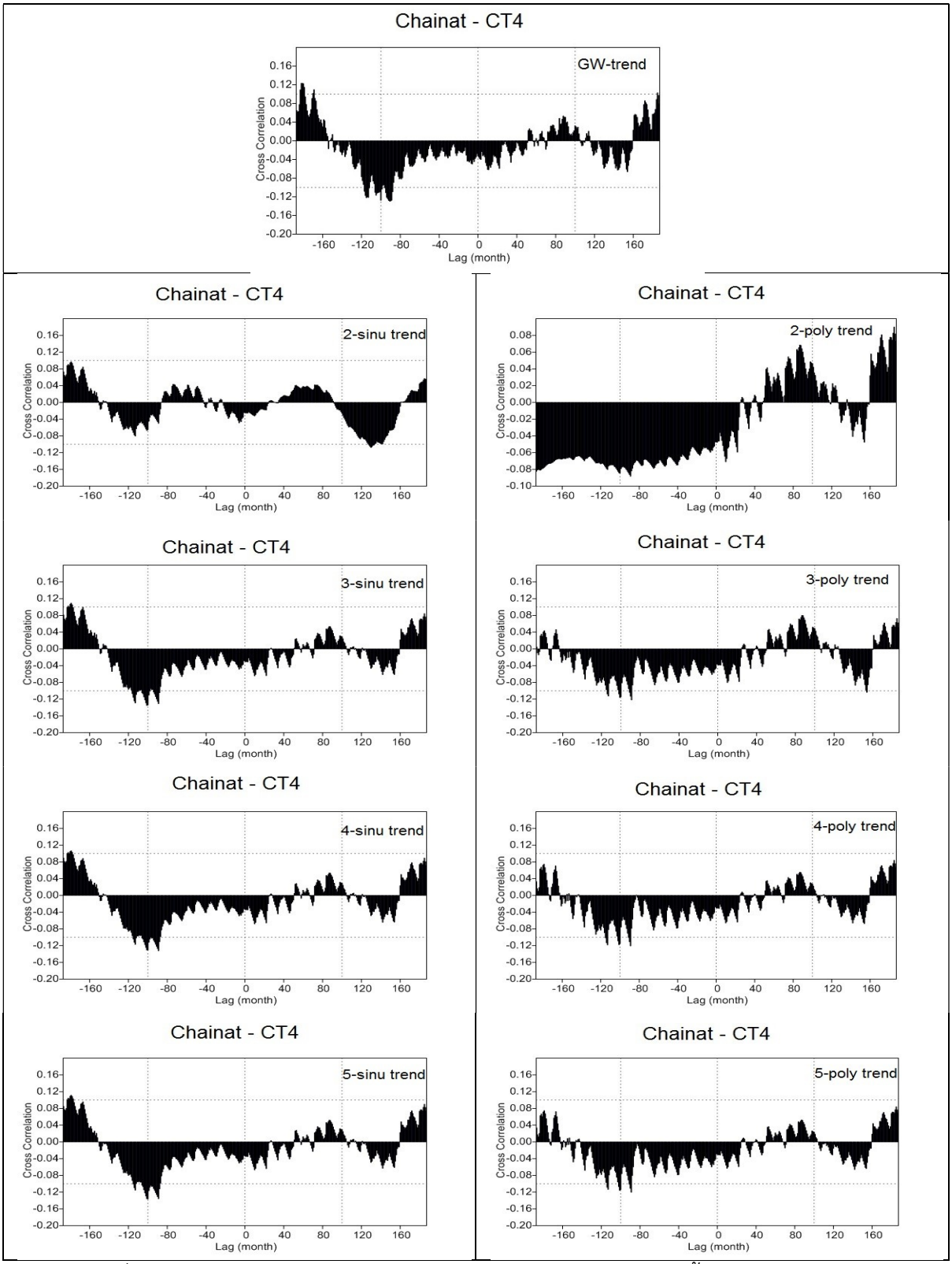
ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 2 มีค่าประมาณ -0.107 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 130 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.103 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 154 เดือน

## 8.1 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับระดับน้ำบาดาล

### 8.1.1 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาล

8.1.1.1 ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4




รูปที่ 8.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4

สำหรับรูปที่ 8.3 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาค่าทางด้านขวามือจากศูนย์ขึ้นไปซึ่งมีความหมายว่าปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.116 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 62 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.121 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 46 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.16 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 154 เดือน

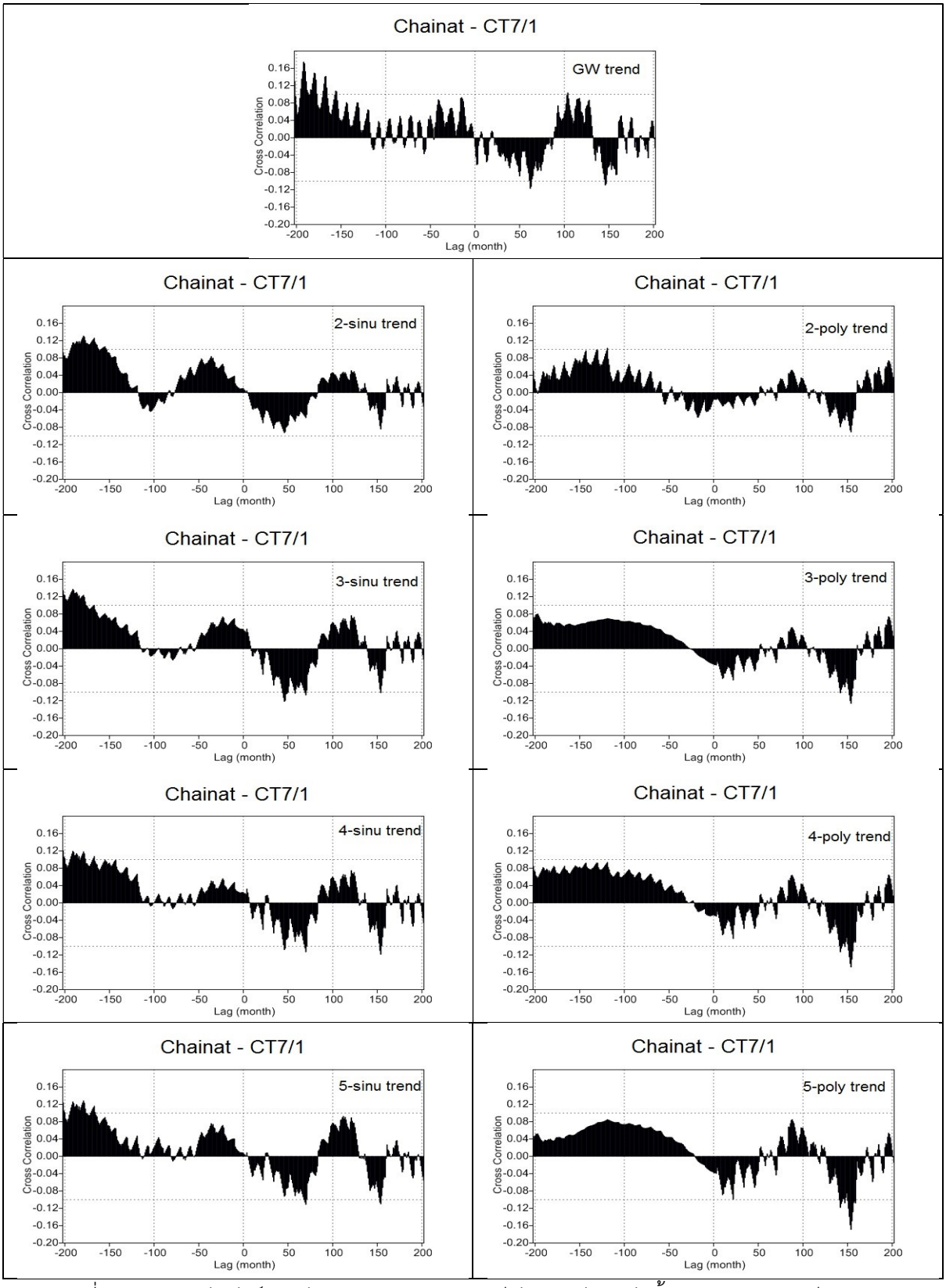
สำหรับรูปที่ 8.4 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.089 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 139 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.089 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

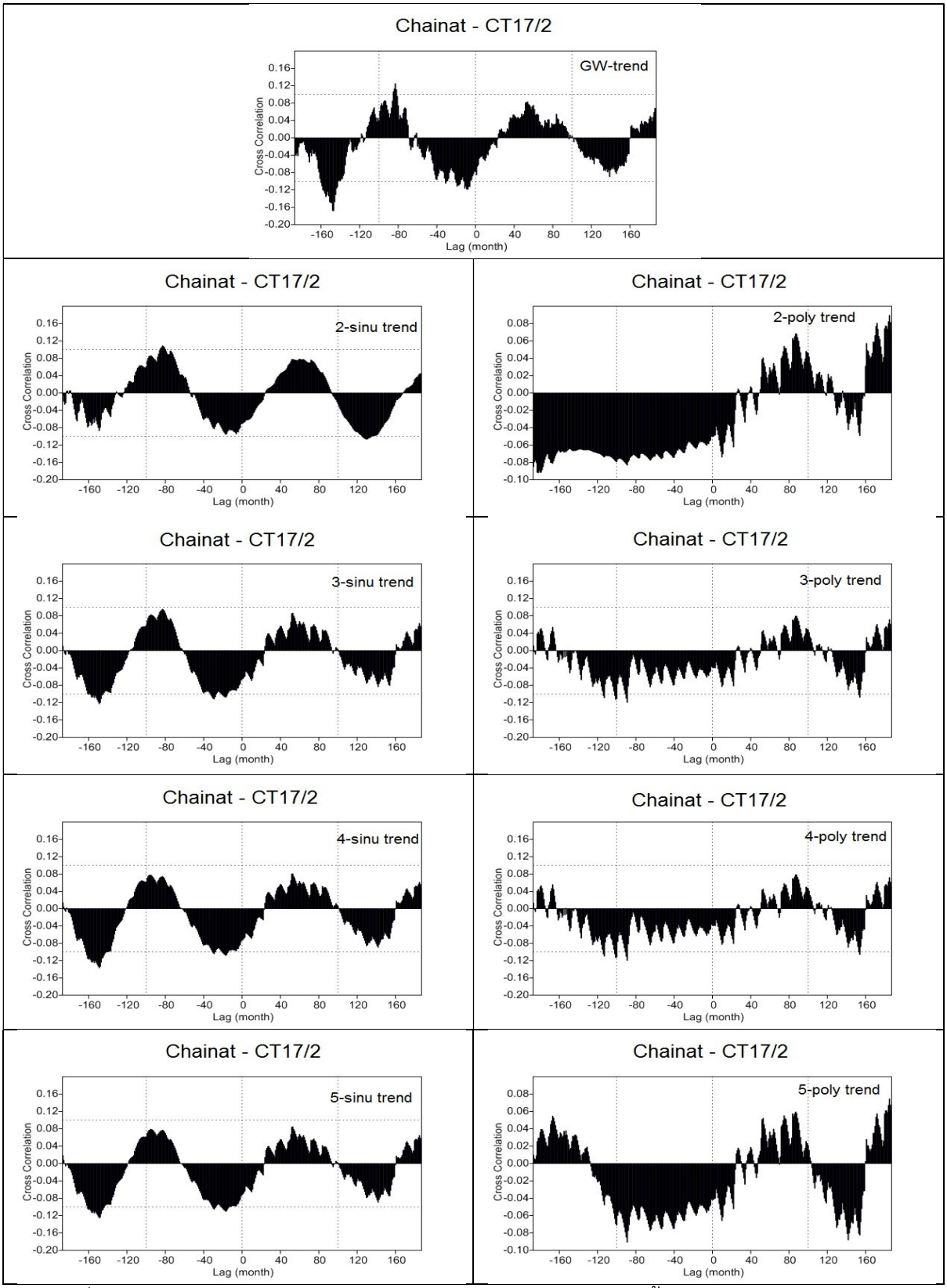
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ 0.087 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

8.1.1.2 ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1




รูปที่ 8.3 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1

8.1.1.3 ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2




รูปที่ 8.4 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2

สำหรับรูปที่ 8.5 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่าปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

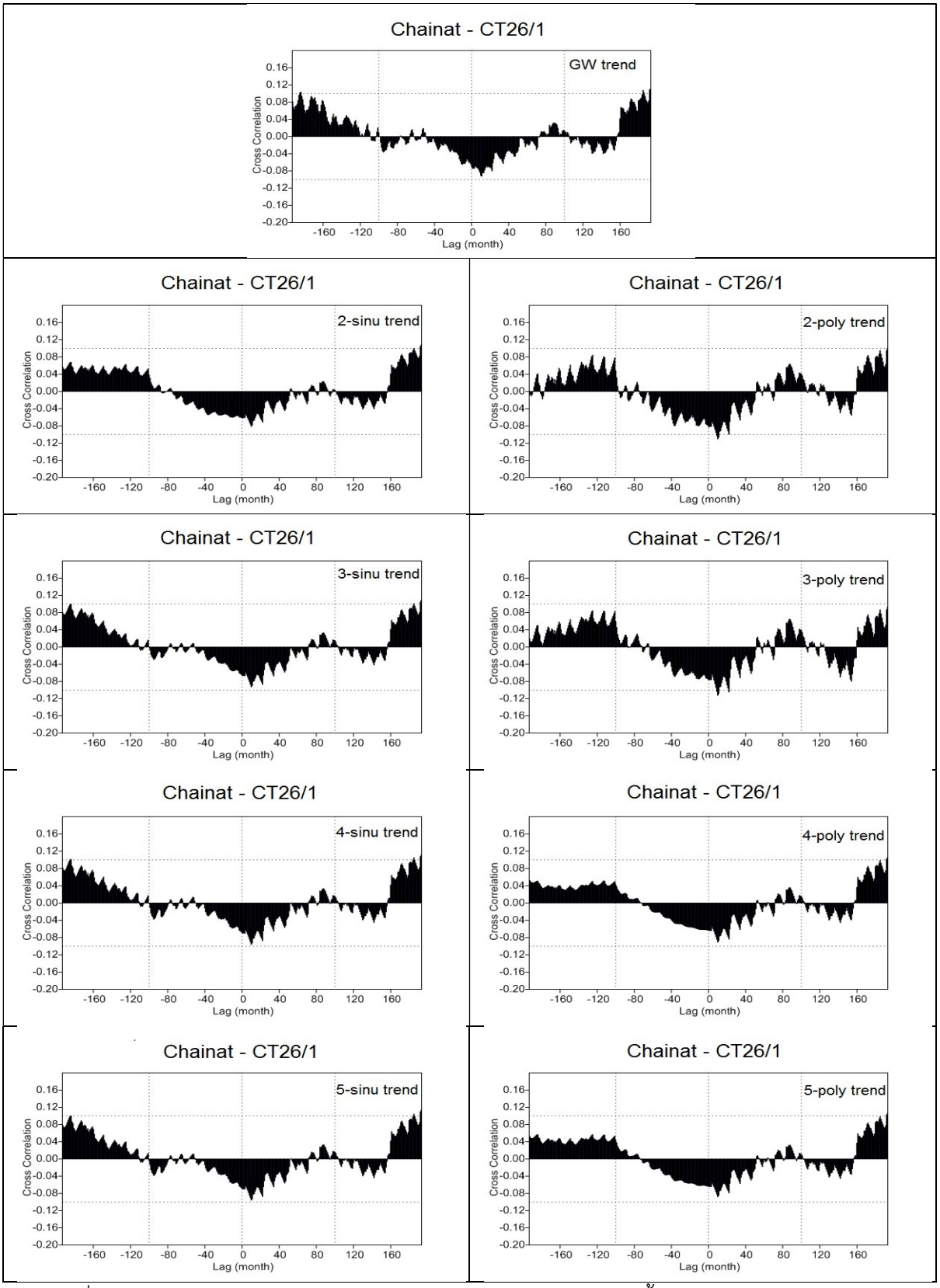
ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.092 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 11 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 4 ค่าประมาณ -0.095 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 ค่าอยู่ที่ประมาณ -0.112 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

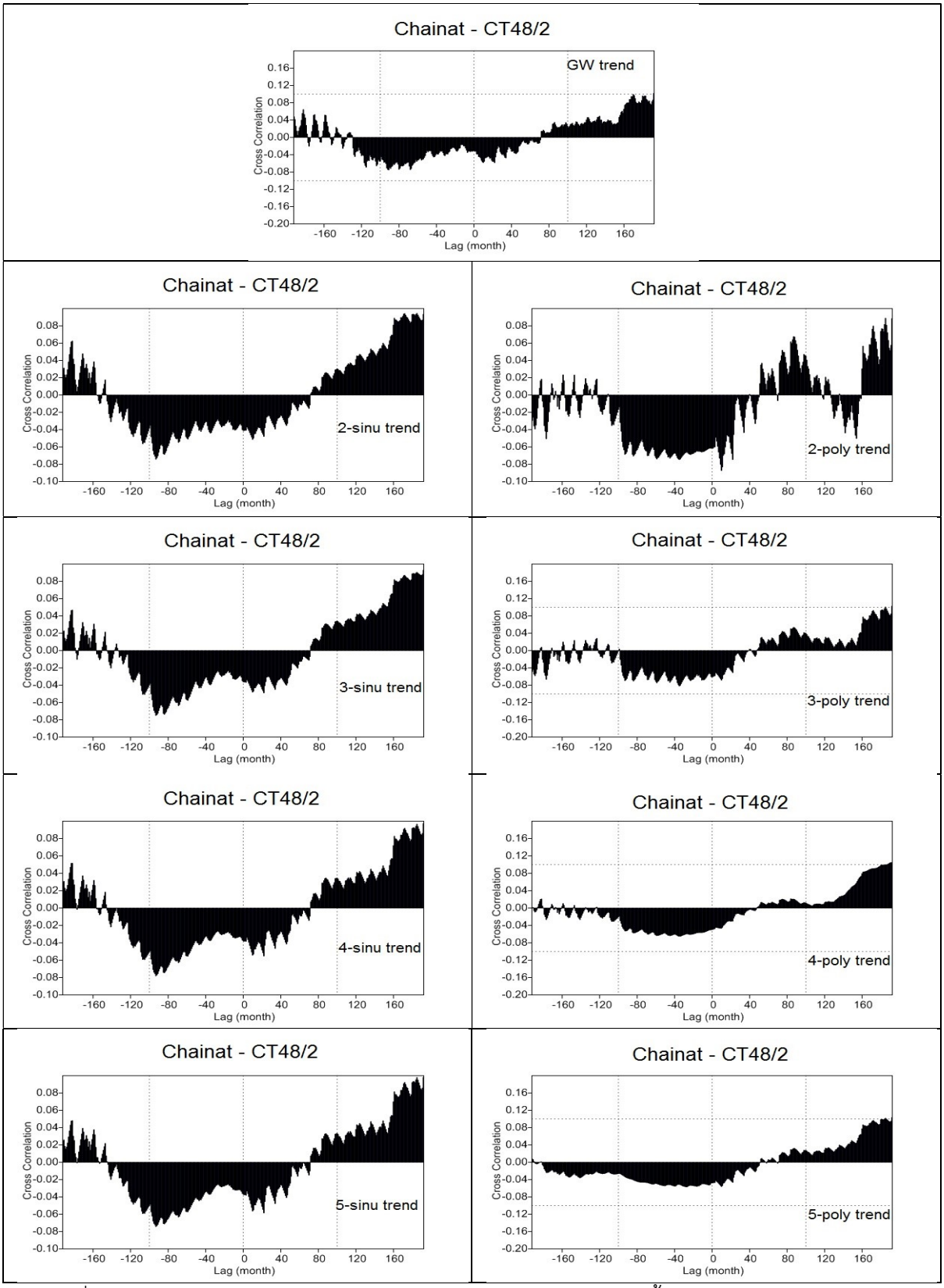
ในกรณีนี้พบว่าค่าการเหลื่อมของเวลาจะอยู่ที่ประมาณ 10 – 11 เดือน ซึ่งค่อนข้างน้อยสำหรับการไหลซึมผ่านของน้ำบาดาล อาจจะเป็นเพราะว่าข้อมูลที่ใช้ในการวิเคราะห์ยังไม่ได้แยกอิทธิพลของการสูบน้ำใช้ออกไปจากข้อมูล โดยจะนำผลการศึกษาเปรียบเทียบกับ ข้อมูลระดับน้ำบาดาลที่แยกอิทธิพลของการสูบน้ำใช้แล้วในหัวข้อ 8.2 อีกครั้งหนึ่ง

8.1.1.4 ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1




รูปที่ 8.5 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1

8.1.1.5 ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2




รูปที่ 8.6 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2

จากรูปที่ 8.6 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนเริ่มเกิดก่อนระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.058 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 22 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุด อยู่ที่อันดับ 4 มีค่าประมาณ -0.055 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 22 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 2 มีค่าประมาณ -0.087 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

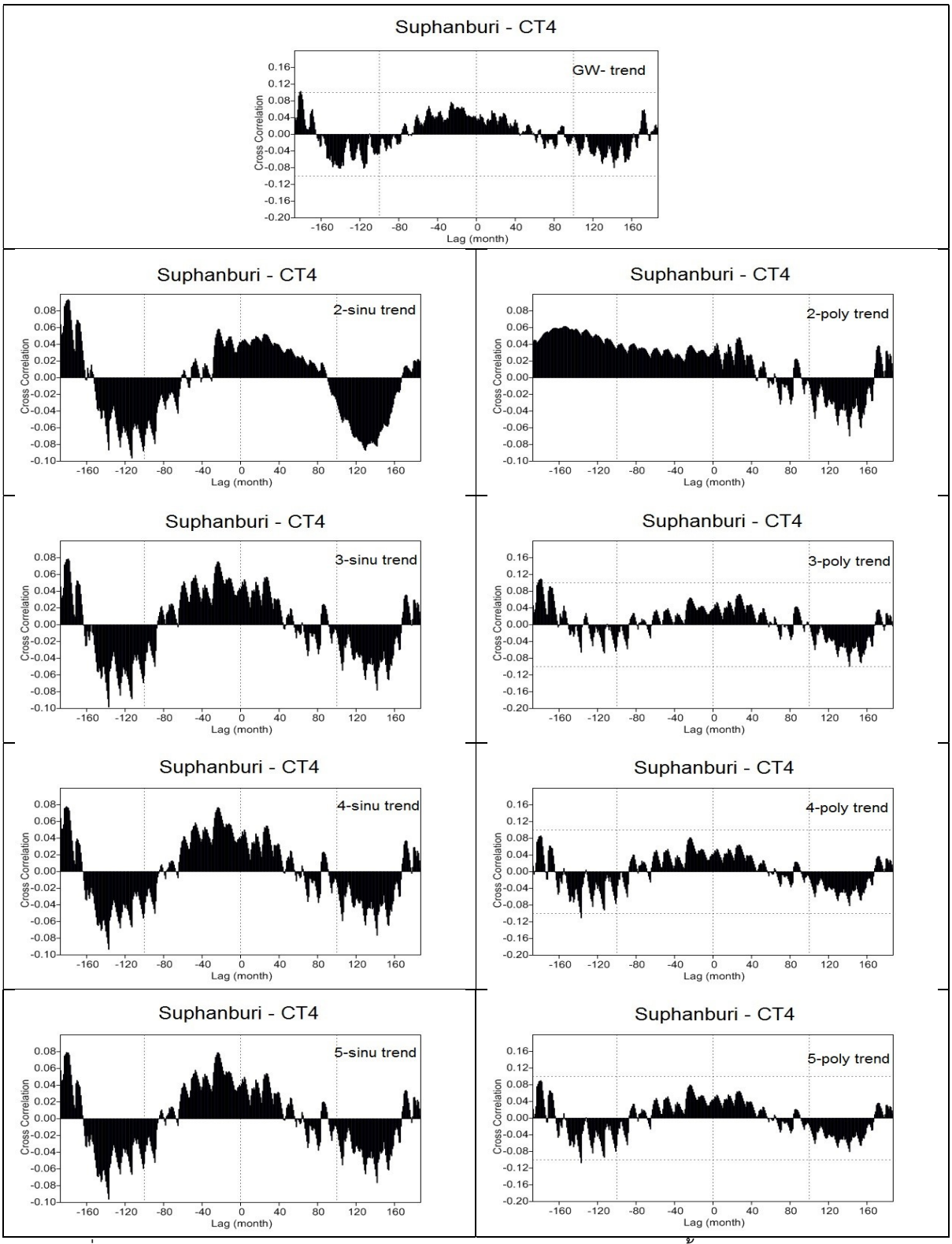
ตารางที่ 8.1 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | -0.065 | 154 | 2 | -0.107 | 130 | 3 | -0.103 | 154 |
| CT5/2 | -0.087 | 20 | 3 | -0.100 | 154 | 5 | -0.102 | 154 |
| CT7/1 | -0.116 | 62 | 3 | -0.121 | 46 | 5 | -0.16 | 154 |
| CT17/2 | -0.089 | 139 | 4 | -0.089 | 142 | 5 | -0.087 | 142 |
| CT22/3 | -0.051 | 22 | 5 | -0.064 | 22 | 3 | -0.100 | 154 |
| CT23 | -0.057 | 17 | 2 | -0.109 | 130 | 3 | -0.096 | 154 |
| CT26/1 | -0.092 | 11 | 4 | -0.095 | 10 | 3 | -0.112 | 10 |
| CT27 | -0.091 | 13 | 4 | -0.087 | 22 | 5 | -0.082 | 142 |
| CT30/1 | -0.097 | 147 | 2 | -0.087 | 142 | 4 | -0.088 | 142 |
| CT31/2 | -0.131 | 179 | 3 | -0.122 | 22 | 5 | -0.122 | 22 |
| CT33/2 | -0.077 | 3 | 4 | -0.078 | 10 | 3 | -0.110 | 10 |
| CT35/2 | -0.109 | 137 | 4 | -0.102 | 154 | 3 | -0.179 | 154 |
| CT45 | -0.076 | 7 | 2 | -0.081 | 22 | 3 | -0.100 | 154 |
| CT48/2 | -0.058 | 22 | 4 | -0.055 | 22 | 2 | -0.087 | 10 |

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 รูปแบบของบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือก ดังที่สรุปในตารางที่ 8.1 พบว่าในภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย โดยระดับน้ำบาดาลบ่อ CT4 ของชั้นน้ำพระประแดงมีเวลาเหลื่อมสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 11 – 12 ปี

### 8.1.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาล

8.1.2.1 ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4




รูปที่ 8.7 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4

จากรูปที่ 8.7 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.080 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.078 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.099 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

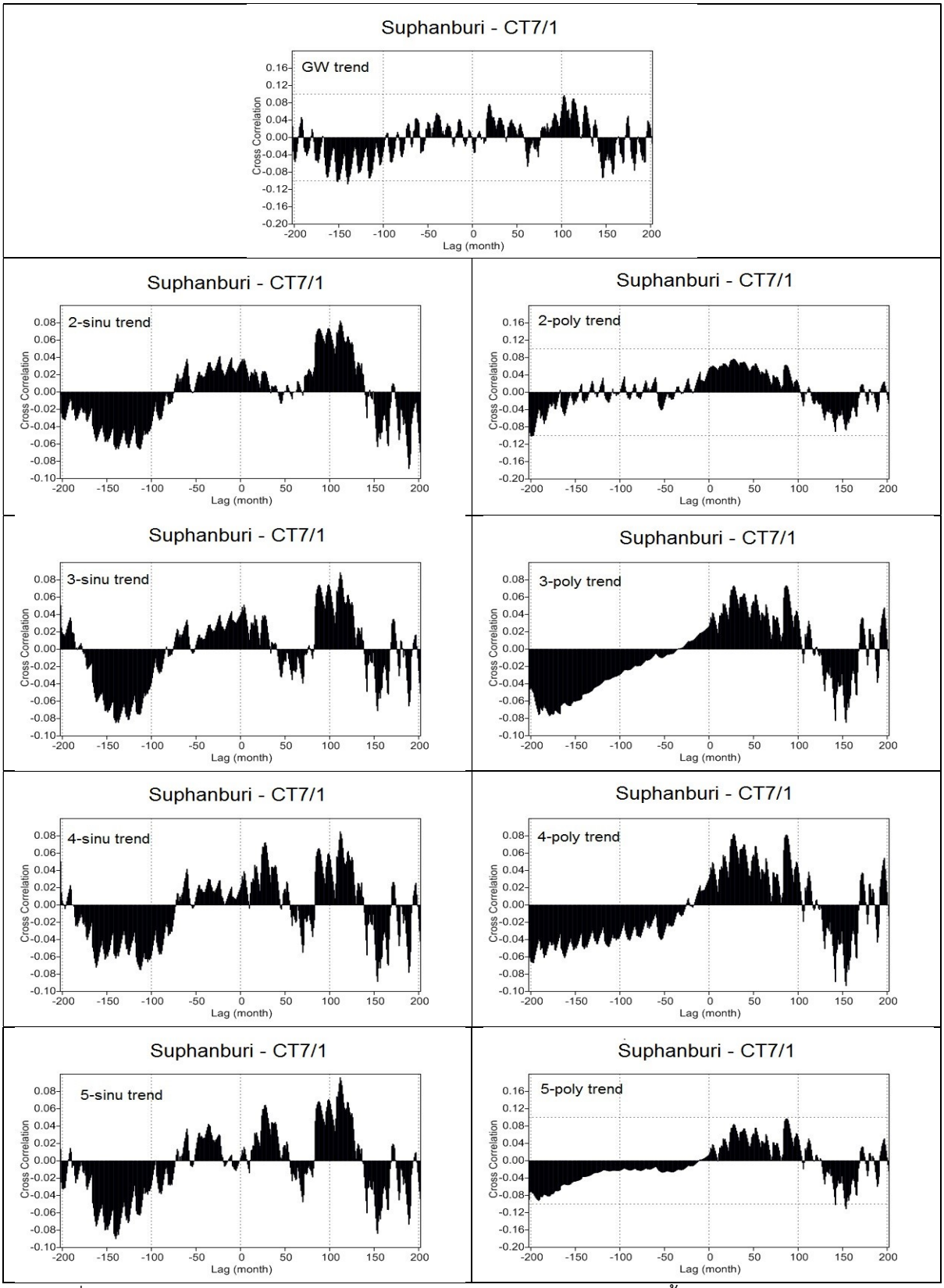
สำหรับรูปที่ 8.8 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.092 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 146 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.088 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 154 เดือน

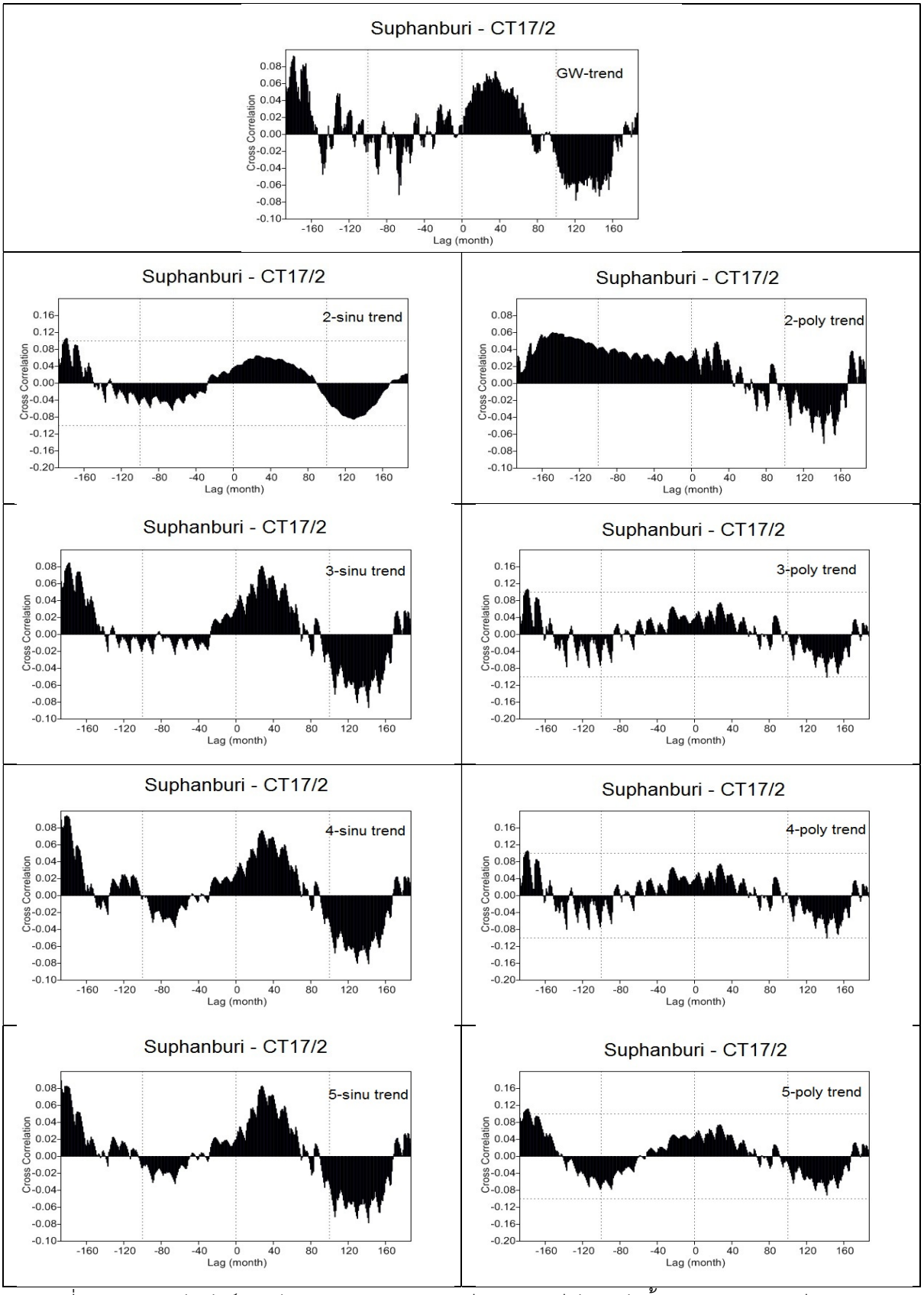
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.111 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 154 เดือน

8.1.2.2 ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1




รูปที่ 8.8 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1

8.1.2.3 ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2




รูปที่ 8.9 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2

จากรูปที่ 8.9 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.077 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 121 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.086 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.10 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

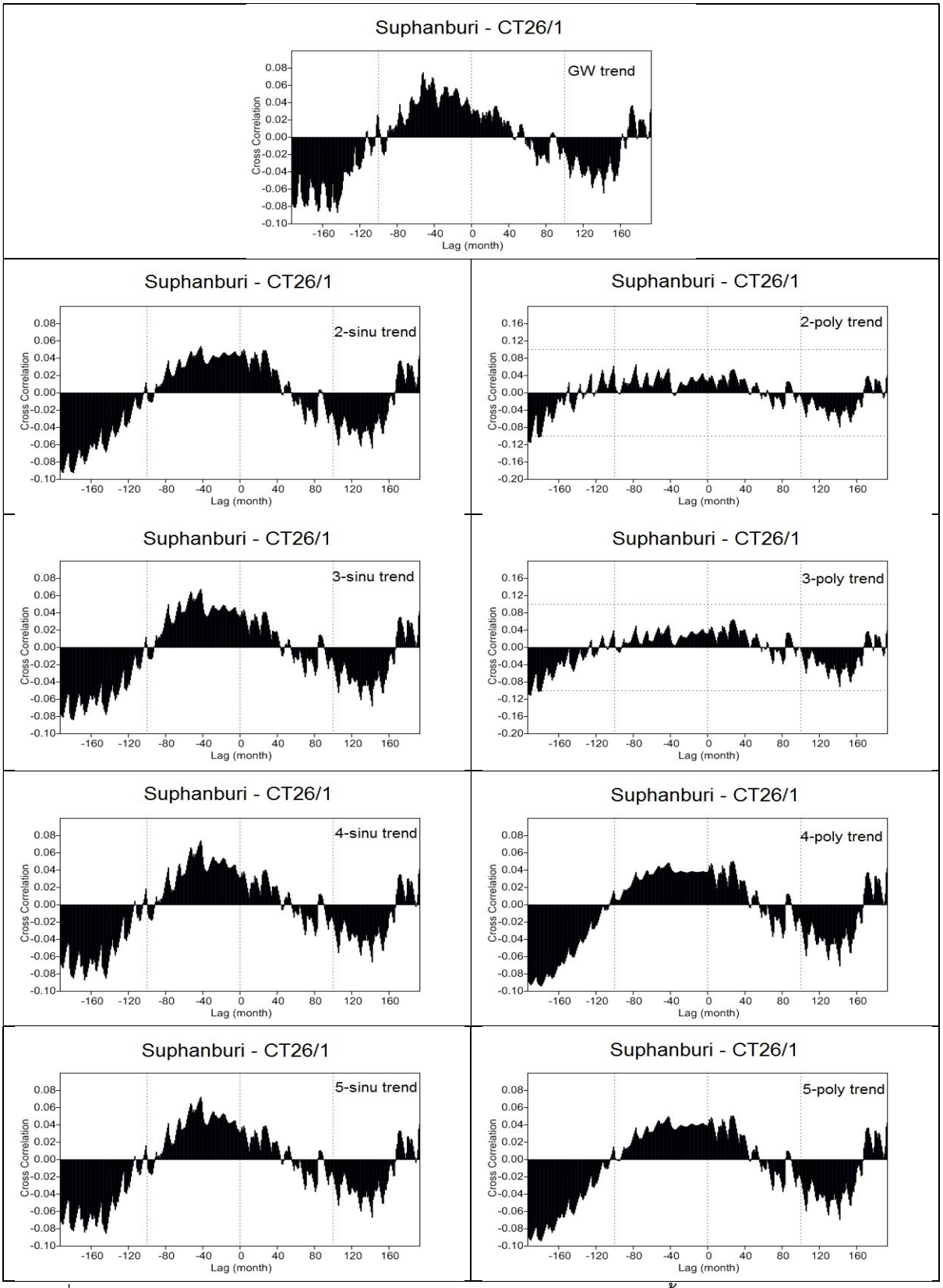
สำหรับรูปที่ 8.10 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.064 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 3 ค่าประมาณ -0.067 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

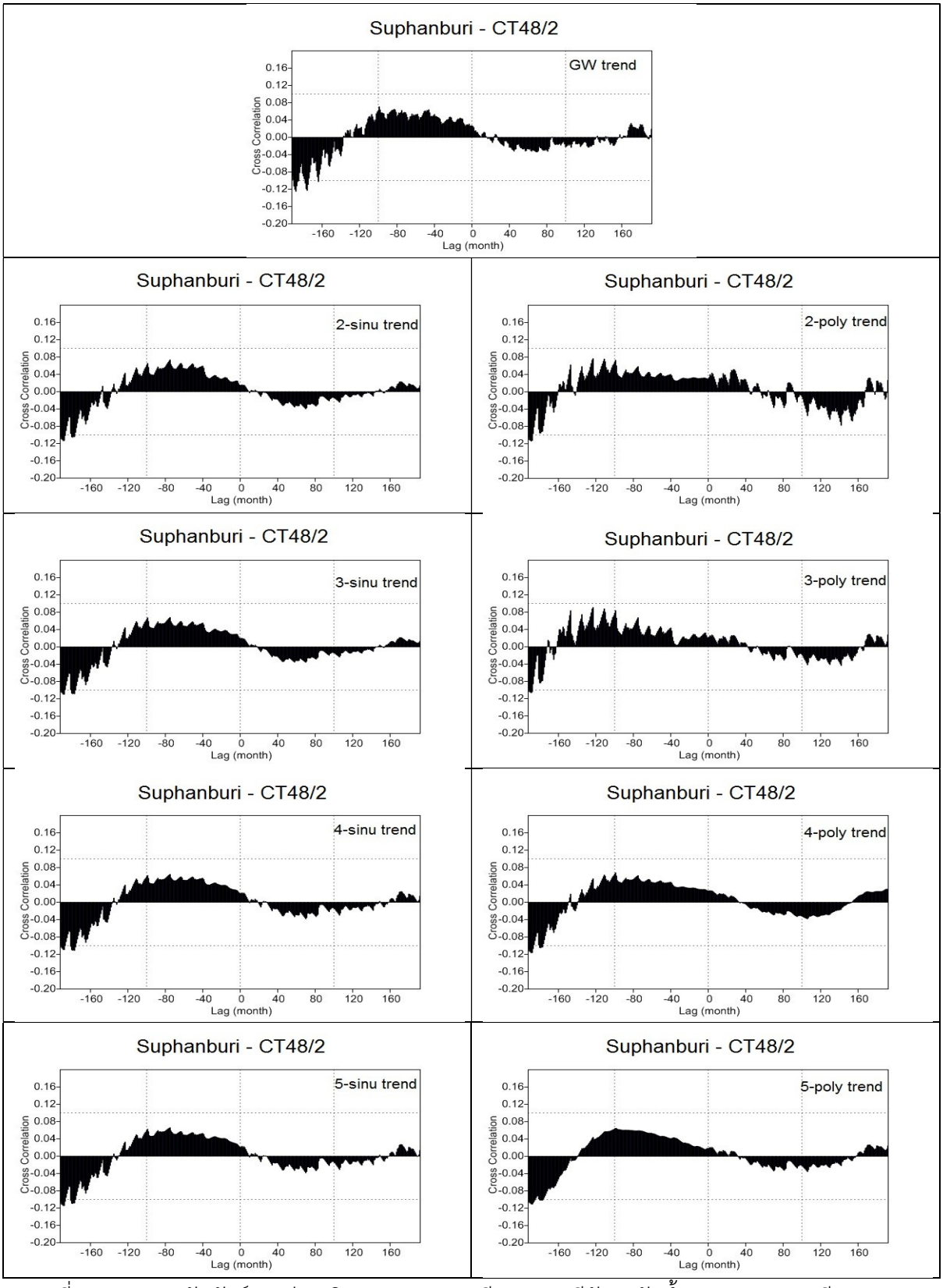
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 3 ค่าประมาณ -0.090 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

8.1.2.4 ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1




รูปที่ 8.10 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1

8.1.2.5 ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2




รูปที่ 8.11 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2

จากรูปที่ 8.11 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่าปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.033 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 69 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 2 มีค่าประมาณ -0.039 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 70 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 2 มีค่าประมาณ -0.077 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

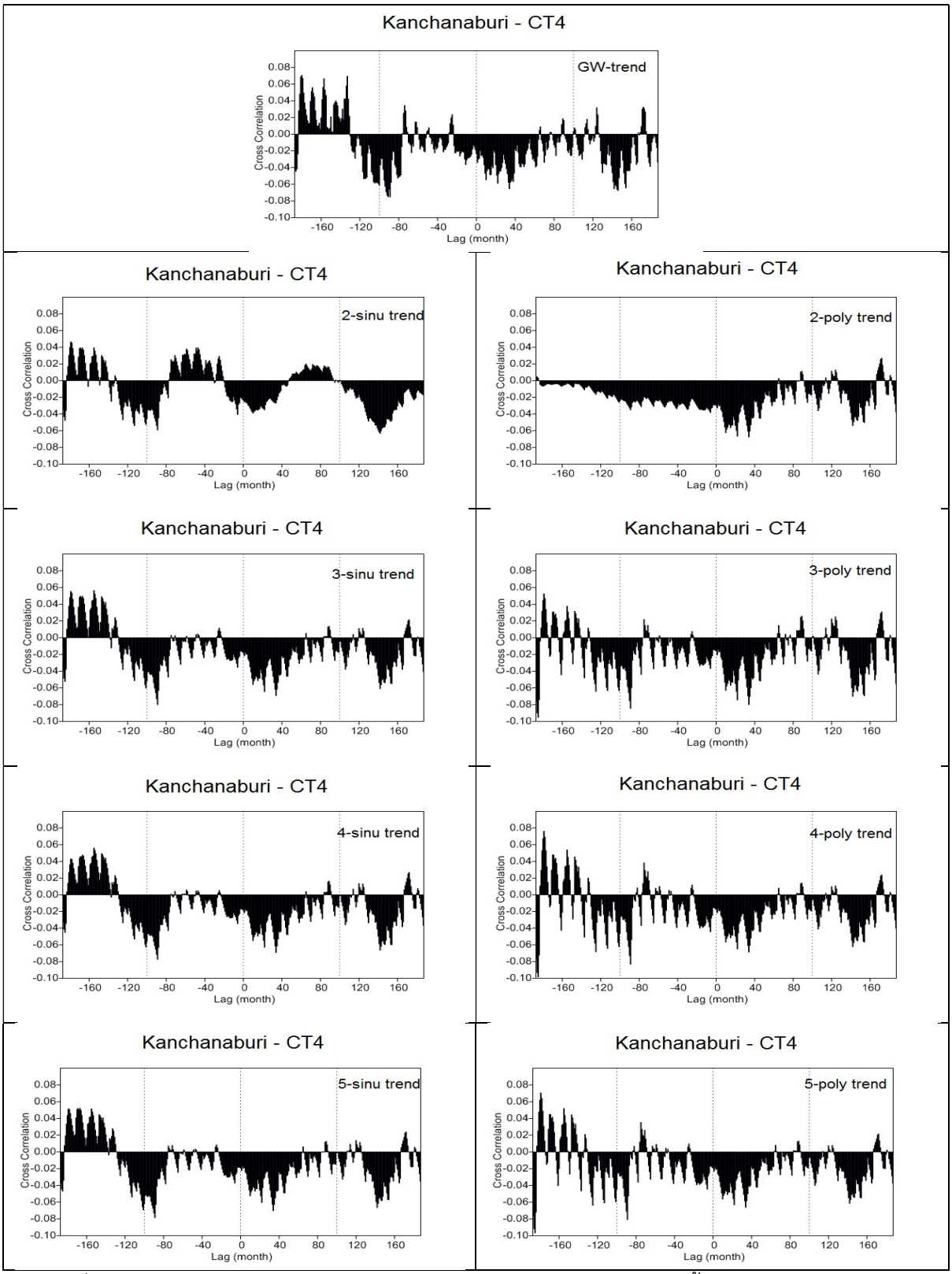
ตารางที่ 8.2 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | -0.080 | 142 | 3 | -0.078 | 142 | 3 | -0.099 | 142 |
| CT5/2 | -0.084 | 142 | 4 | -0.098 | 142 | 5 | -0.098 | 142 |
| CT7/1 | -0.092 | 146 | 4 | -0.088 | 154 | 5 | -0.111 | 154 |
| CT17/2 | -0.077 | 121 | 3 | -0.086 | 142 | 3 | -0.10 | 142 |
| CT22/3 | -0.059 | 122 | 2 | -0.063 | 106 | 3 | -0.100 | 142 |
| CT23 | -0.062 | 135 | 2 | -0.088 | 130 | 3 | -0.096 | 142 |
| CT26/1 | -0.064 | 142 | 3 | -0.067 | 142 | 3 | -0.090 | 142 |
| CT27 | -0.072 | 142 | 3 | -0.085 | 142 | 3 | -0.105 | 142 |
| CT30/1 | -0.088 | 123 | 2 | -0.083 | 142 | 3 | -0.109 | 142 |
| CT31/2 | -0.140 | 187 | 3 | -0.071 | 166 | 2 | -0.082 | 142 |
| CT33/2 | -0.061 | 124 | 3 | -0.064 | 142 | 3 | -0.097 | 142 |
| CT35/2 | -0.088 | 137 | 2 | -0.076 | 142 | 3 | -0.112 | 154 |
| CT45 | -0.072 | 142 | 2 | -0.078 | 142 | 3 | -0.097 | 142 |
| CT48/2 | -0.033 | 69 | 2 | -0.039 | 70 | 2 | -0.077 | 142 |

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือกสรุปดังตารางที่ 8.2 พบว่าในภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย โดยระดับน้ำบาดาลบ่อ CT27 ของชั้นน้ำพระประแดงมีเวลาเหลื่อมสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 14 – 15 ปี

### 8.1.3 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาล

8.1.3.1 ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4




รูปที่ 8.12 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4

จากรูปที่ 8.12 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.067 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 116 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.070 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.079 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

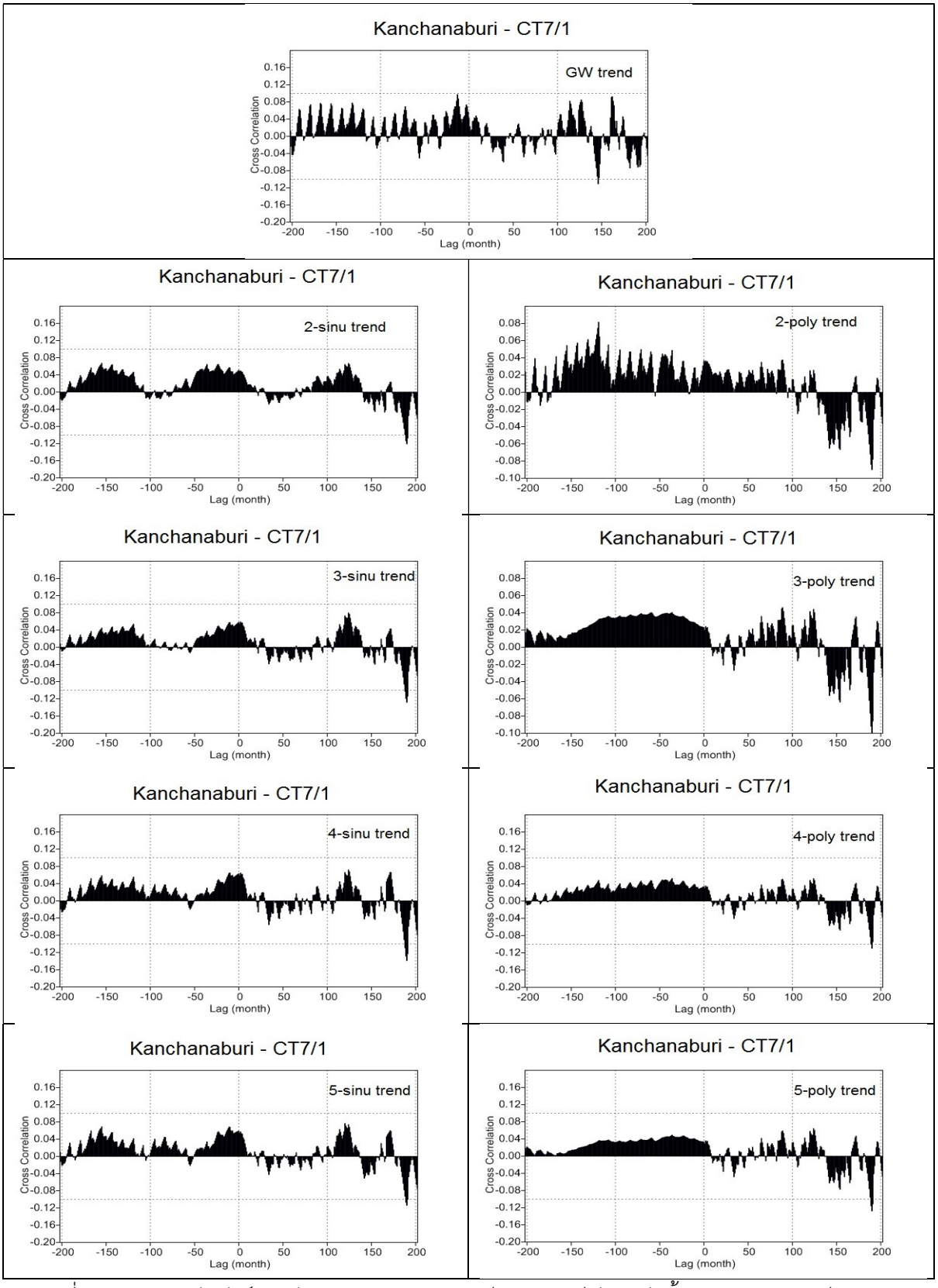
สำหรับรูปที่ 8.13 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.110 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 146 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.138 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 190 เดือน

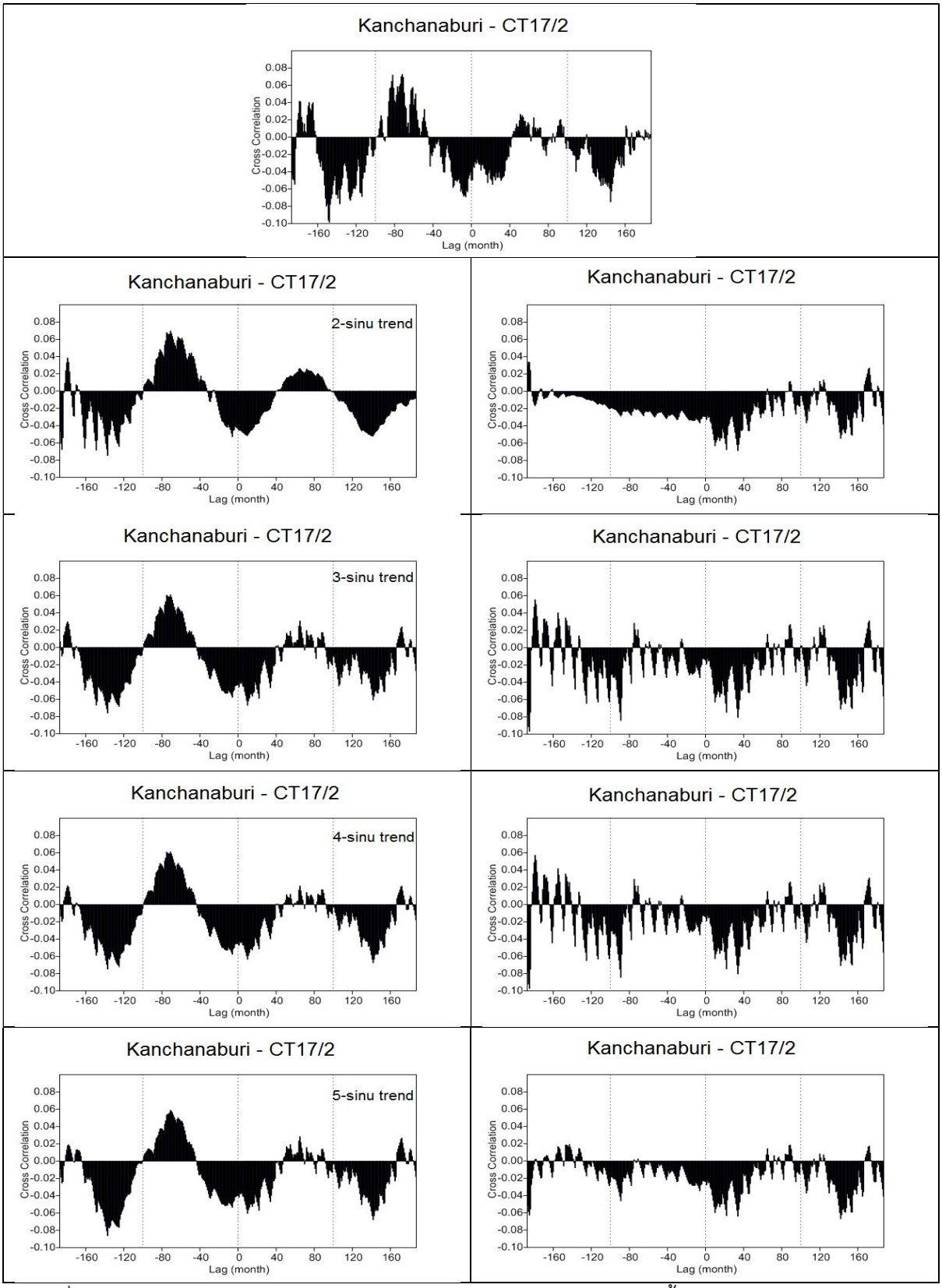
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.127 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 190 เดือน

8.1.3.2 ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1




รูปที่ 8.13 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1

8.1.3.3 ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2




รูปที่ 8.14 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2

จากรูปที่ 8.14 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.074 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 145 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.067 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.066 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

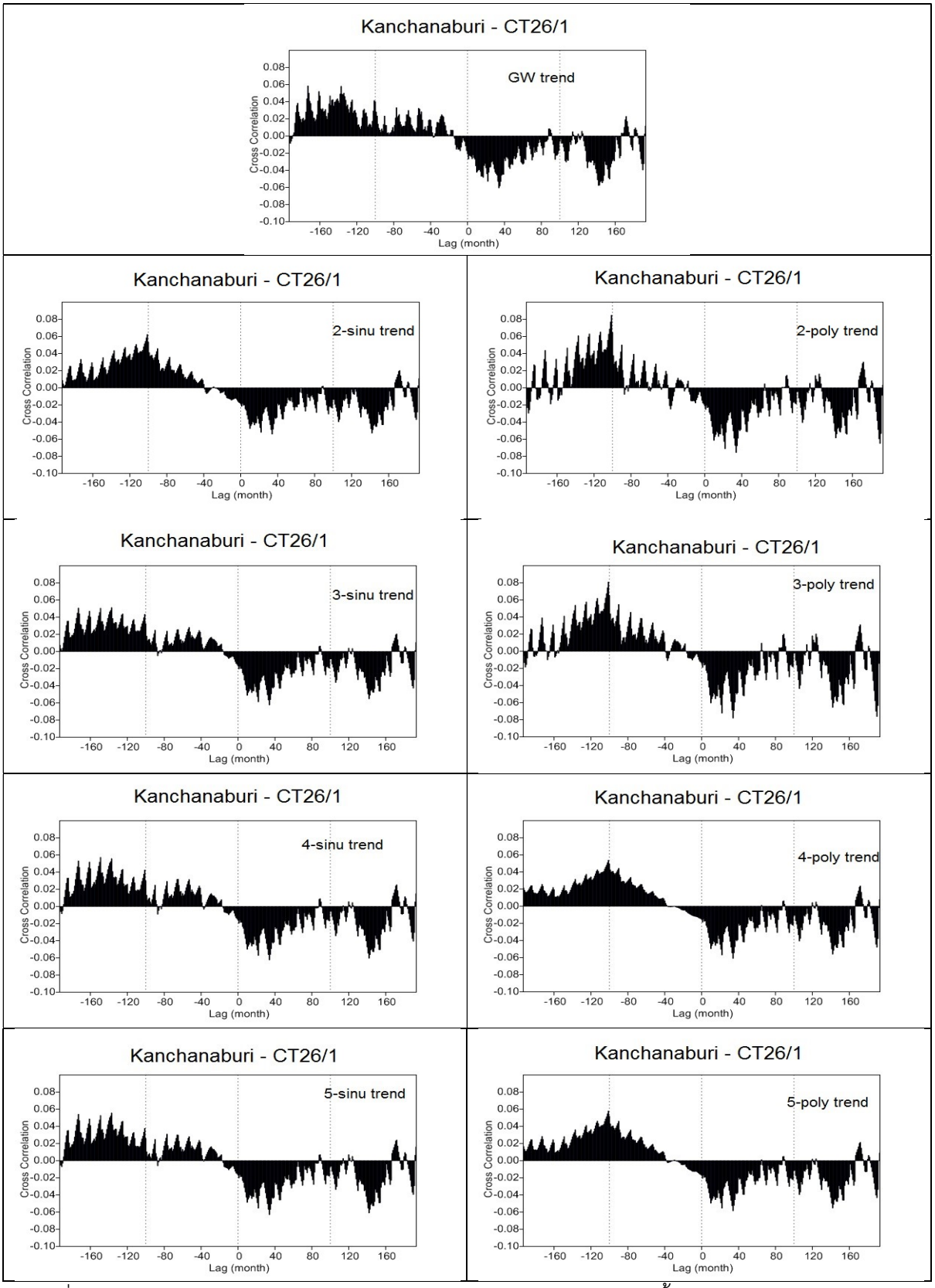
สำหรับรูปที่ 8.15 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.060 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 5 ค่าประมาณ -0.062 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

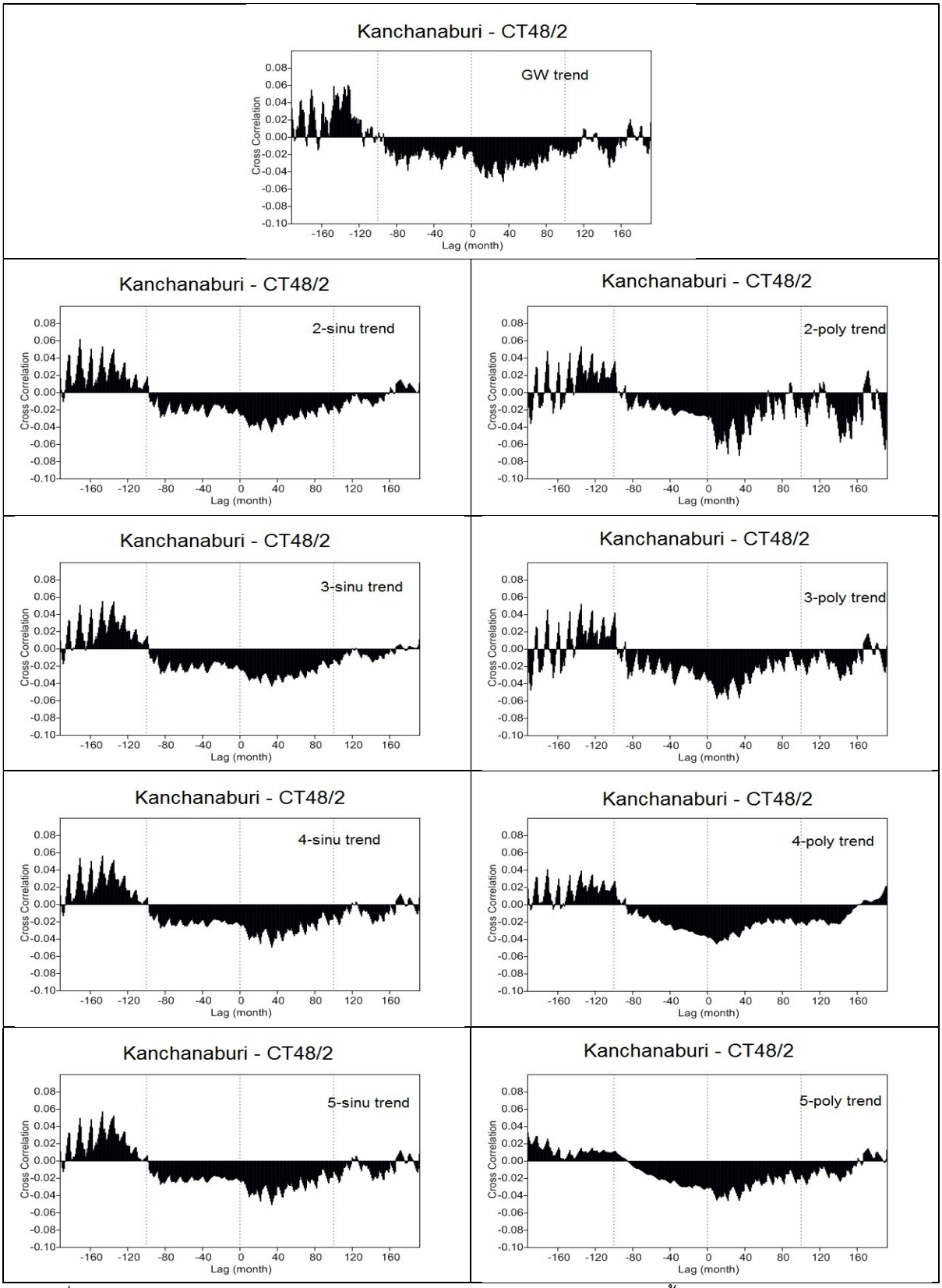
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 3 ค่าประมาณ -0.078 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

8.1.3.4 ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1




รูปที่ 8.15 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1

8.1.3.5 ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2




รูปที่ 8.16 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2

จากรูปที่ 8.16 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่าปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.051 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 5 มีค่าประมาณ -0.050 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 2 มีค่าประมาณ -0.072 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

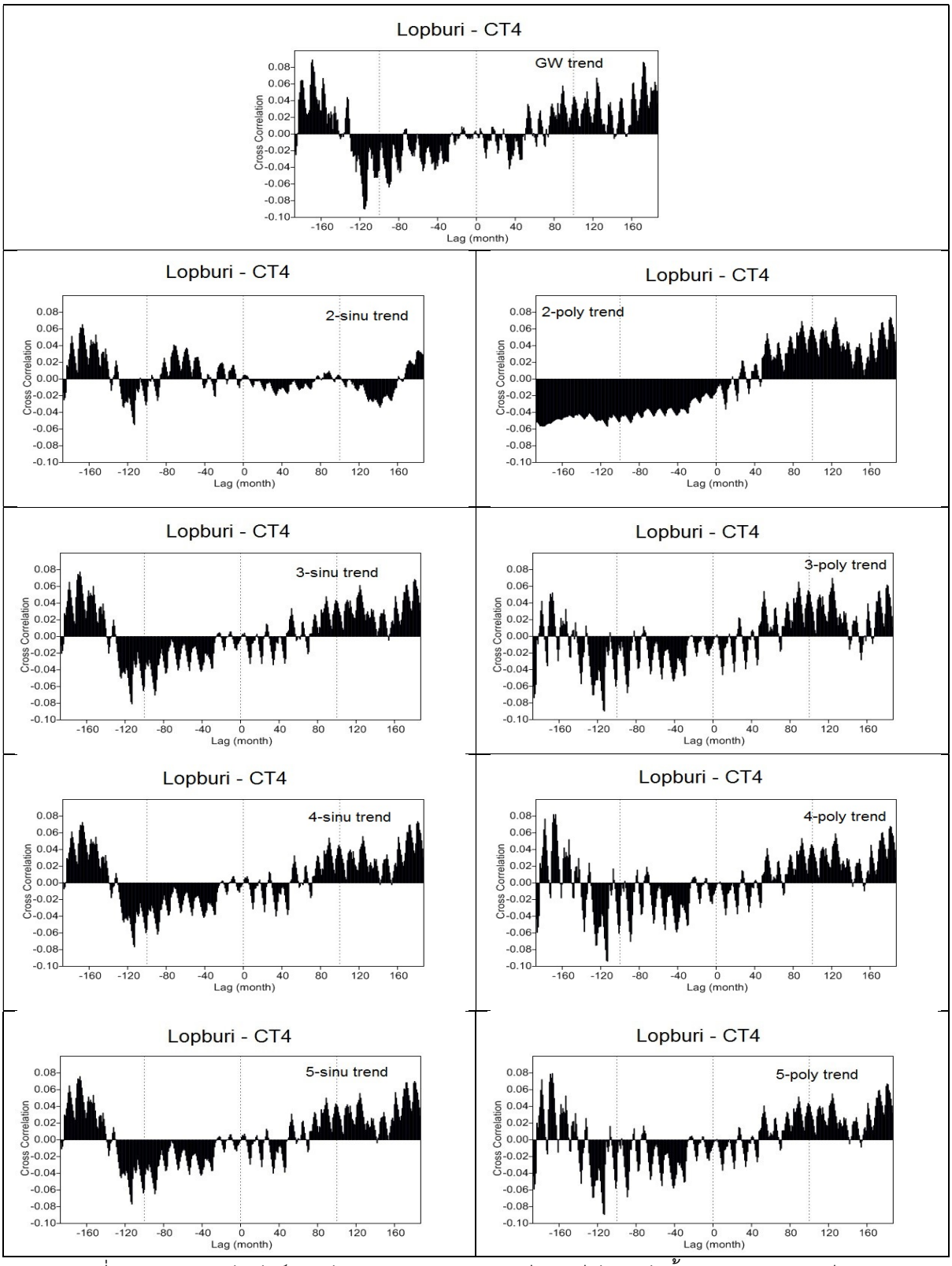
ตารางที่ 8.3 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | -0.067 | 116 | 5 | -0.070 | 34 | 3 | -0.079 | 34 |
| CT5/2 | -0.075 | 147 | 2 | -0.064 | 142 | 3 | -0.080 | 34 |
| CT7/1 | -0.110 | 146 | 4 | -0.138 | 190 | 5 | -0.127 | 190 |
| CT17/2 | -0.074 | 145 | 4 | -0.067 | 142 | 5 | -0.066 | 142 |
| CT22/3 | -0.059 | 146 | 4 | -0.057 | 142 | 4 | -0.055 | 142 |
| CT23 | -0.075 | 147 | 2 | -0.065 | 142 | 3 | -0.078 | 34 |
| CT26/1 | -0.060 | 34 | 5 | -0.062 | 34 | 3 | -0.078 | 34 |
| CT27 | -0.067 | 146 | 4 | -0.067 | 142 | 3 | -0.074 | 142 |
| CT30/1 | -0.093 | 147 | 5 | -0.070 | 142 | 3 | -0.075 | 154 |
| CT31/2 | -0.132 | 178 | 4 | -0.079 | 46 | 5 | -0.079 | 34 |
| CT33/2 | -0.0701 | 147 | 4 | -0.060 | 142 | 4 | -0.057 | 142 |
| CT35/2 | -0.094 | 148 | 5 | -0.078 | 154 | 3 | -0.078 | 154 |
| CT45 | -0.060 | 142 | 4 | -0.063 | 142 | 3 | -0.070 | 142 |
| CT48/2 | -0.051 | 34 | 5 | -0.050 | 34 | 2 | -0.072 | 34 |

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือกสรุปดังตารางที่ 8.3 พบว่าโดยภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย โดยระดับน้ำบาดาลบ่อ CT7/1 ของชั้นน้ำพระประแดงมีเวลาเหลื่อมสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 12 – 15 ปี

### 8.1.4 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาล

8.1.4.1 ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4




รูปที่ 8.17 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4

จากรูปที่ 8.17 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.041 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.039 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.046 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

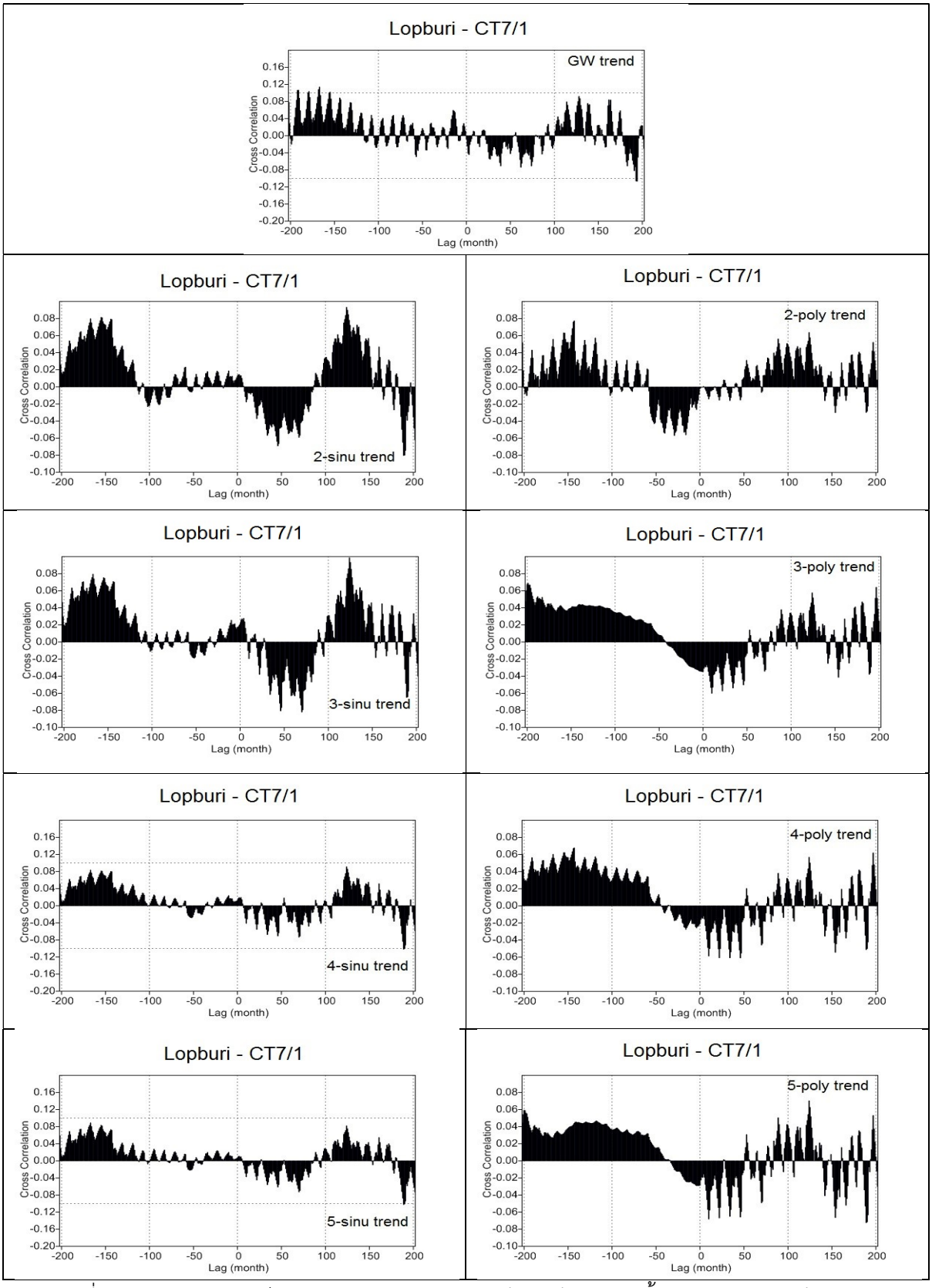
สำหรับรูปที่ 8.18 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.106 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 194 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.101 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 189 เดือน

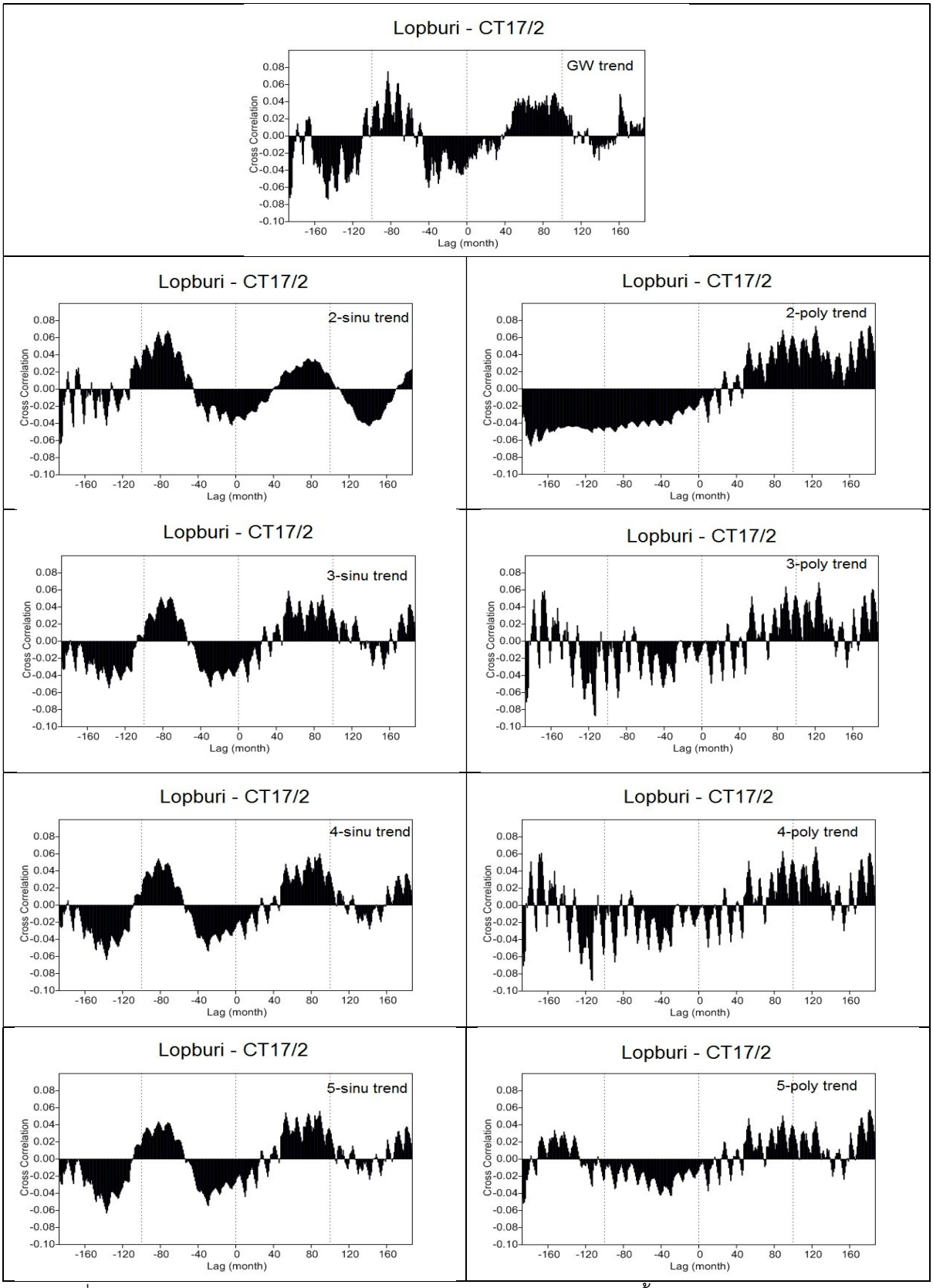
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.072 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 189 เดือน

8.1.4.2 ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1




รูปที่ 8.18 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1

8.1.4.3 ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2




รูปที่ 8.19 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2

จากรูปที่ 8.19 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.073 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 146 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.063 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 137 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.087 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 113 เดือน

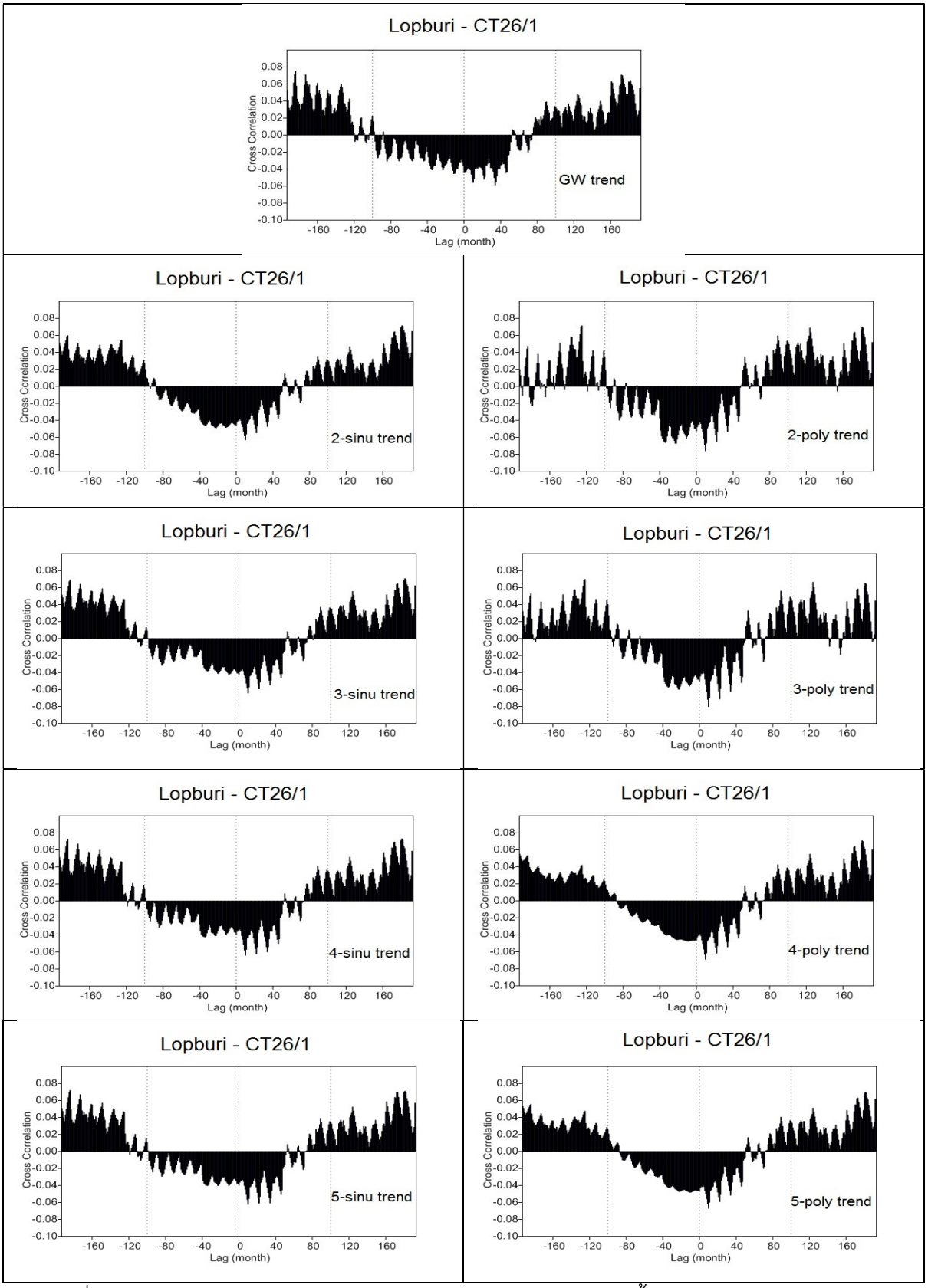
สำหรับรูปที่ 8.20 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.058 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 34 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 3 ค่าประมาณ -0.063 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

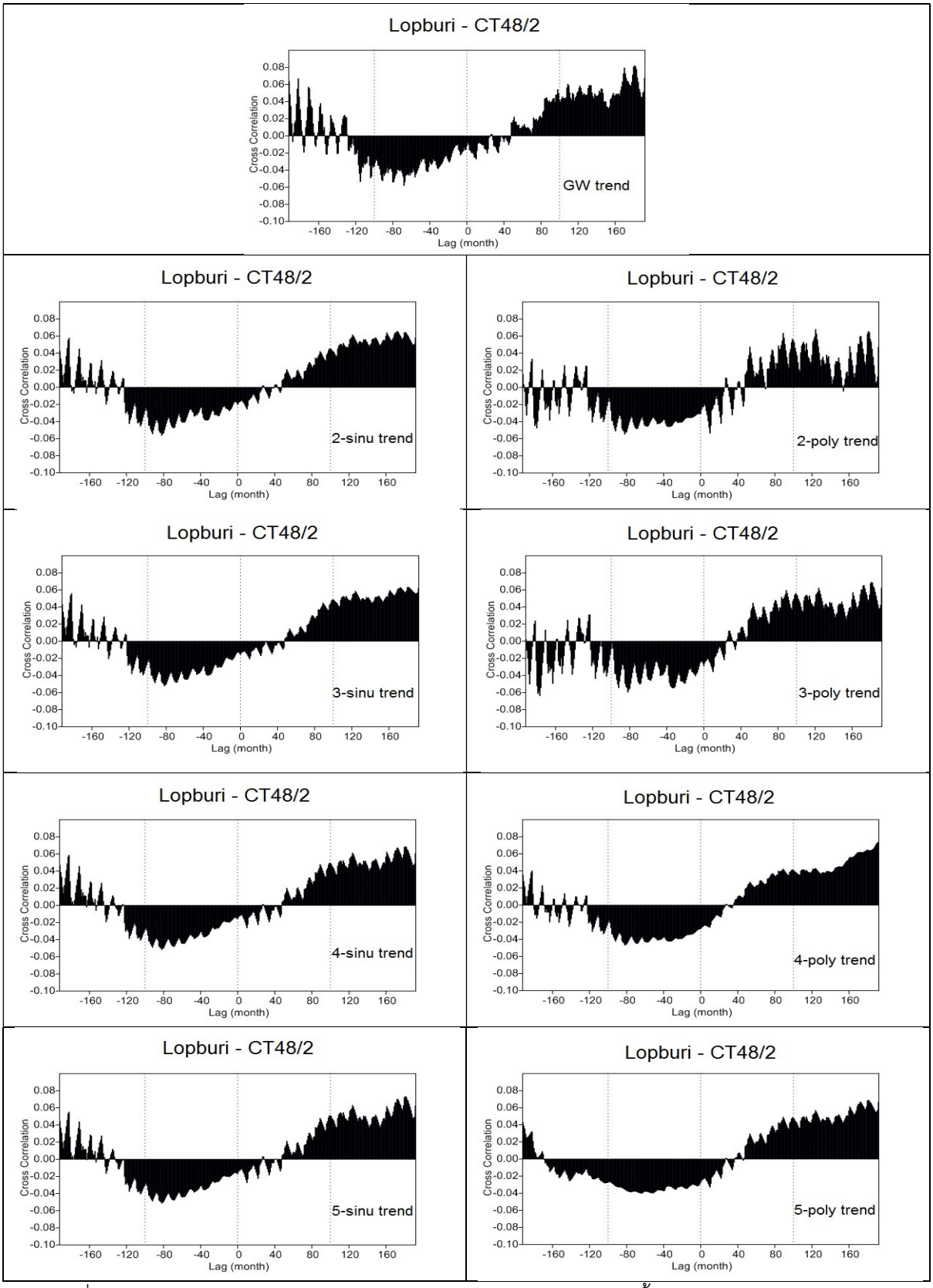
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 3 ค่าประมาณ -0.08 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

8.1.4.4 ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1




รูปที่ 8.20 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1

8.1.4.5 ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2




รูปที่ 8.21 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2

จากรูปที่ 8.21 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.026 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 5 มีค่าประมาณ -0.027 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 2 มีค่าประมาณ -0.053 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

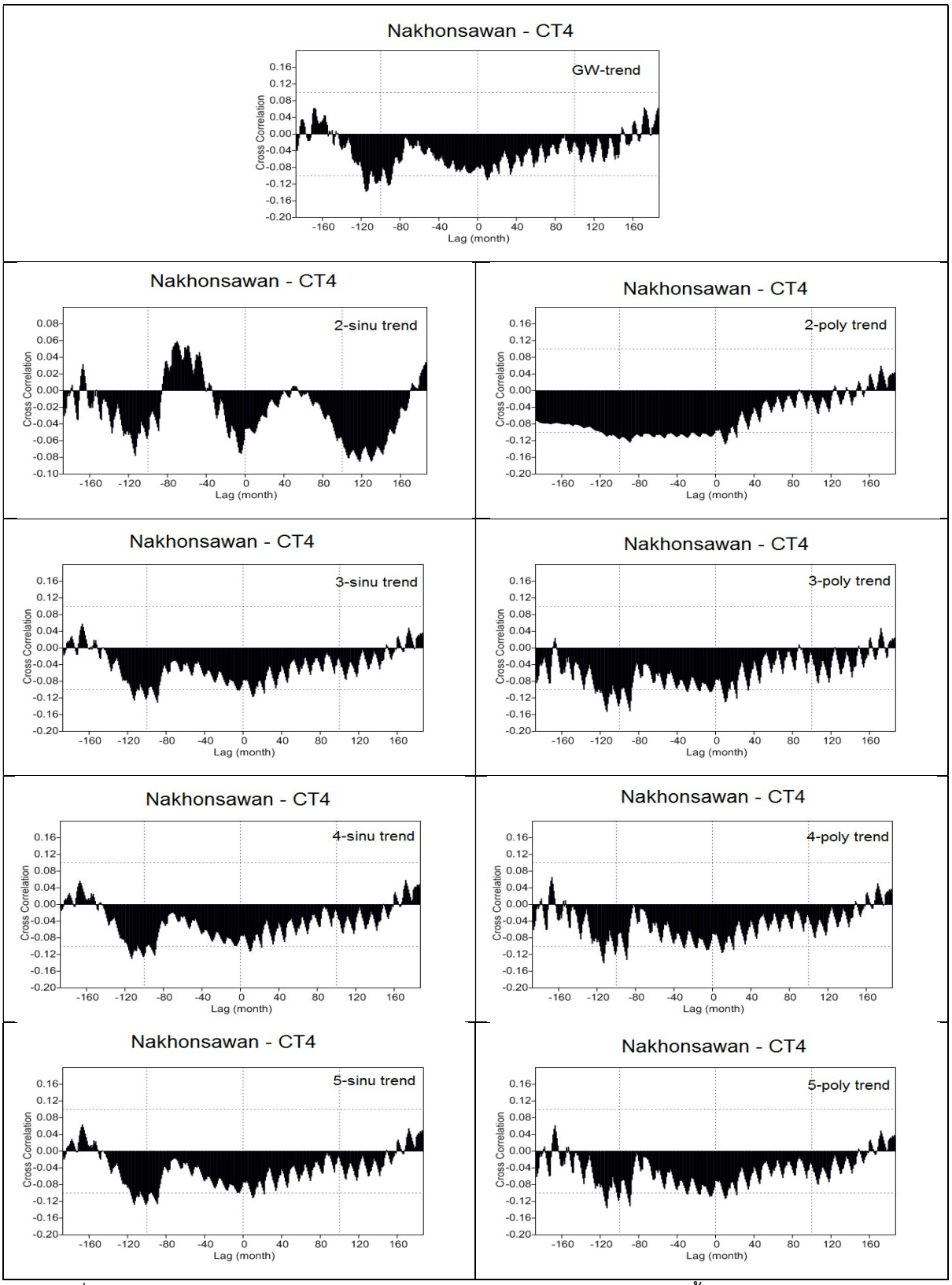
ตารางที่ 8.4 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | -0.041 | 34 | 5 | -0.039 | 34 | 3 | -0.046 | 10 |
| CT5/2 | -0.050 | 45 | 4 | -0.067 | 10 | 3 | -0.072 | 10 |
| CT7/1 | -0.106 | 194 | 5 | -0.101 | 189 | 5 | -0.072 | 189 |
| CT17/2 | -0.073 | 146 | 4 | -0.063 | 137 | 4 | -0.087 | 113 |
| CT22/3 | -0.041 | 39 | 5 | -0.046 | 34 | 3 | -0.072 | 10 |
| CT23 | -0.024 | 39 | 5 | -0.038 | 34 | 3 | -0.044 | 10 |
| CT26/1 | -0.058 | 34 | 3 | -0.063 | 10 | 3 | -0.08 | 10 |
| CT27 | -0.063 | 13 | 5 | -0.076 | 10 | 3 | -0.086 | 10 |
| CT30/1 | -0.075 | 3 | 4 | -0.067 | 10 | 2 | -0.084 | 10 |
| CT31/2 | -0.144 | 165 | 3 | -0.078 | 34 | 2 | -0.077 | 10 |
| CT33/2 | -0.053 | 39 | 4 | -0.056 | 34 | 3 | -0.081 | 10 |
| CT35/2 | -0.095 | 113 | 3 | -0.069 | 107 | 2 | -0.090 | 154 |
| CT45 | -0.080 | 31 | 5 | -0.076 | 34 | 3 | -0.081 | 22 |
| CT48/2 | -0.026 | 10 | 5 | -0.027 | 10 | 2 | -0.053 | 10 |

ในกรณีนี้พบว่าค่าการเหลื่อมของเวลามีค่าที่ประมาณ 10 เดือน ซึ่งค่อนข้างน้อยสำหรับการไหลซึมผ่านของน้ำบาดาล อาจจะเป็นเพราะว่าข้อมูลที่ใช้ในการวิเคราะห์ยังไม่ได้แยกอิทธิพลของการสูบน้ำใช้ออกไปจากข้อมูล โดยจะนำผลการศึกษาเปรียบเทียบกับ ข้อมูลระดับน้ำบาดาลที่แยกอิทธิพลของการสูบน้ำใช้แล้วในหัวข้อ 8.2 อีกครั้งหนึ่ง

### 8.1.5 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาล

8.1.5.1 ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4




รูปที่ 8.22 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4

จากรูปที่ 8.22 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.137 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 115 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.130 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 89 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.153 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 113 เดือน

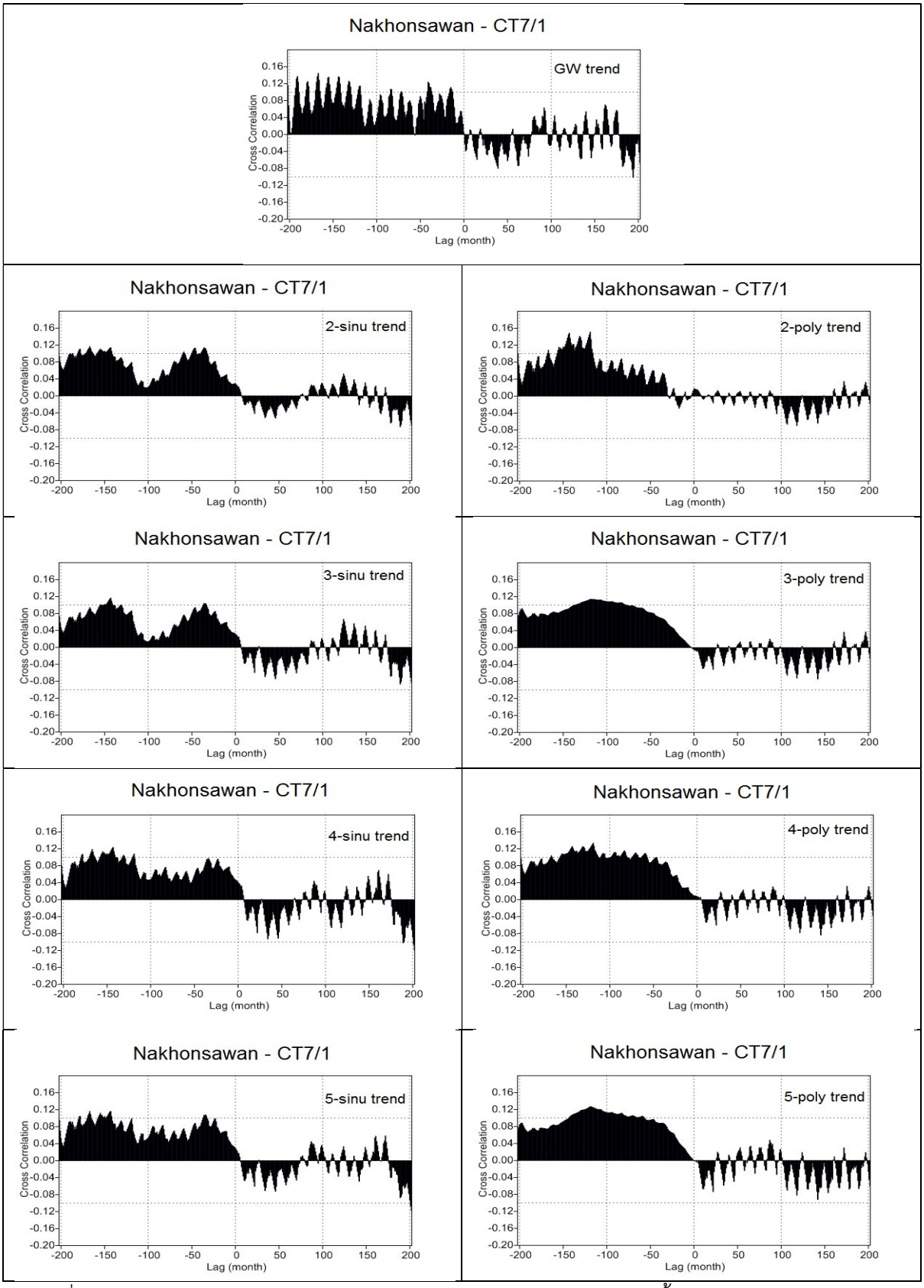
สำหรับรูปที่ 8.23 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1978 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 32 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.101 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 194 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.119 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 202 เดือน

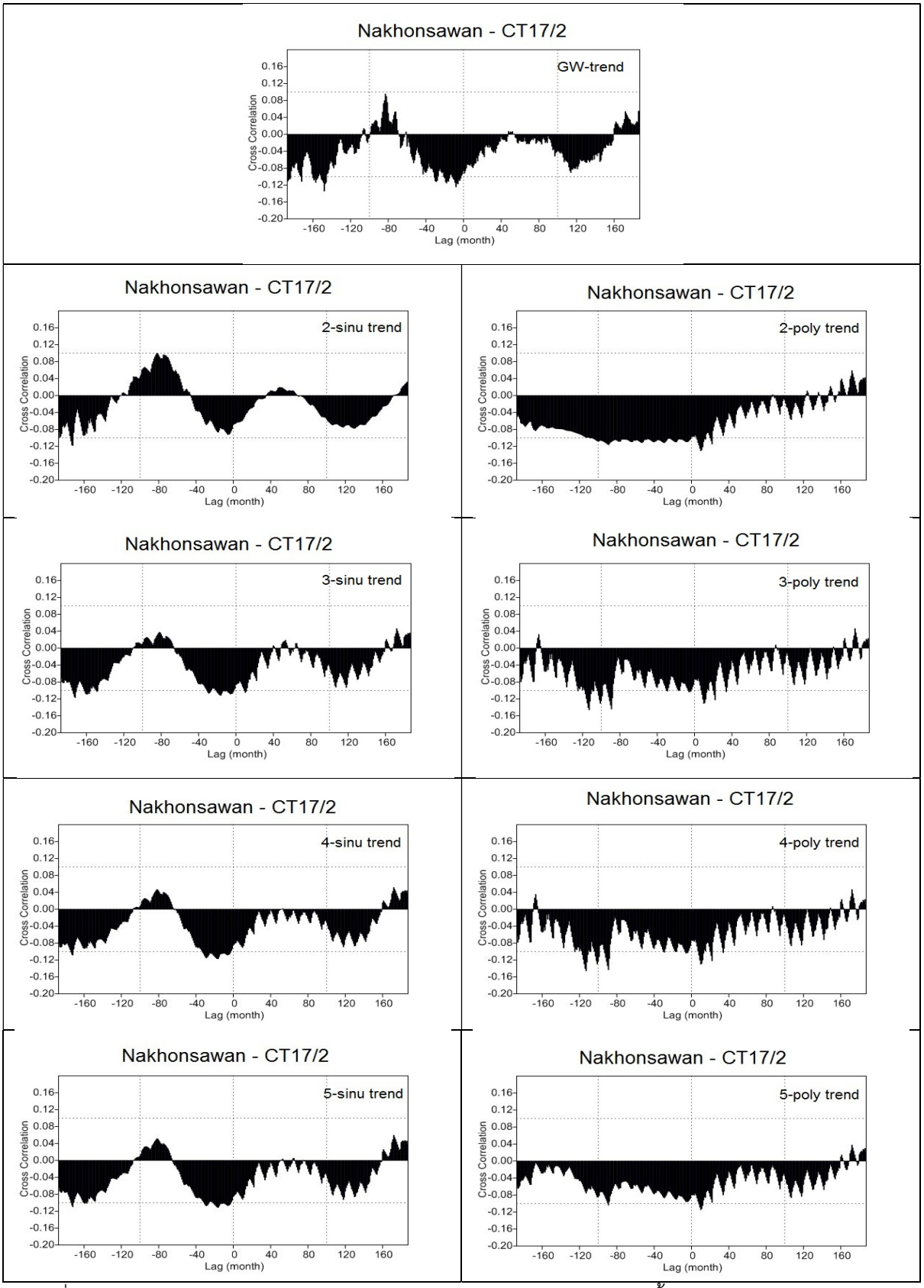
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.091 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

8.1.5.2 ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1




รูปที่ 8.23 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1

8.1.5.3 ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2




รูปที่ 8.24 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2

จากรูปที่ 8.24 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.134 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 148 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 2 มีค่าประมาณ -0.117 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 172 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.145 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 113 เดือน

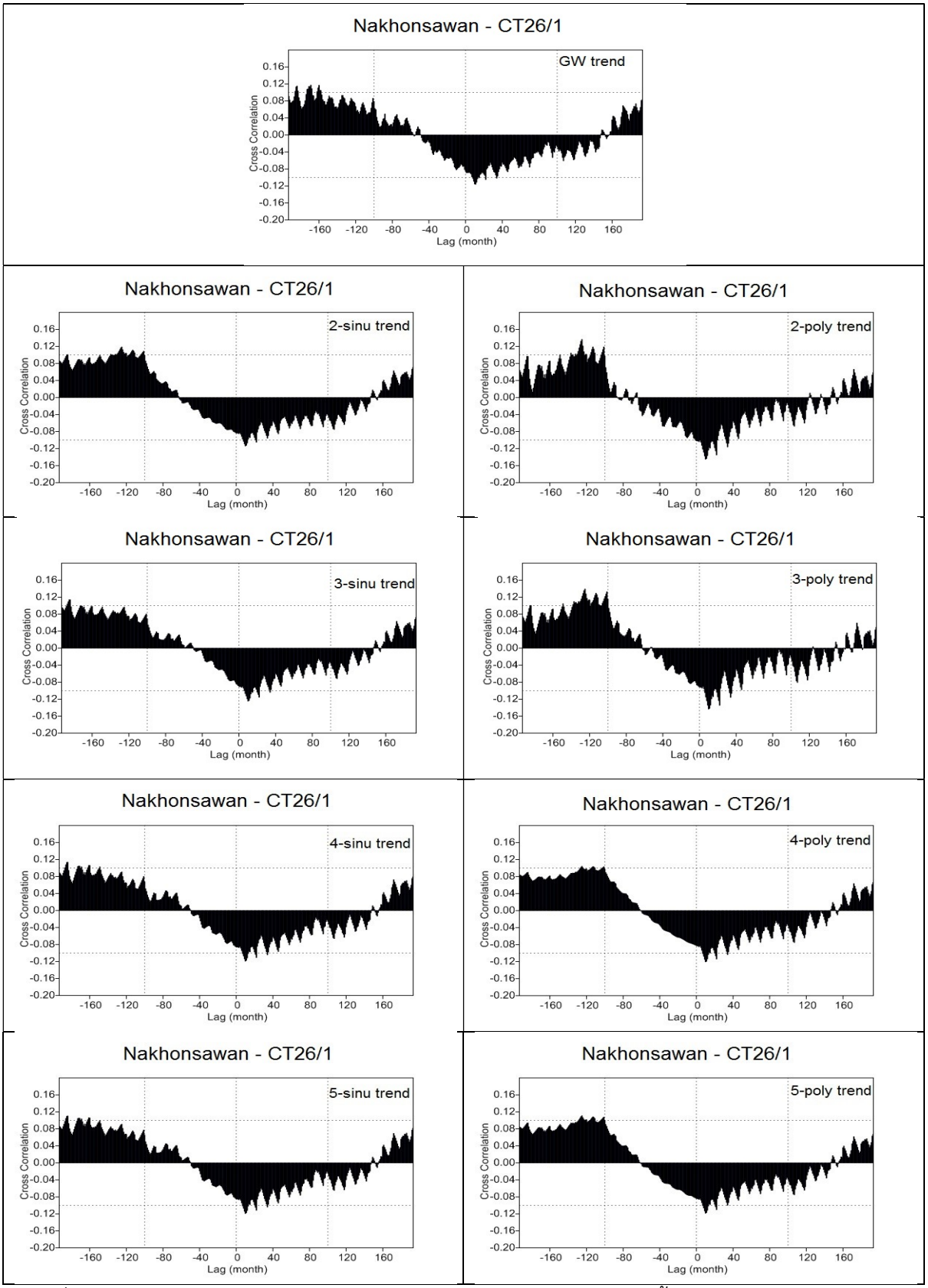
สำหรับรูปที่ 8.25 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.115 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 11 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 3 ค่าประมาณ -0.124 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

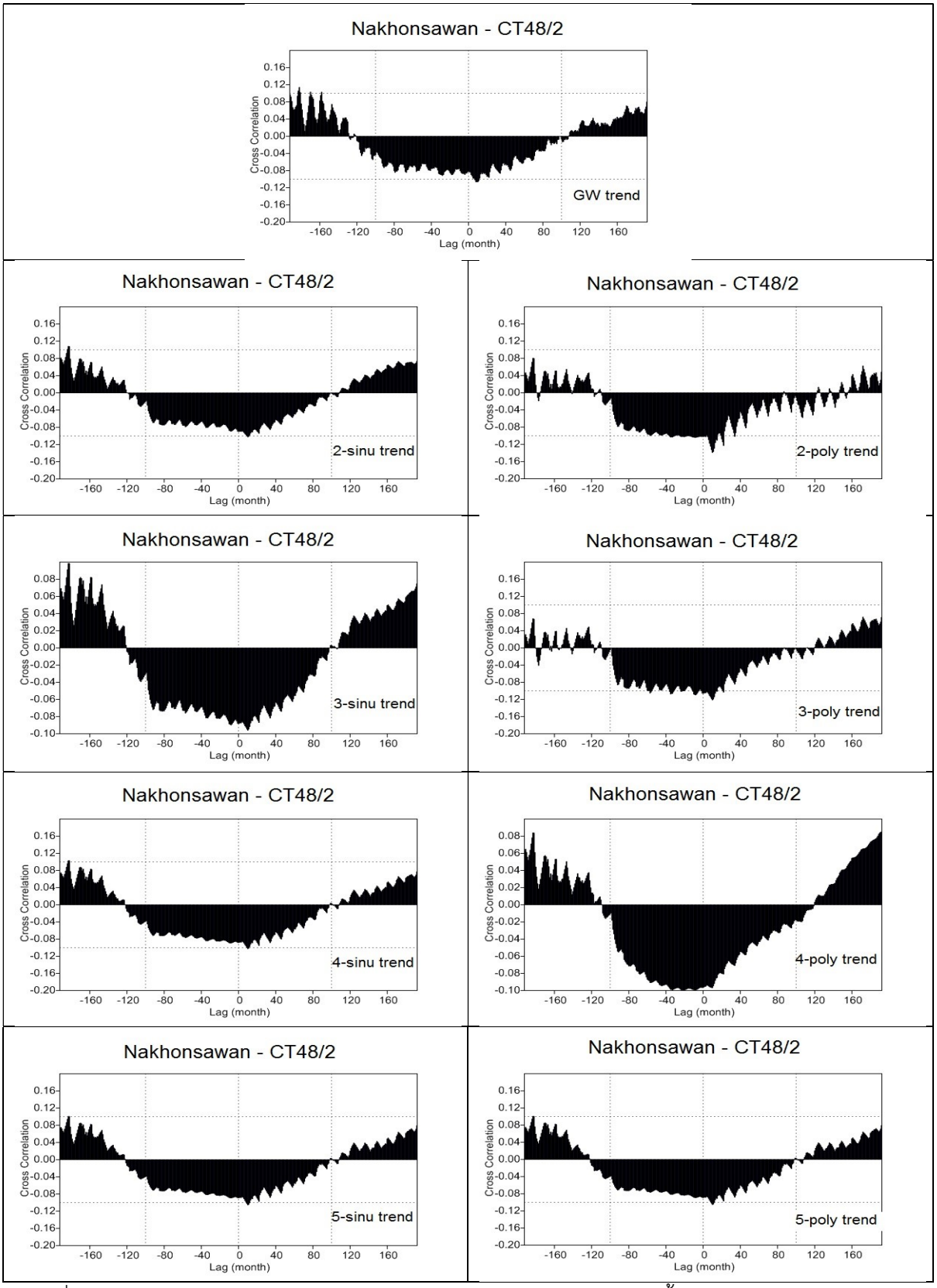
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 2 ค่าประมาณ -0.144 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

8.1.5.4 ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1




รูปที่ 8.25 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1

8.1.5.5 ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2




รูปที่ 8.26 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2

จากรูปที่ 8.26 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1980 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.106 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 9 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 5 มีค่าประมาณ -0.105 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 2 มีค่าประมาณ -0.138 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 10 เดือน

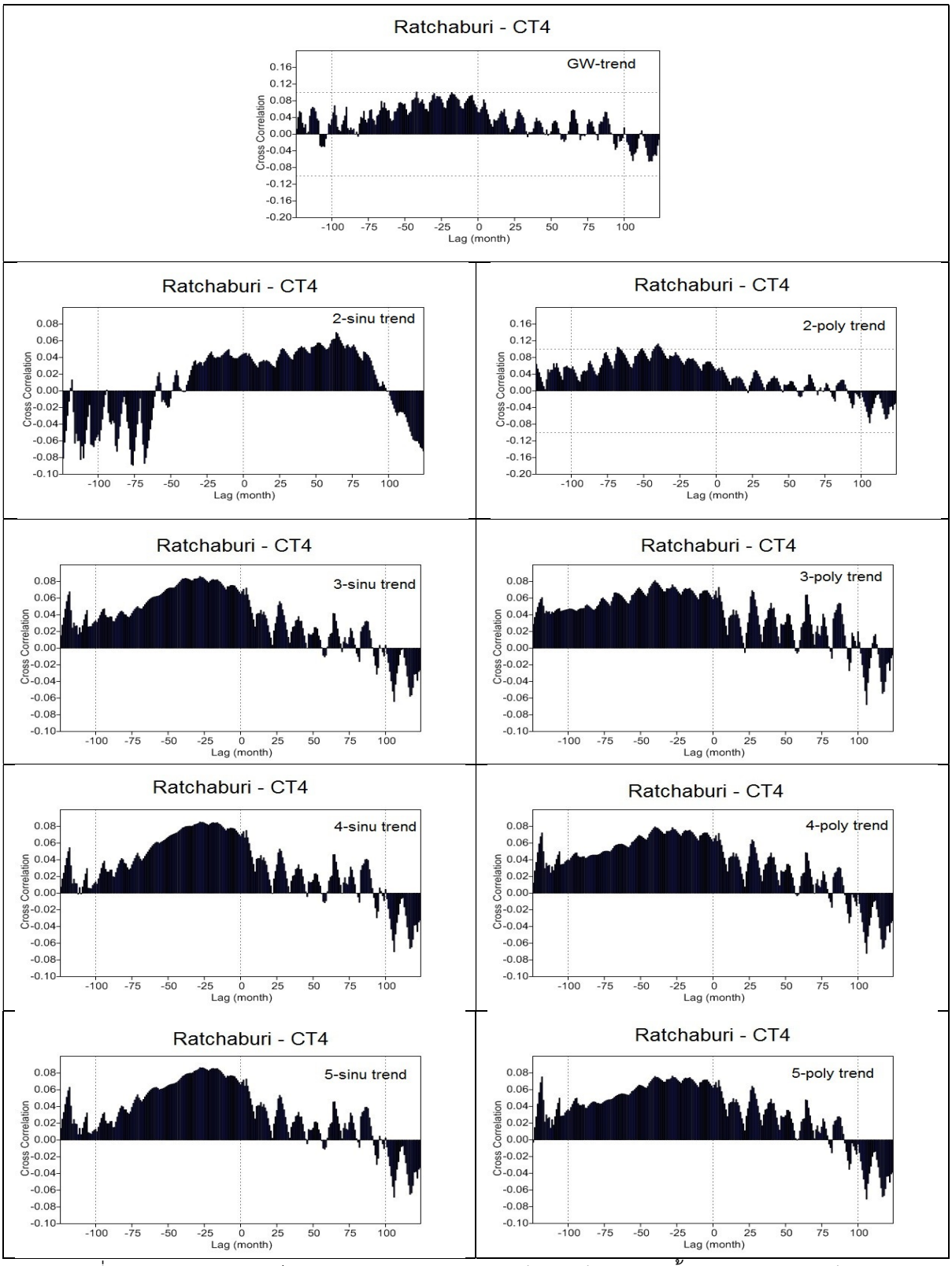
ตารางที่ 8.5 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาล

| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | -0.137 | 115 | 3 | -0.130 | 89 | 3 | -0.153 | 113 |
| CT5/2 | -0.123 | 8 | 3 | -0.136 | 10 | 2 | -0.145 | 10 |
| CT7/1 | -0.101 | 194 | 4 | -0.119 | 202 | 5 | -0.091 | 142 |
| CT17/2 | -0.134 | 148 | 2 | -0.117 | 172 | 4 | -0.145 | 113 |
| CT22/3 | -0.088 | 15 | 3 | -0.099 | 10 | 2 | -0.145 | 10 |
| CT23 | -0.106 | 11 | 2 | -0.085 | 130 | 3 | -0.130 | 10 |
| CT26/1 | -0.115 | 11 | 3 | -0.124 | 10 | 2 | -0.144 | 10 |
| CT27 | -0.089 | 15 | 4 | -0.097 | 107 | 4 | -0.096 | 107 |
| CT30/1 | -0.092 | 111 | 3 | -0.097 | 107 | 4 | -0.099 | 107 |
| CT31/2 | -0.147 | 9 | 4 | -0.099 | 178 | 5 | -0.133 | 22 |
| CT33/2 | -0.098 | 15 | 3 | -0.106 | 10 | 2 | -0.142 | 10 |
| CT35/2 | -0.100 | 137 | 2 | -0.093 | 118 | 3 | -0.114 | 142 |
| CT45 | -0.090 | 114 | 3 | -0.092 | 107 | 3 | -0.099 | 107 |
| CT48/2 | -0.106 | 9 | 5 | -0.105 | 10 | 2 | -0.138 | 10 |

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือกสรุปดังตารางที่ 8.5 พบว่าโดยภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย โดยระดับน้ำบาดาลบ่อ CT7/1 ของชั้นน้ำพระประแดงมีเวลาเหลื่อมสูงสุดอยู่ที่ประมาณ 16 ปี

### 8.1.6 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาล

8.1.6.1 ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4




รูปที่ 8.27 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT4

จากรูปที่ 8.27 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1992 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 18 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.065 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 2 มีค่าประมาณ -0.072 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 124 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 2 มีค่าประมาณ -0.076 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 106 เดือน

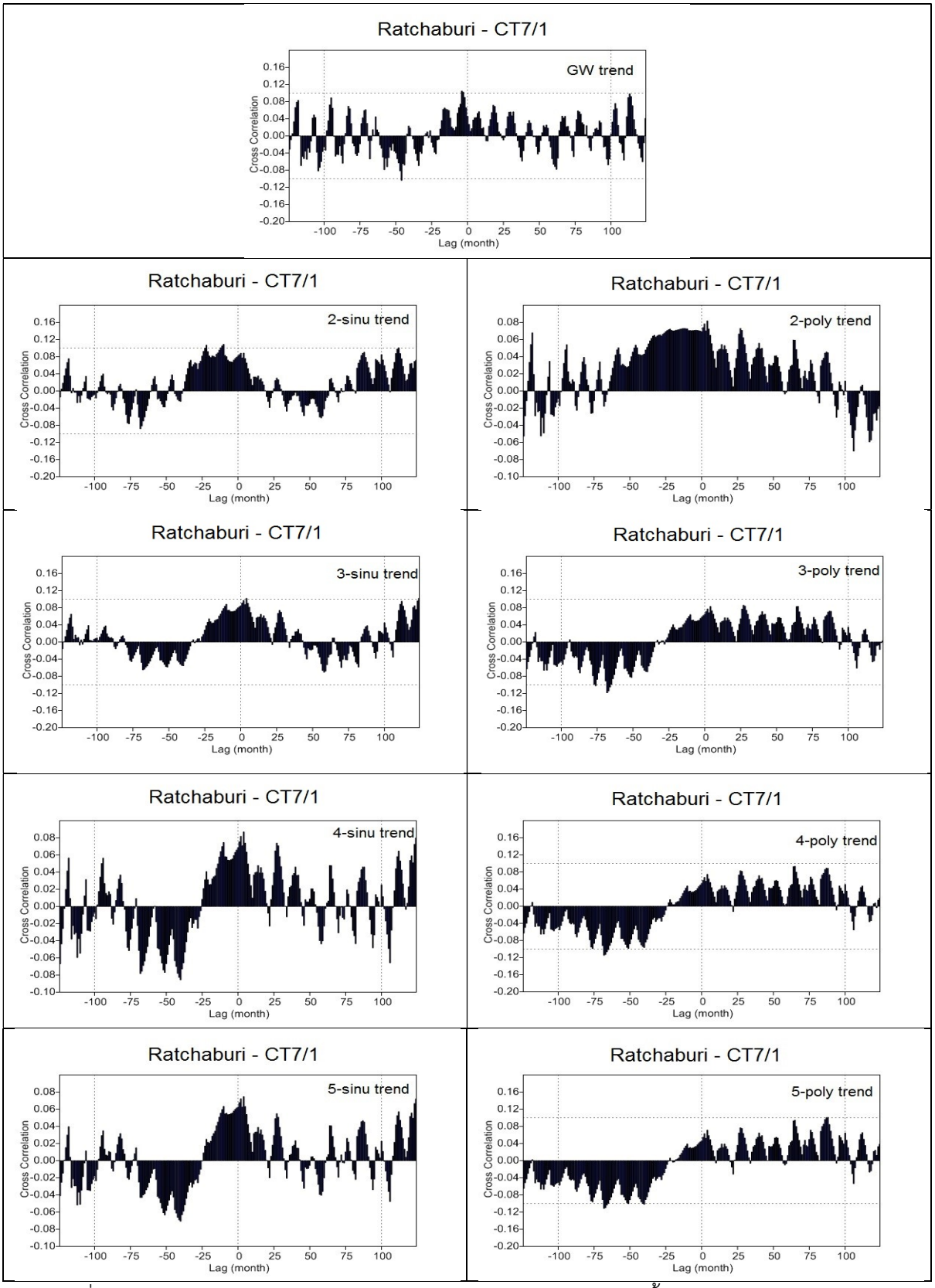
สำหรับรูปที่ 8.28 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1992 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 18 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.102 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 2 มีค่าประมาณ -0.074 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

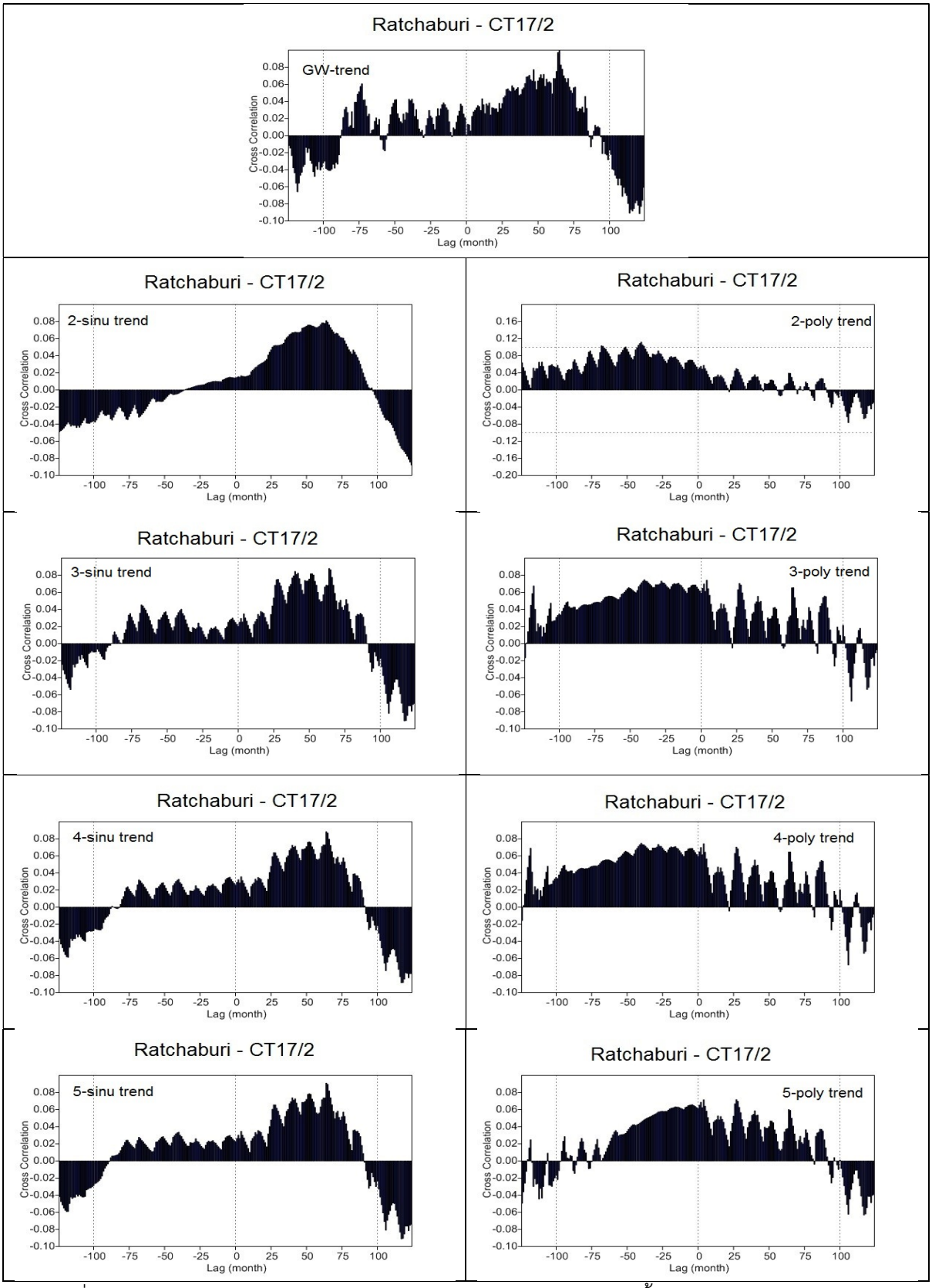
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.072 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

8.1.6.2 ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1




รูปที่ 8.28 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT7/1

8.1.6.3 ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2




รูปที่ 8.29 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT17/2

จากรูปที่ 8.29 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1992 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 18 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.094 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 116 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.089 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.067 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 106 เดือน

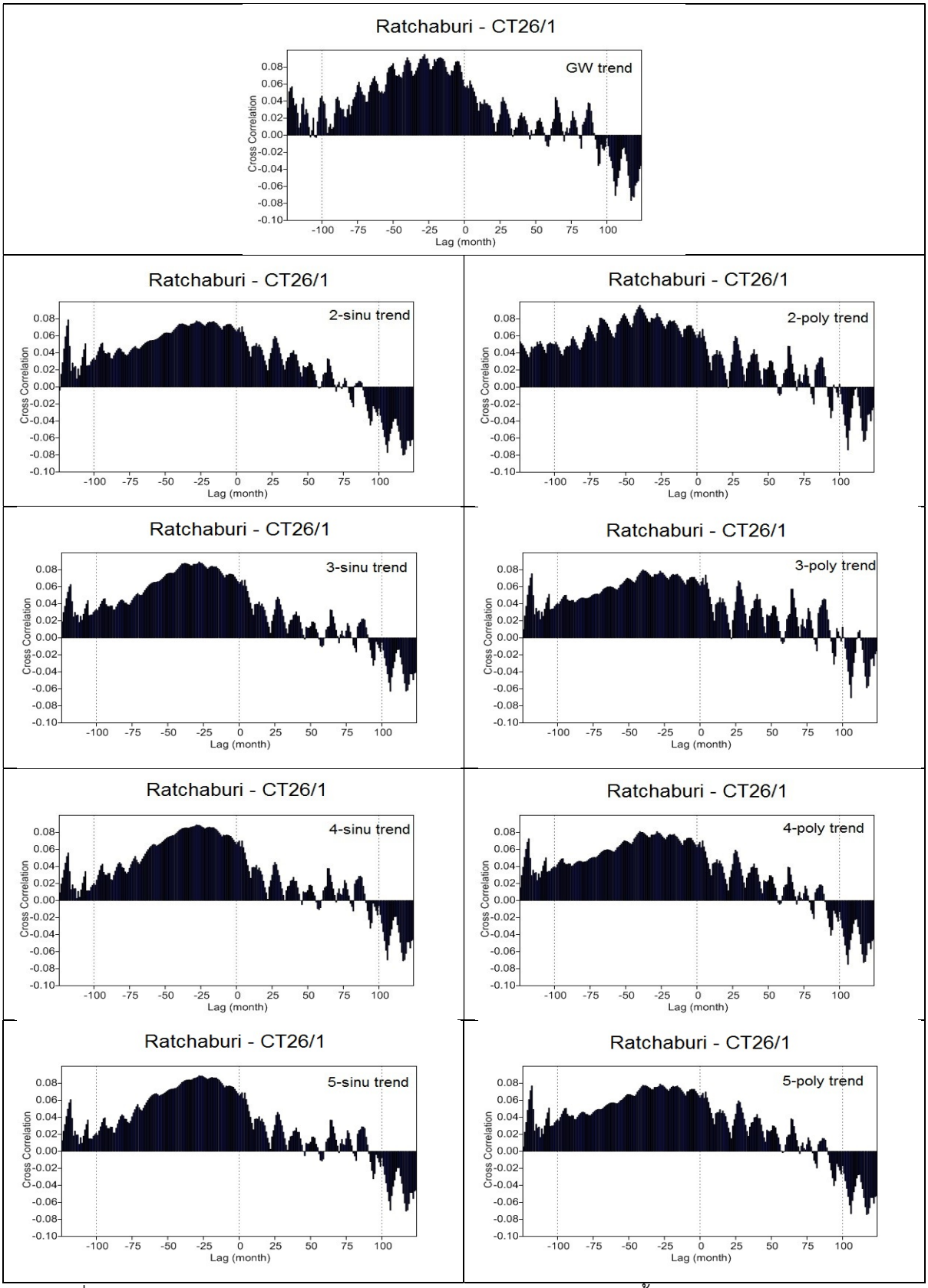
สำหรับรูปที่ 8.30 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1992 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 18 ปี โดยที่ค่าในแกนตั้ง คือ สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์และค่าในแกนนอน คือ เวลาการเหลื่อมกันของข้อมูล (lag) กรณีนี้จะพิจารณาจากเลขศูนย์ไปทางขวามือซึ่งมีความหมายว่า ปริมาณฝนมีพฤติกรรมนำหน้าระดับน้ำบาดาล โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.076 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 2 ค่าประมาณ -0.080 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

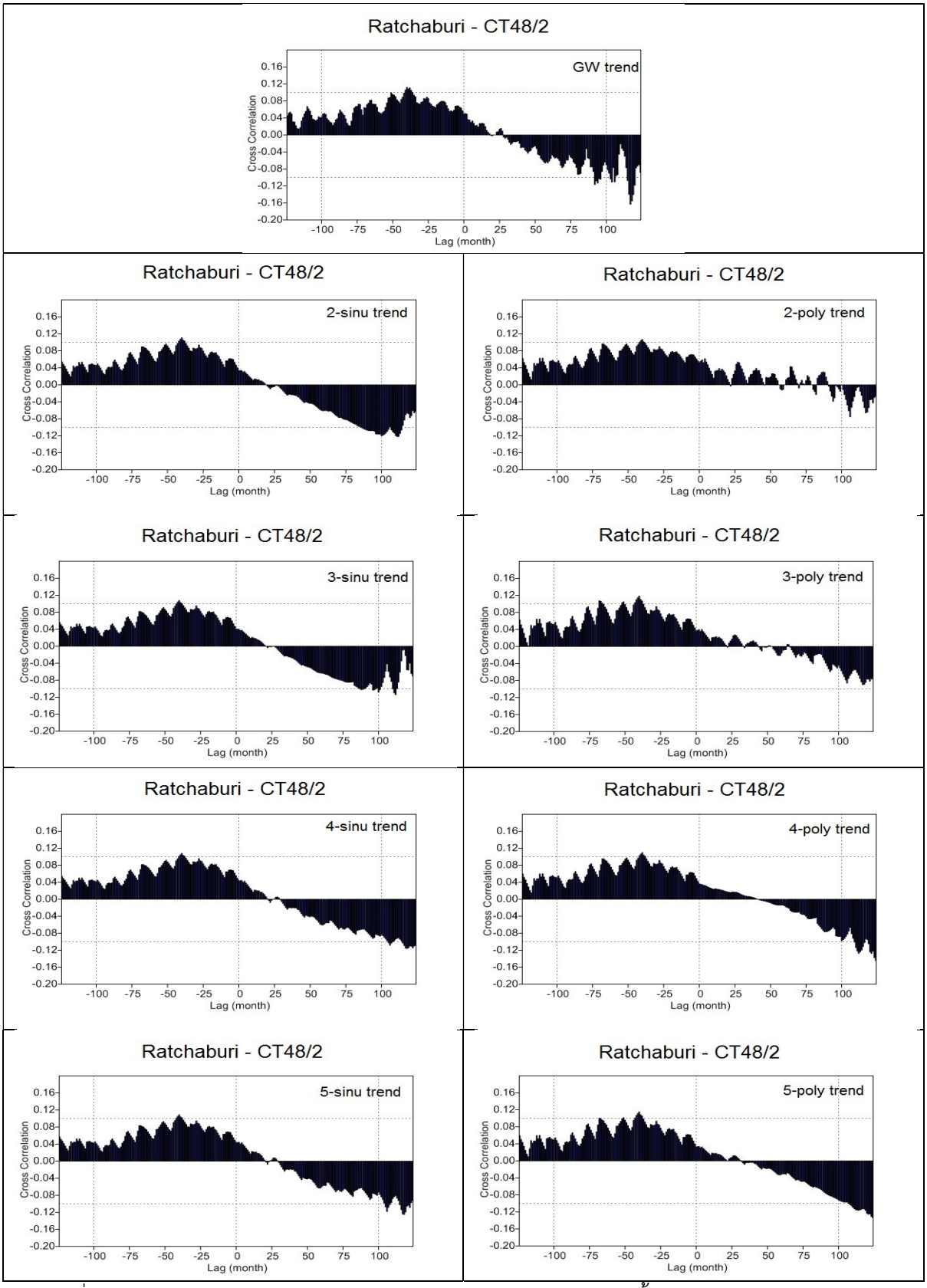
และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อยมาก แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 4 ค่าประมาณ -0.074 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 106 เดือน

8.1.6.4 ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1




รูปที่ 8.30 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT26/1

8.1.6.5 ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2




รูปที่ 8.31 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝน ณ สถานีราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลของสถานี CT48/2

จากรูปที่ 8.31 แสดงค่าผลการวิเคราะห์หาสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2 อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1992 - 2010 รวมช่วงเวลาประมาณ 18 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนสถานีจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลทั้ง 3 แบบสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้นมีค่าความสัมพันธ์น้อย โดยค่าสูงสุดอยู่ที่ประมาณ -0.162 ที่ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 117 เดือน

ปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 5 มีค่าประมาณ -0.124 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 118 เดือน

และปริมาณฝนกับระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะให้ค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับ 4 มีค่าประมาณ -0.143 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 124 เดือน

ตารางที่ 8.6 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและเวลาเหลื่อมระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาล

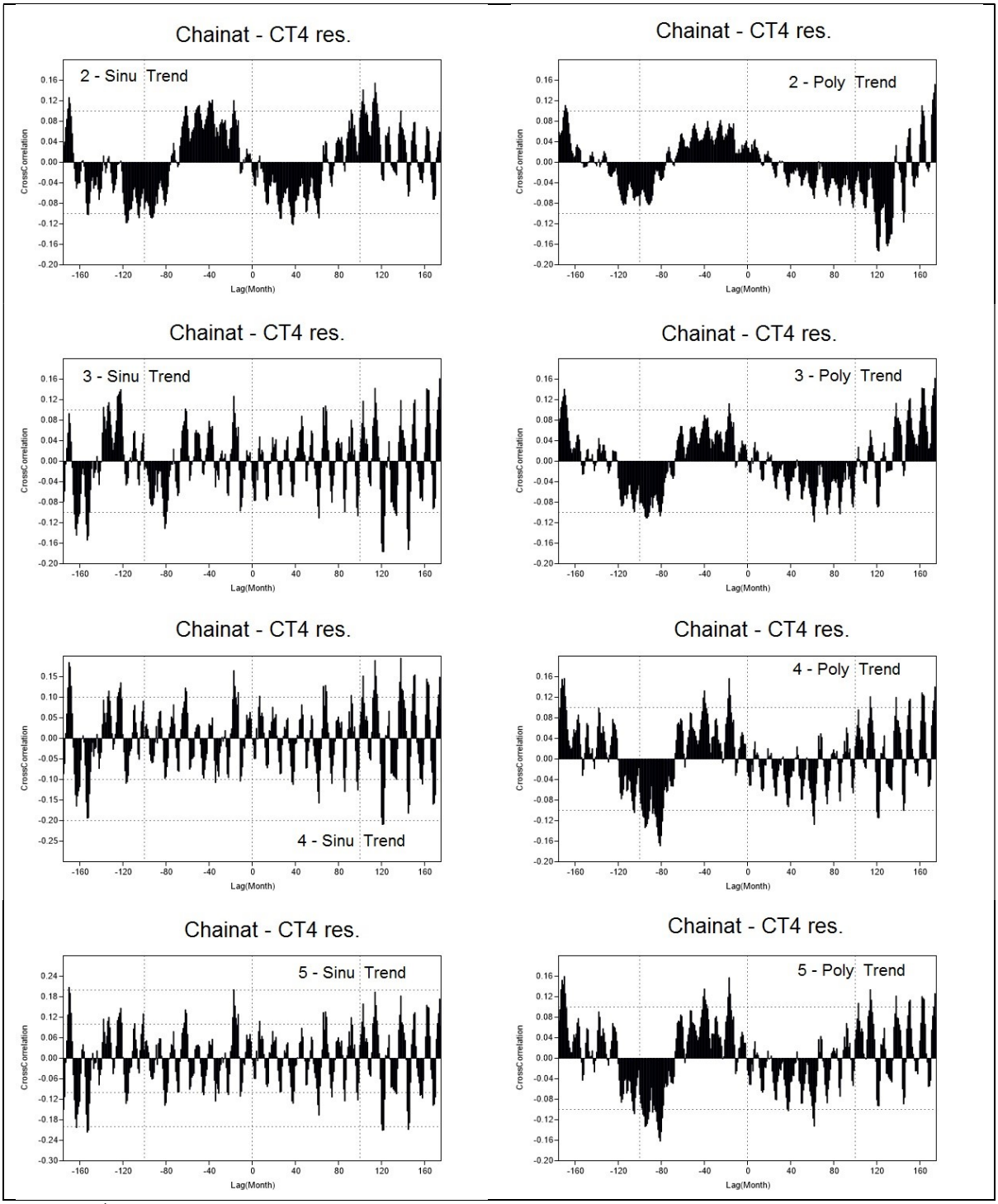
| station | Initial GW | | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | coef. | lag | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | -0.065 | 117 | 2 | -0.072 | 124 | 2 | -0.076 | 106 |
| CT5/2 | -0.049 | 106 | 2 | -0.068 | 106 | 2 | -0.074 | 106 |
| CT7/1 | -0.102 | 117 | 2 | -0.074 | 117 | 5 | -0.072 | 117 |
| CT17/2 | -0.094 | 116 | 3 | -0.089 | 117 | 4 | -0.067 | 106 |
| CT22/3 | -0.090 | 119 | 2 | -0.087 | 117 | 5 | -0.079 | 117 |
| CT23 | -0.081 | 106 | 2 | -0.068 | 124 | 2 | -0.076 | 106 |
| CT26/1 | -0.076 | 117 | 2 | -0.080 | 117 | 4 | -0.074 | 106 |
| CT27 | -0.063 | 121 | 4 | -0.074 | 106 | 2 | -0.071 | 106 |
| CT30/1 | -0.116 | 123 | 4 | -0.084 | 117 | 2 | -0.071 | 106 |
| CT31/2 | -0.159 | 119 | 2 | -0.086 | 22 | 5 | -0.106 | 58 |
| CT33/2 | -0.075 | 118 | 2 | -0.082 | 117 | 5 | -0.076 | 117 |
| CT35/2 | -0.104 | 118 | 5 | -0.102 | 106 | 5 | -0.077 | 124 |
| CT45 | -0.079 | 124 | 5 | -0.080 | 117 | 5 | -0.077 | 106 |
| CT48/2 | -0.162 | 117 | 5 | -0.124 | 118 | 4 | -0.143 | 124 |

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลขั้นต้น ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือก สรุปดังตารางที่ 8.6 พบว่าโดยภาพรวมแล้วมีความสัมพันธ์กันน้อย โดยระดับน้ำบาดาลเกือบทุกบ่อมีค่าเวลาเหลื่อมอยู่ที่ประมาณ 10 ปี ทั้งนี้อาจเป็นเพราะข้อมูลน้ำฝนที่ใช้วิเคราะห์มีช่วงเวลาเพียง 18 ปี จึงทำให้ค่าเวลาเหลื่อมที่ได้น้อยกว่ากรณีวิเคราะห์ด้วยฝนจากพื้นที่อื่นๆ

## 8.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับเศษเหลือระดับน้ำบาดาลหลังจากการแยกแนวโน้ม

### 8.2.1 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

8.2.1.1 ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4




รูปที่ 8.32 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 8.32

จากรูปที่ 8.32 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาท กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.211 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 121 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 2 มีค่าประมาณ -0.173 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 122 เดือน

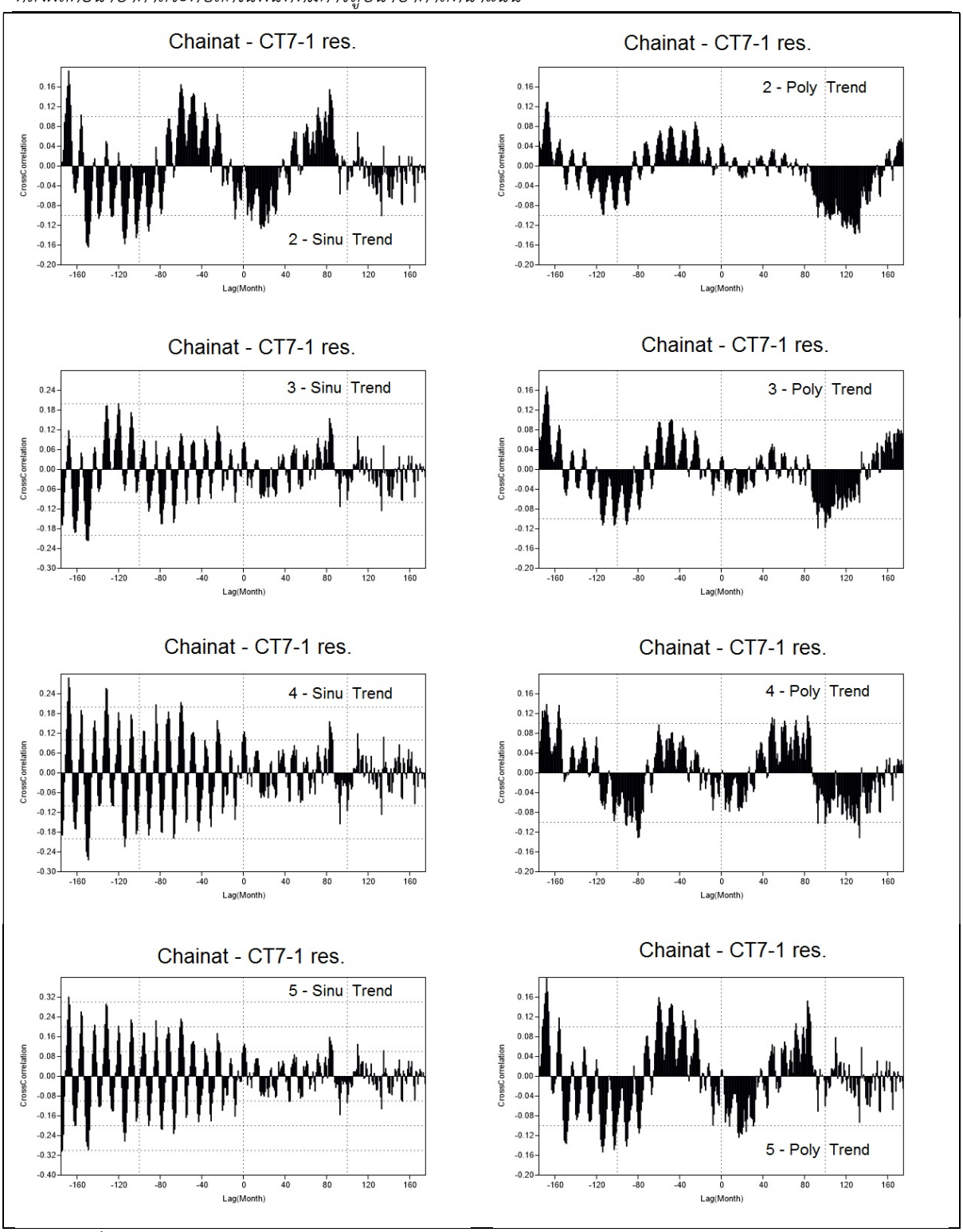
8.2.1.2 ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.33

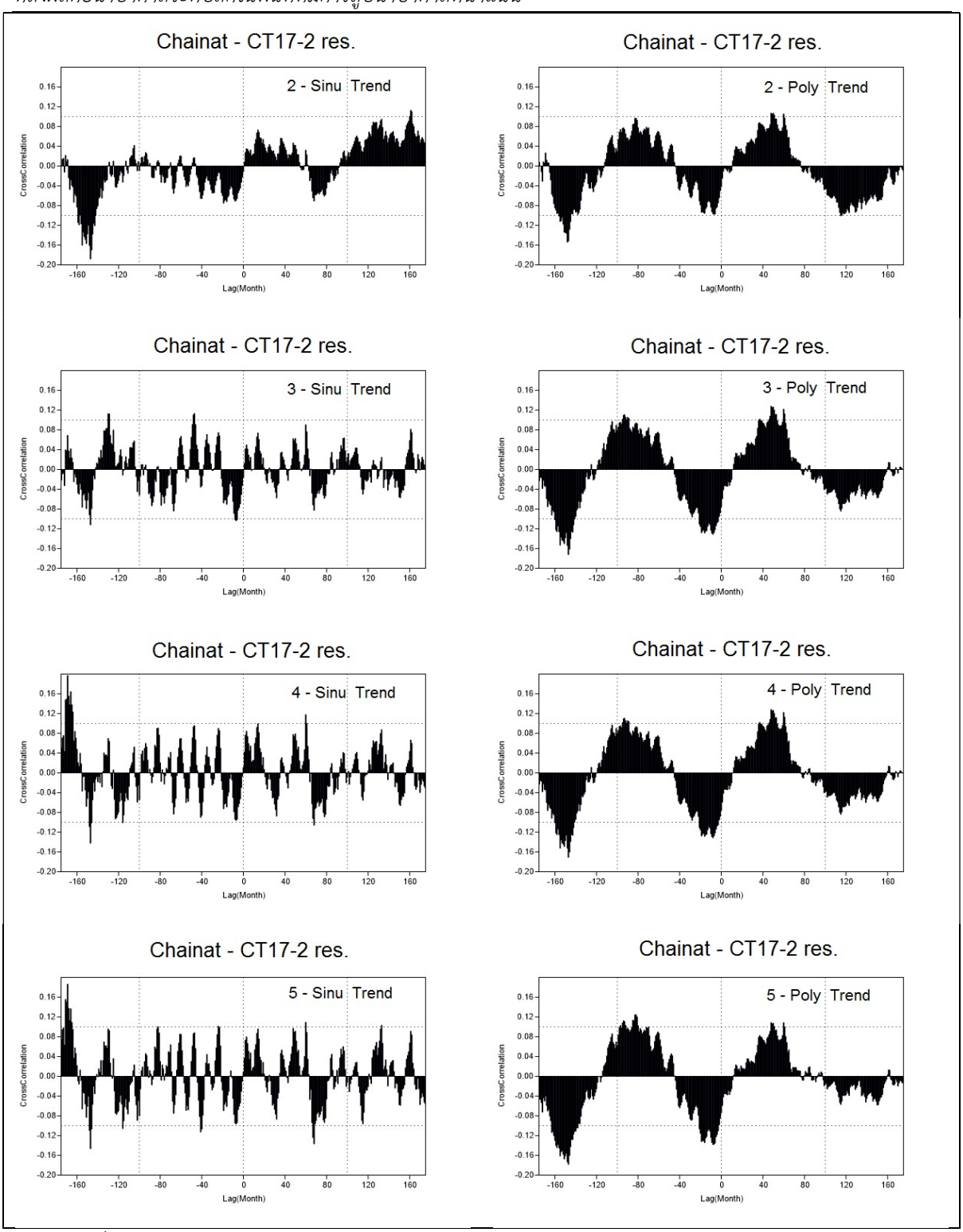
โดยรูปที่ 8.33 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1978 - 2010 ประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาท กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.305 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 175 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.153 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 114 เดือน




รูปที่ 8.33 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT7/1




รูปที่ 8.34 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT17/2

8.2.1.3 ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.34

โดยรูปที่ 8.34 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาท กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 2 มีค่าประมาณ -0.188 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 147 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.178 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 147 เดือน

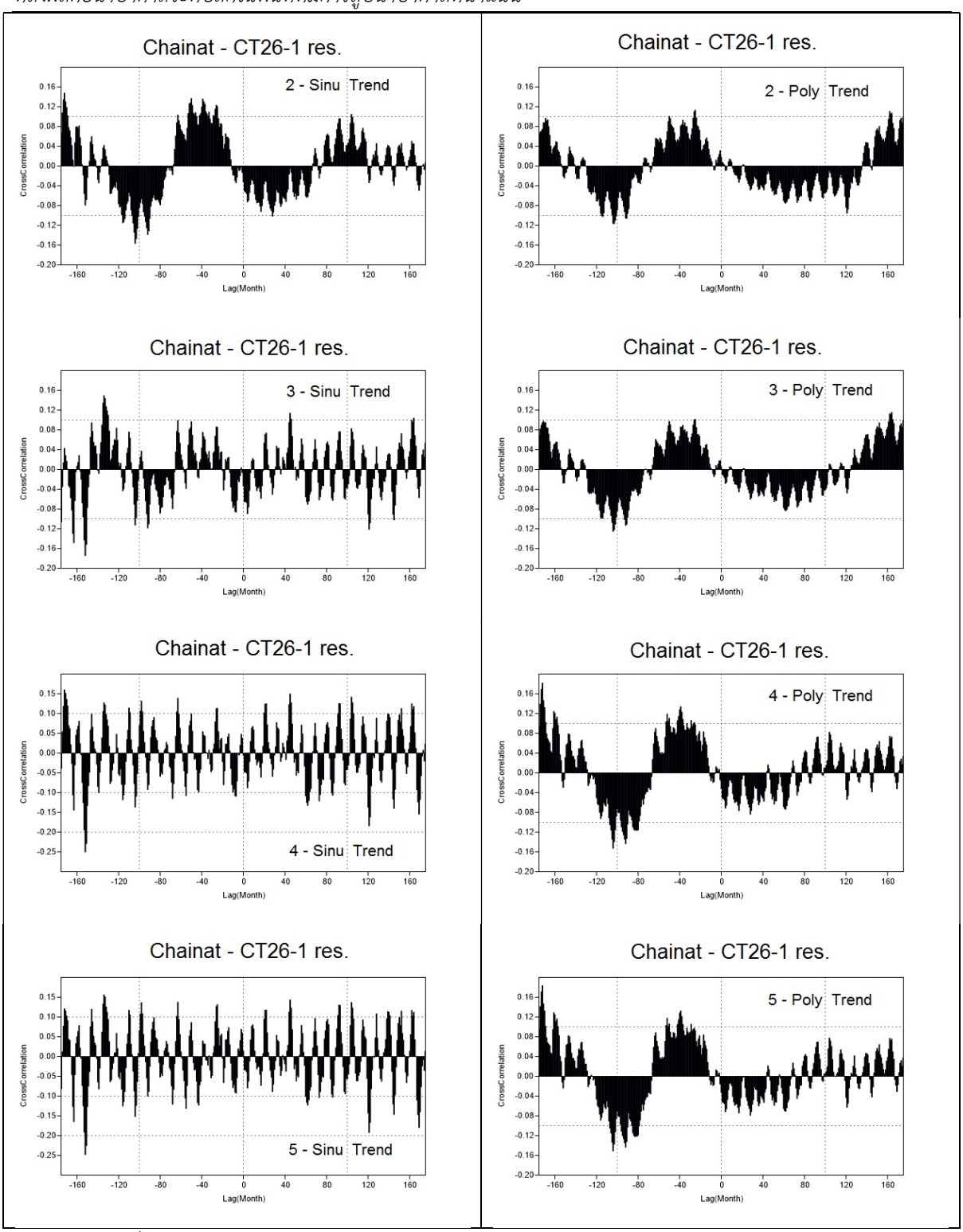
8.2.1.4 ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.35

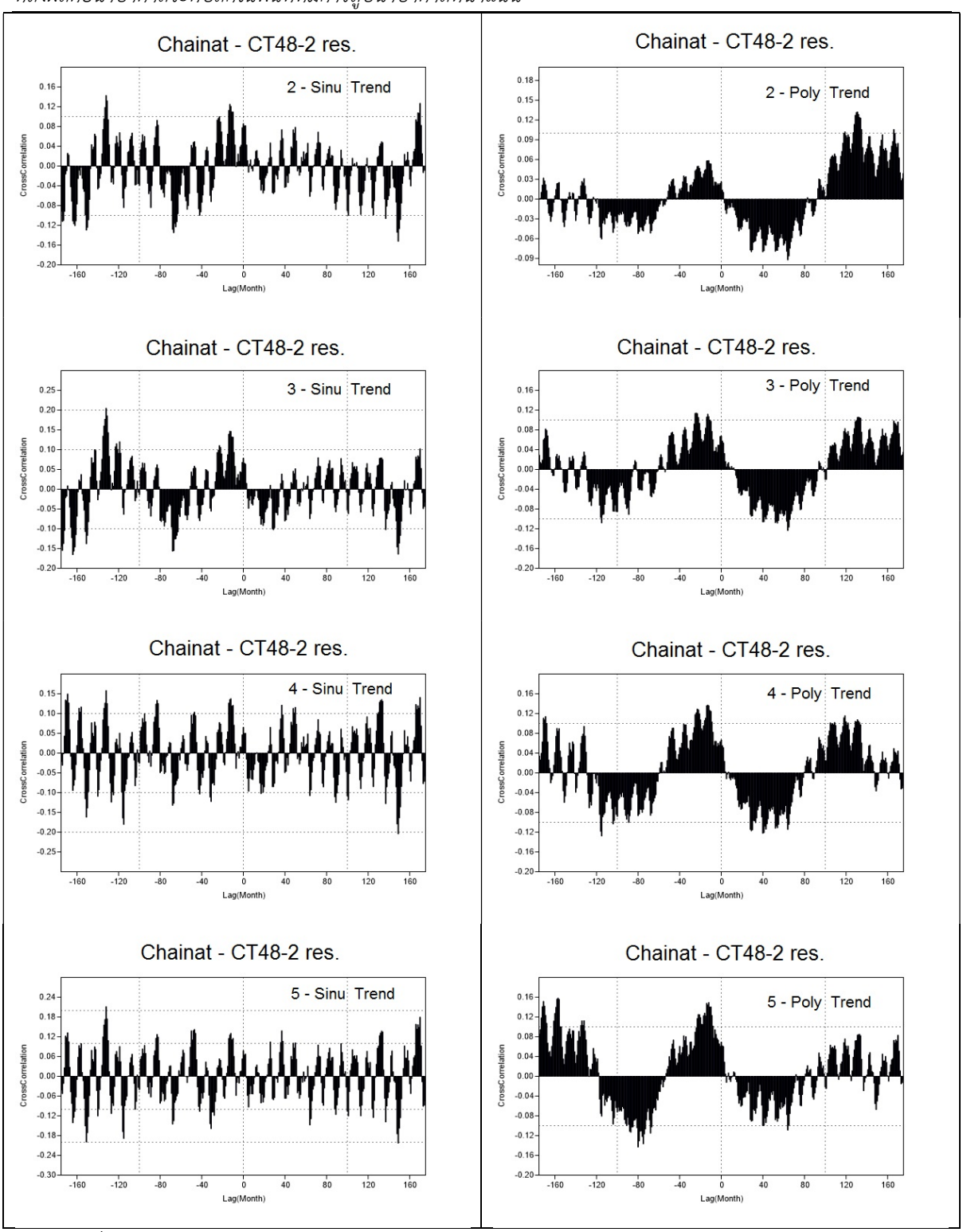
โดยรูปที่ 8.35 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาท กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.250 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 152 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.153 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 104 เดือน




รูปที่ 8.35 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT26/1




รูปที่ 8.36 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT48/2

8.2.1.5 ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.36

โดยรูปที่ 8.36 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.199 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 151 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.143 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 80 เดือน

ตารางที่ 8.7 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมที่ได้จากการวิเคราะห์ปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของแต่ละสถานีที่คัดเลือก

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 5 | -0.211 | 121 | 2 | -0.173 | 122 |
| CT5/2 | 5 | -0.186 | 137 | 3 | -0.144 | 135 |
| CT7/1 | 5 | -0.305 | 175 | 5 | -0.153 | 114 |
| CT17/2 | 2 | -0.188 | 147 | 5 | -0.178 | 147 |
| CT22/3 | 5 | -0.201 | 152 | 3 | -0.110 | 92 |
| CT23 | 4 | -0.345 | 151 | 5 | -0.211 | 103 |
| CT26/1 | 4 | -0.250 | 152 | 4 | -0.153 | 104 |
| CT27 | 3 | -0.224 | 139 | 5 | -0.181 | 103 |
| CT30/1 | 5 | -0.264 | 152 | 5 | -0.306 | 151 |
| CT31/2 | 5 | -0.196 | 105 | 5 | -0.172 | 116 |
| CT33/2 | 5 | -0.385 | 152 | 3 | -0.124 | 92 |
| CT35/2 | 4 | -0.357 | 103 | 3 | -0.146 | 103 |
| CT45 | 4 | -0.214 | 150 | 4 | -0.256 | 150 |
| CT48/2 | 5 | -0.199 | 151 | 4 | -0.127 | 115 |

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือก ดังแสดงในตารางที่ 8.7 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดชัยนาทกับระดับน้ำบาดาลจากตารางที่ 8.1 โดยเฉลี่ยแล้วประมาณร้อยละ 100 แต่ยังมีค่าความสัมพันธ์อยู่ในระดับน้อย อาจเนื่องมาจากที่ตั้งของจังหวัดชัยนาทอยู่บริเวณด้านบนของแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างทำให้การไหลของน้ำฝนที่เติมให้ชั้นน้ำบาดาลไม่ได้ไหลผ่านบ่อสังเกตุการณ์ที่ศึกษาและอาจได้รับอิทธิพลทางธรณีวิทยาของพื้นที่

### 8.2.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

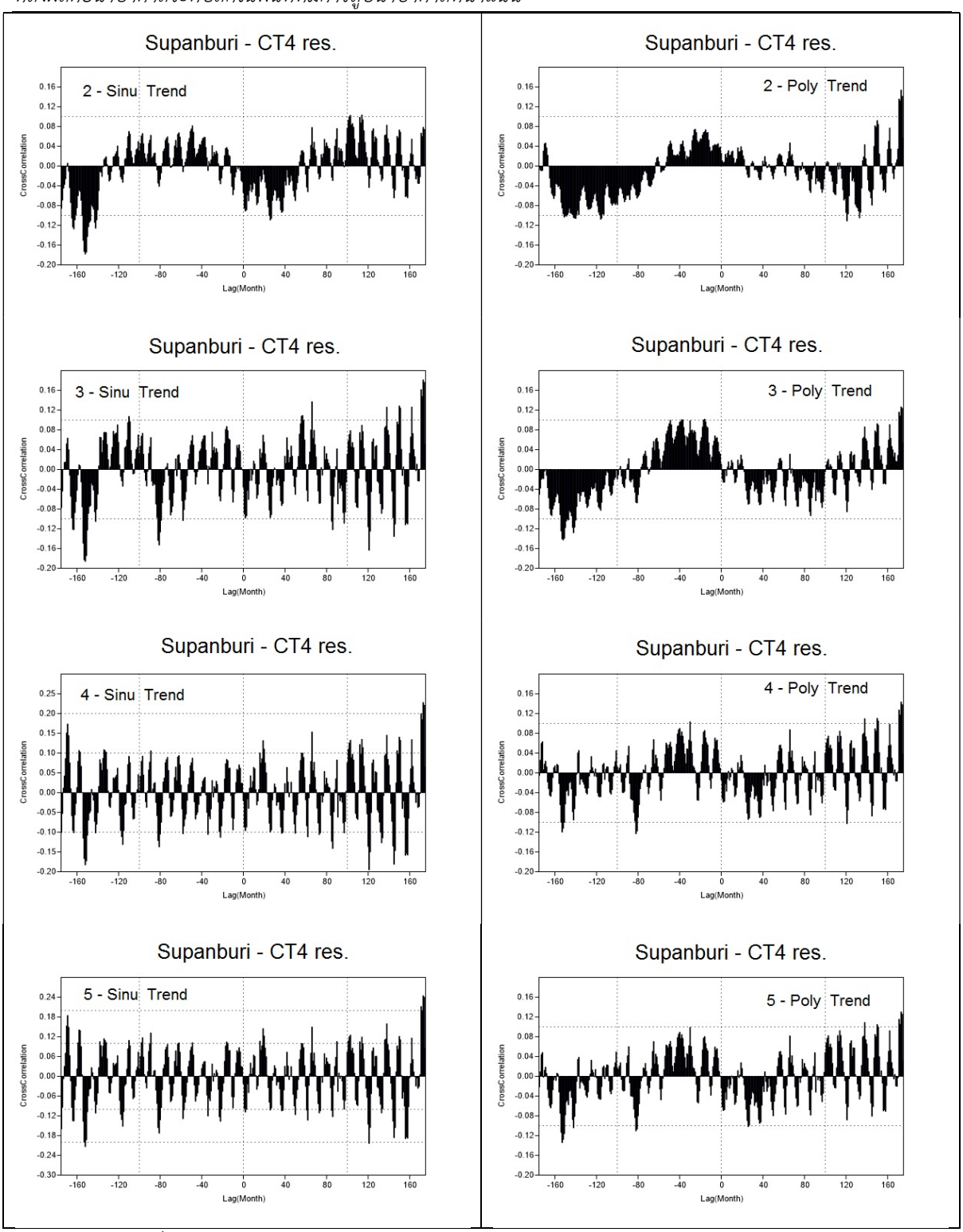
8.2.2.1 ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี *CT4*

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 8.37

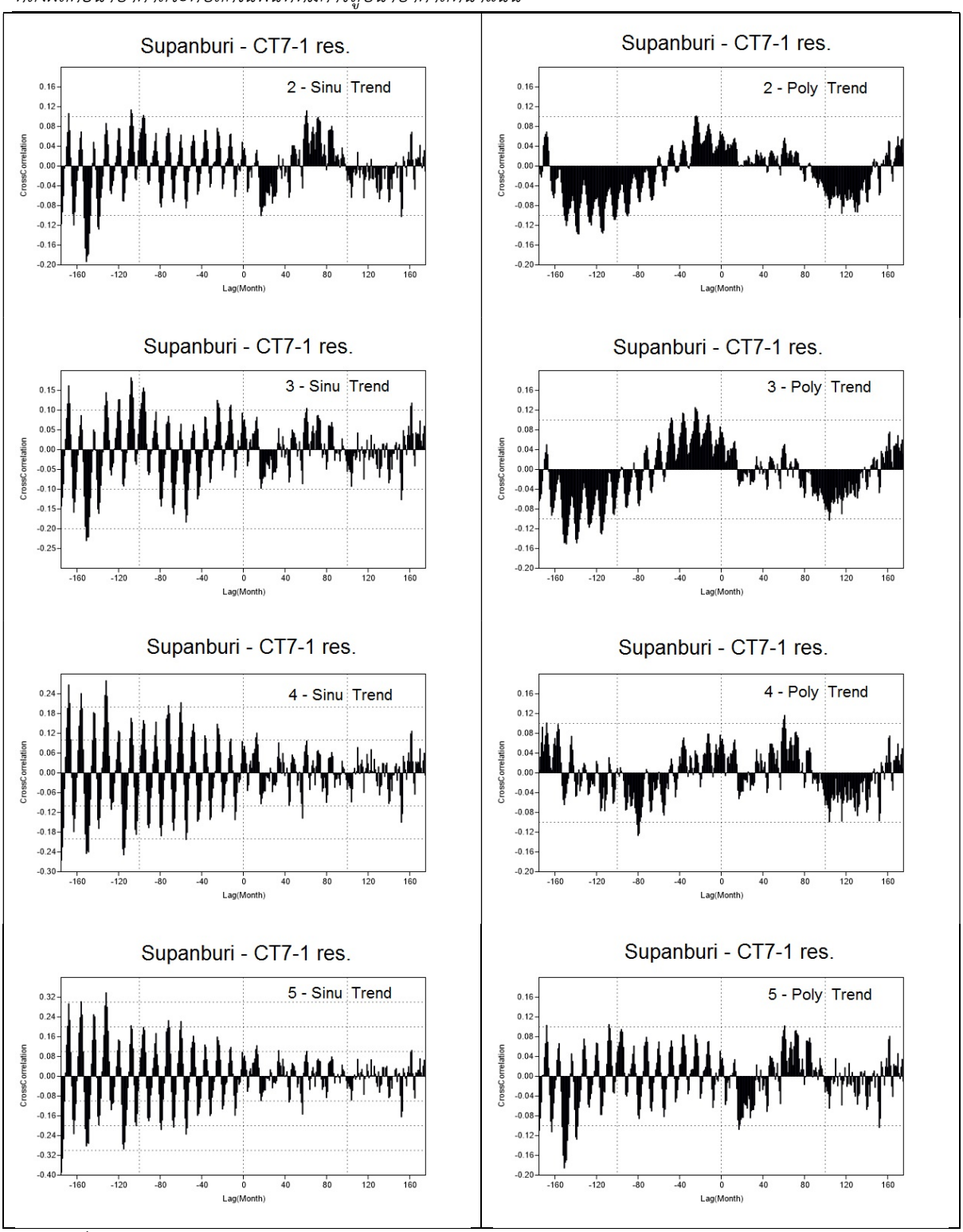
โดยรูปที่ 8.37 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.204 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 121 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 2 มีค่าประมาณ -0.111 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 121 เดือน




รูปที่ 8.37 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4




รูปที่ 8.38 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT7/1

8.2.2.2 ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.38

โดยรูปที่ 8.38 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1978 - 2010 ประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.164 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 152 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.099 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 104 เดือน

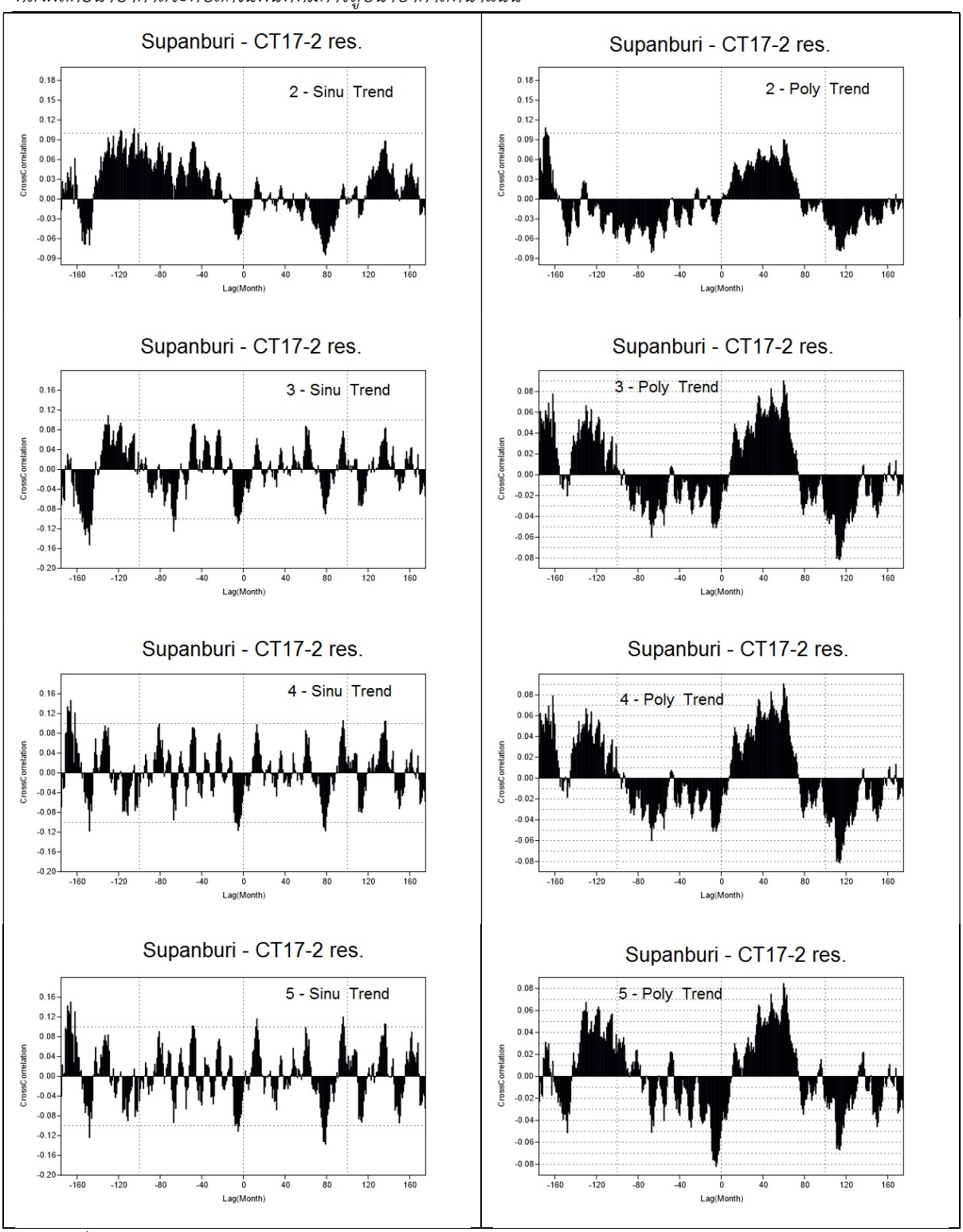
8.2.2.3 ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.39

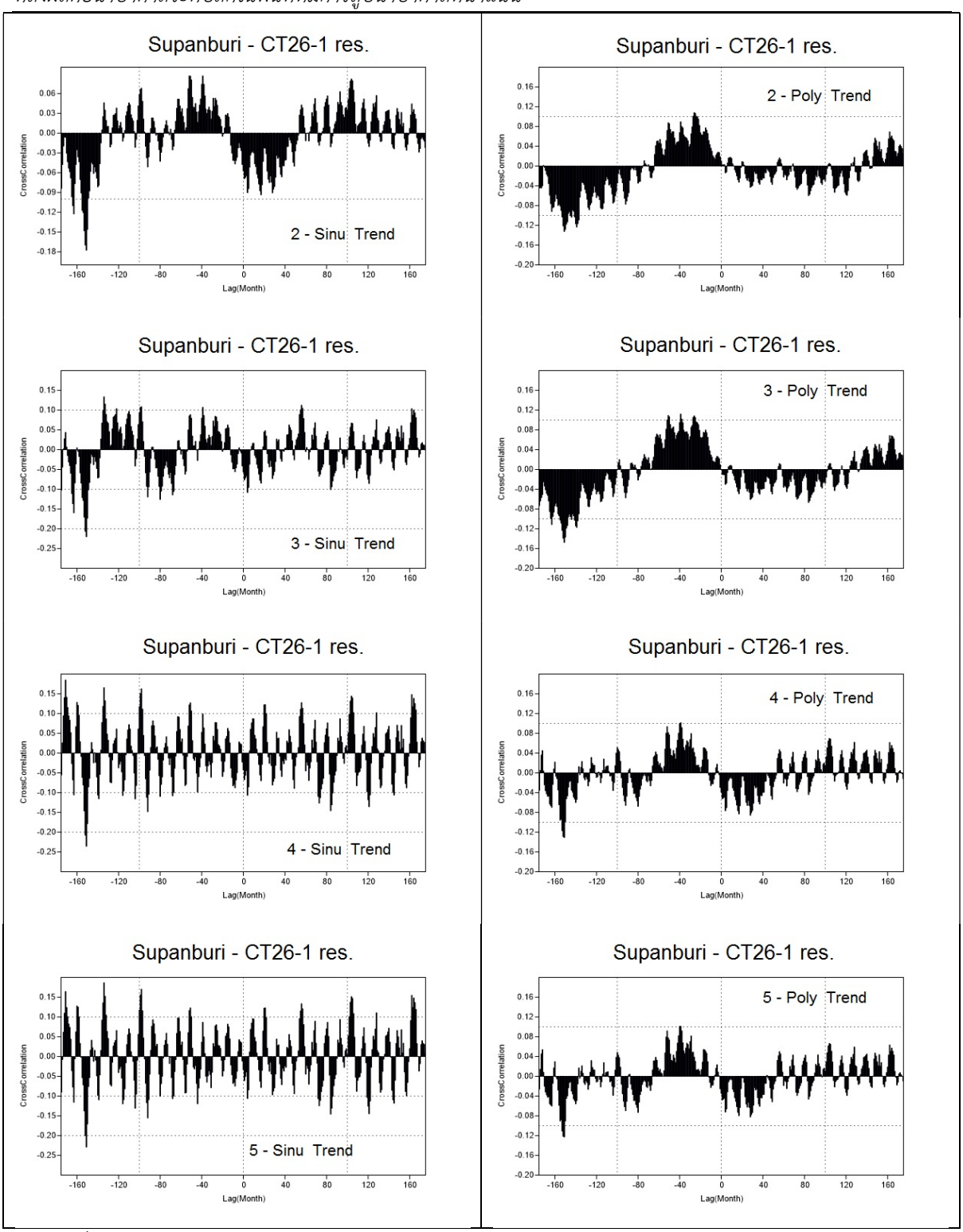
โดยรูปที่ 8.39 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.137 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 79 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.082 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 114 เดือน




รูปที่ 8.39 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT17/2




รูปที่ 8.40 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT26/1

8.2.2.4 ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.40

โดยรูปที่ 8.40 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.145 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 84 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.066 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 84 เดือน

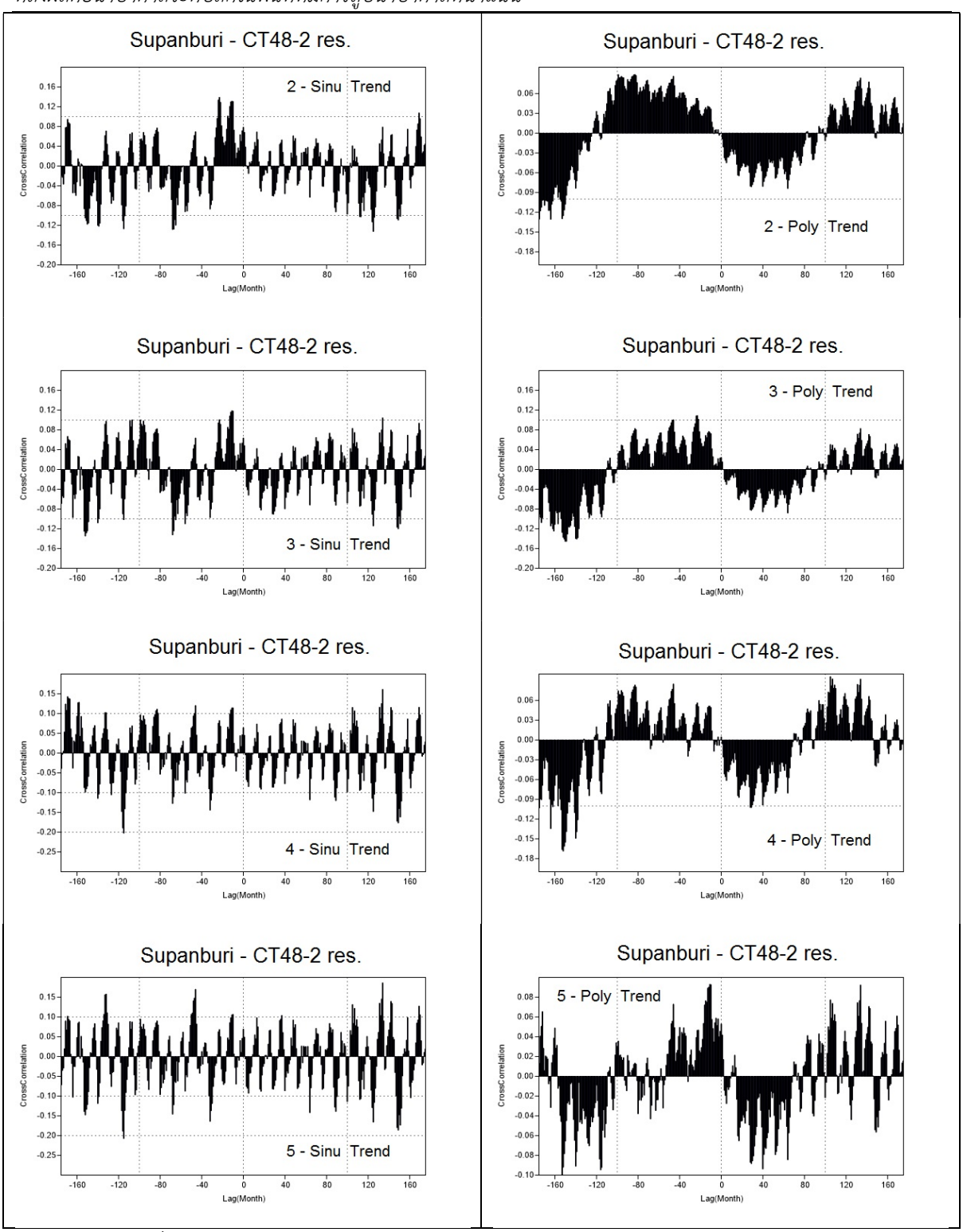
8.2.2.5 ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.41

โดยรูปที่ 8.41 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.176 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 149 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.094 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 29 เดือน




รูปที่ 8.41 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

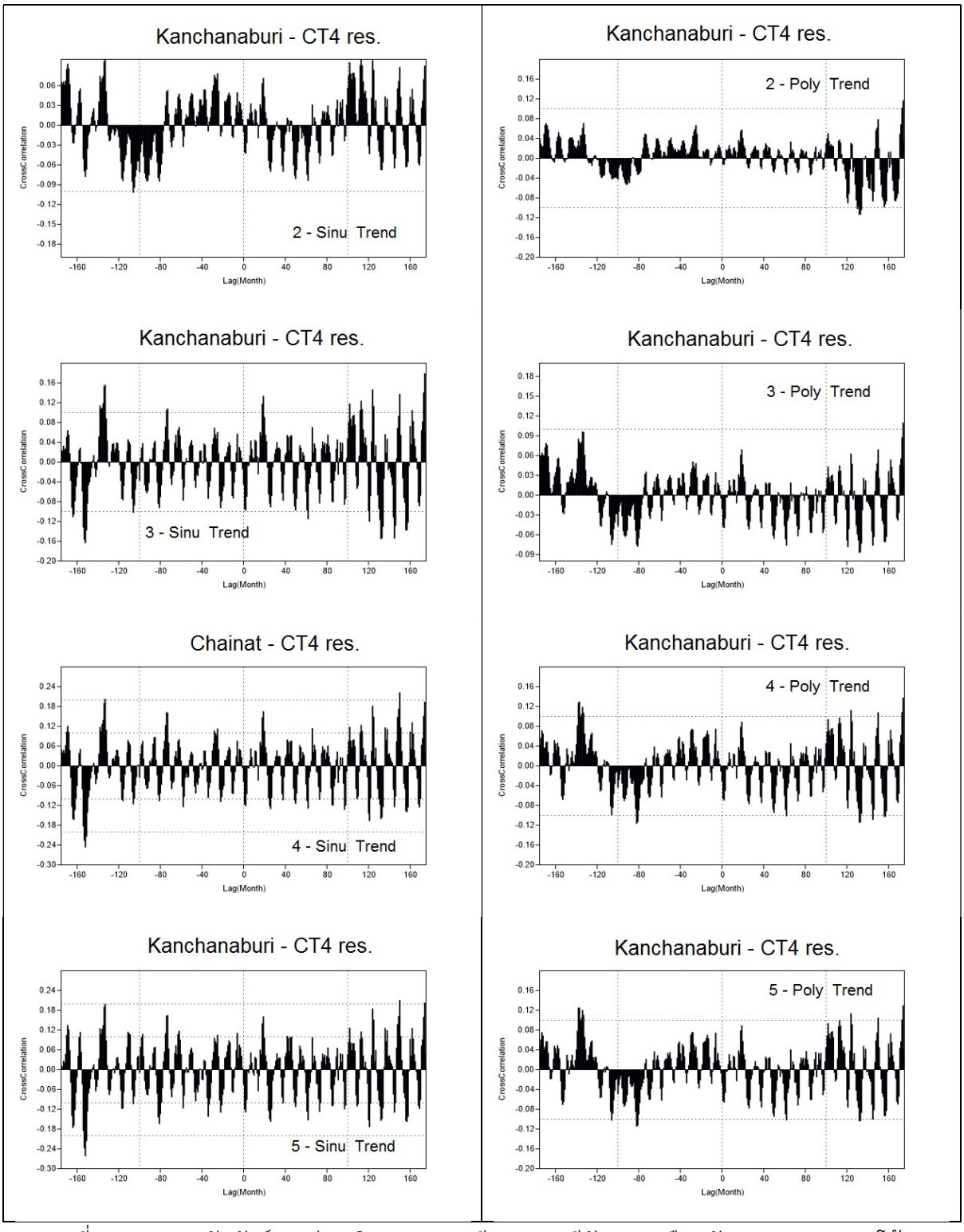
ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือก ดังแสดงในตารางที่ 8.8 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับระดับน้ำบาดาลจากตารางที่ 8.2 ประมาณ ร้อยละ 100 แต่ความสัมพันธ์อยู่ในระดับน้อยถึงแม้ว่าที่ตั้งของจังหวัดสุพรรณบุรีอยู่ใกล้บริเวณบ่อสังเกตุการณ์ที่ศึกษาก็ตาม ซึ่งอาจเกิดจากสภาพธรณีวิทยาของพื้นที่ทำให้ค่าสหสัมพันธ์แสดงถึงความเชื่อมโยงกันน้อย

ตารางที่ 8.8 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมที่ได้จากการวิเคราะห์ปริมาณฝนจังหวัดสุพรรณบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของแต่ละสถานีที่คัดเลือก

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 5 | -0.204 | 121 | 2 | -0.111 | 121 |
| CT5/2 | 5 | -0.189 | 160 | 2 | -0.095 | 127 |
| CT7/1 | 5 | -0.164 | 152 | 4 | -0.099 | 104 |
| CT17/2 | 5 | -0.137 | 79 | 3 | -0.082 | 114 |
| CT22/3 | 4 | -0.180 | 122 | 2 | -0.081 | 122 |
| CT23 | 5 | -0.168 | 170 | 2 | -0.128 | 134 |
| CT26/1 | 4 | -0.145 | 84 | 3 | -0.066 | 84 |
| CT27 | 4 | -0.162 | 121 | 4 | -0.121 | 121 |
| CT30/1 | 4 | -0.190 | 87 | 2 | -0.121 | 111 |
| CT31/2 | 4 | -0.162 | 164 | 5 | -0.139 | 164 |
| CT33/2 | 4 | -0.314 | 159 | 3 | -0.112 | 87 |
| CT35/2 | 5 | -0.320 | 137 | 2 | -0.120 | 100 |
| CT45 | 2 | -0.151 | 112 | 5 | -0.132 | 113 |
| CT48/2 | 4 | -0.176 | 149 | 3 | -0.087 | 64 |

### 8.2.3 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

8.2.3.1 ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4




รูปที่ 8.42 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 8.42

โดยรูปที่ 8.42 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.173 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 121 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 2 มีค่าประมาณ -0.173 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 122 เดือน

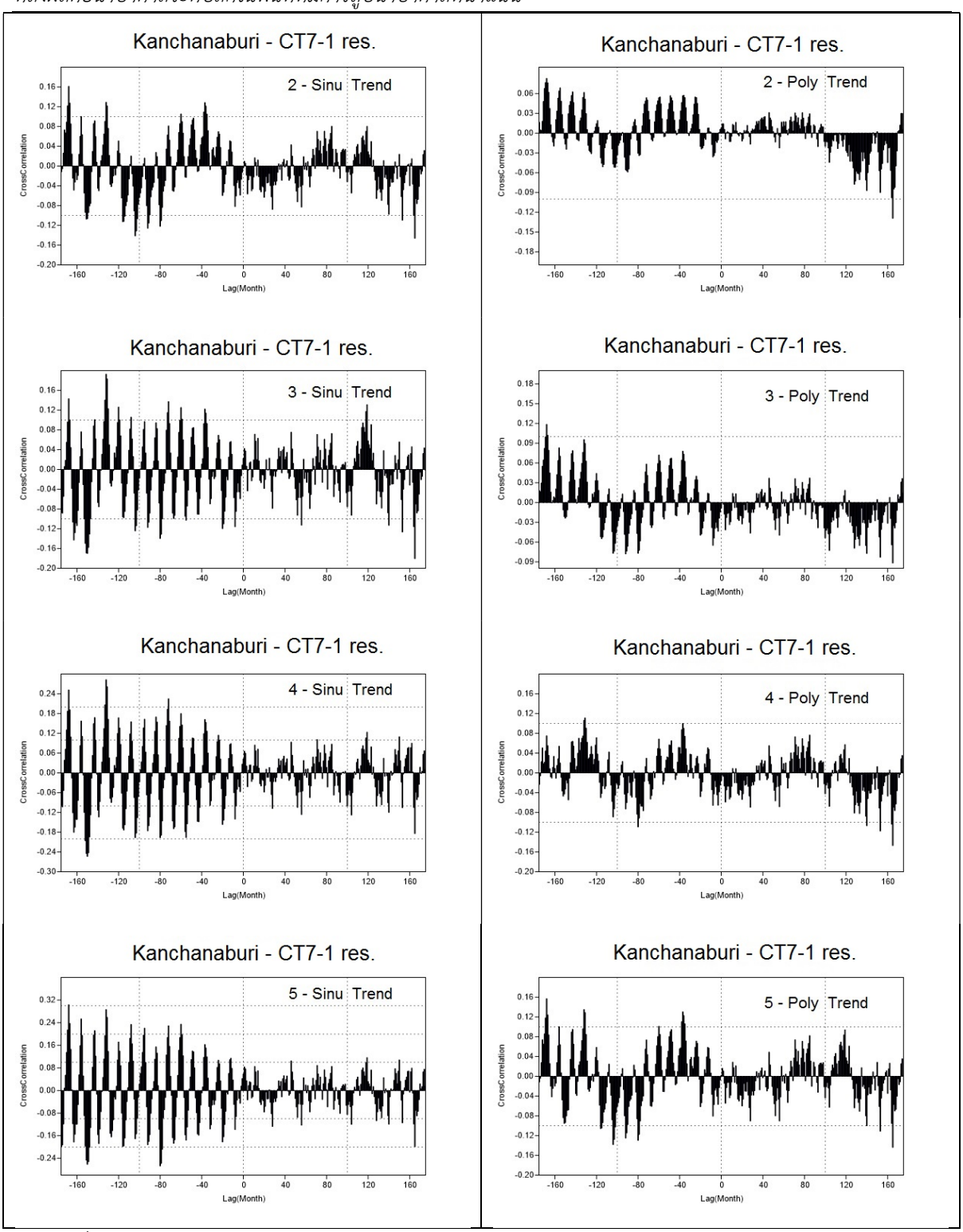
8.2.3.2 ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.43

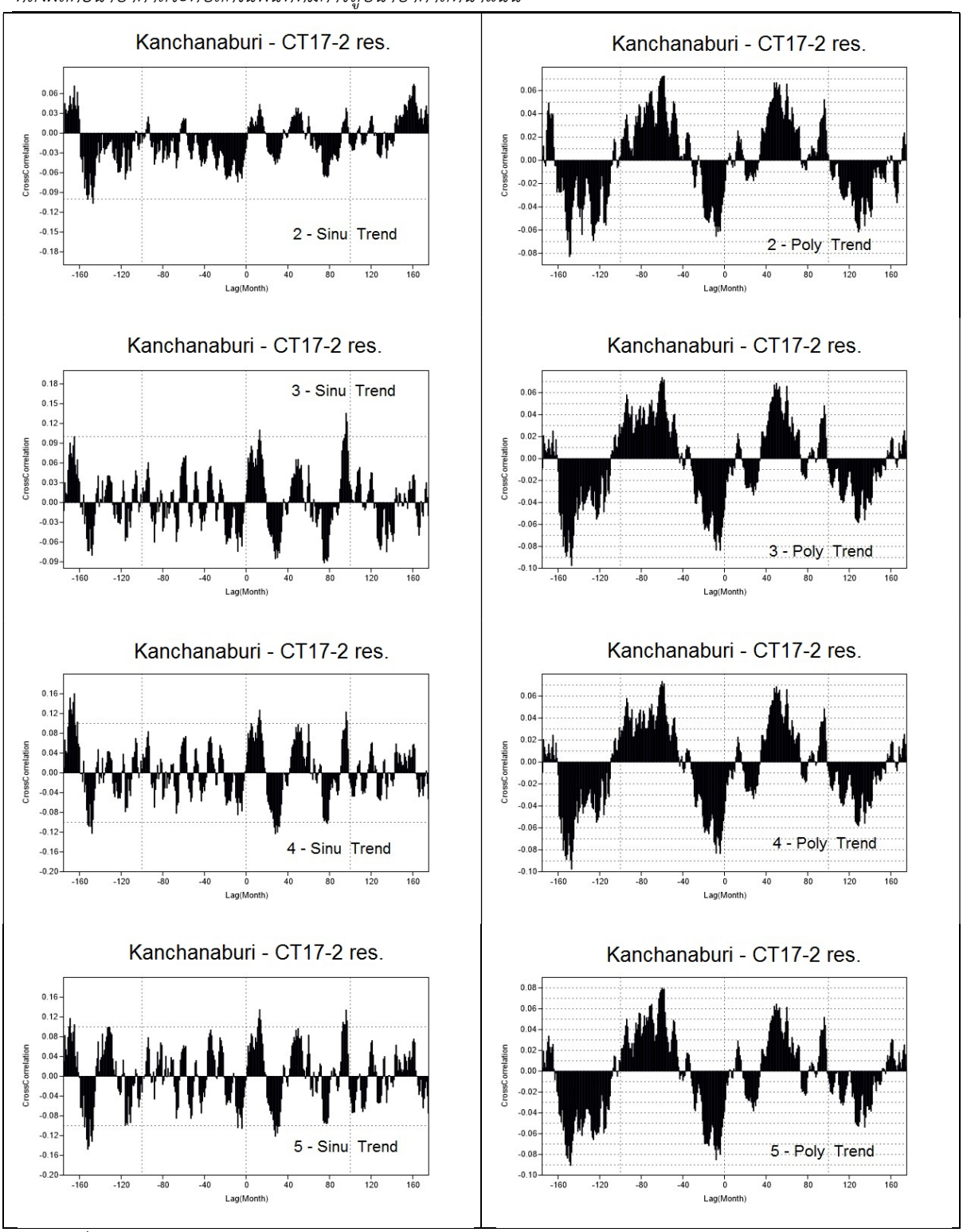
โดยรูปที่ 8.43 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1978 - 2010 ประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.199 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 165 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.147 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 165 เดือน




รูปที่ 8.43 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT7/1




รูปที่ 8.44 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2

8.2.3.3 ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.44

โดยรูปที่ 8.44 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.123 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 28 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.058 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 129 เดือน

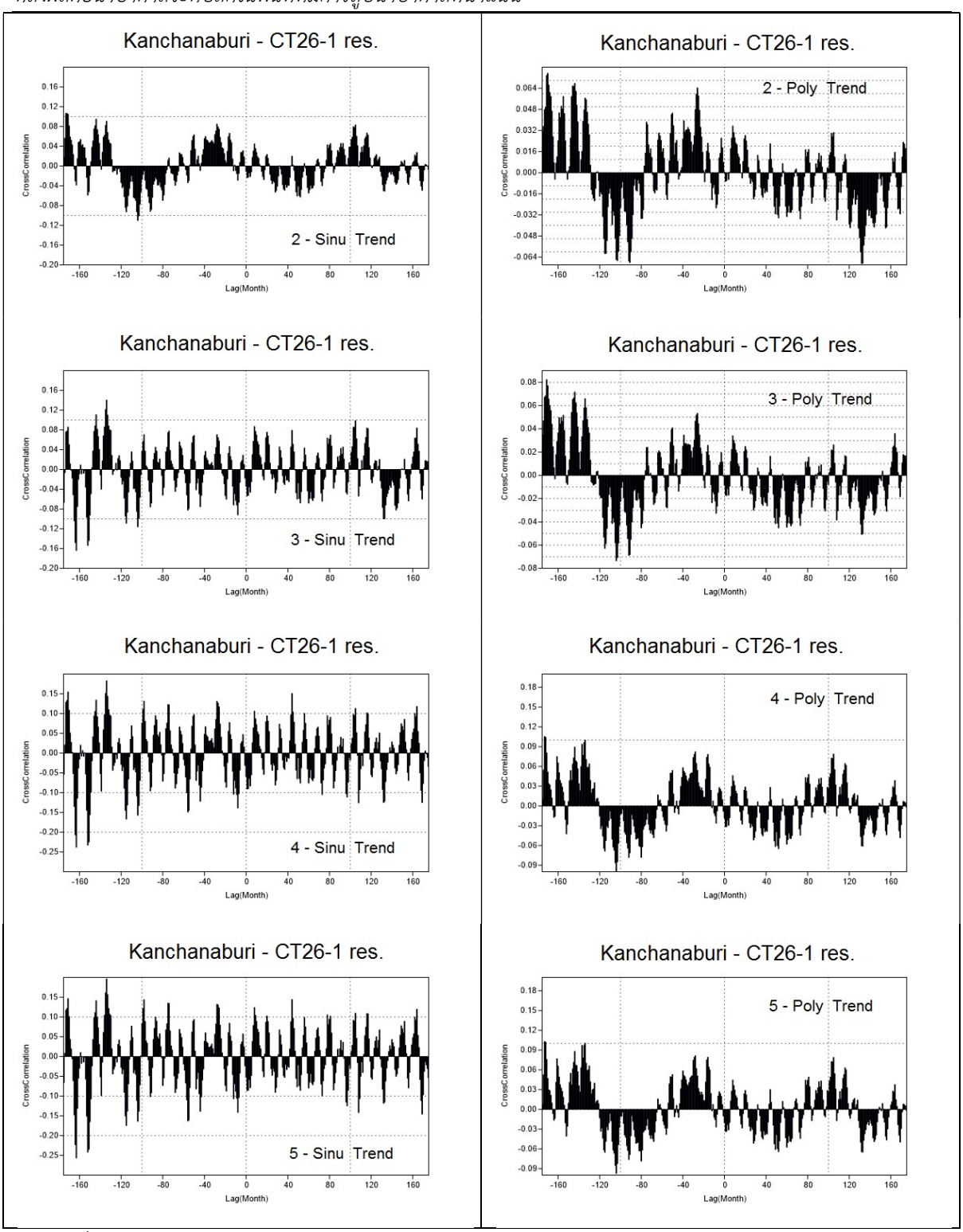
8.2.3.4 ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.45

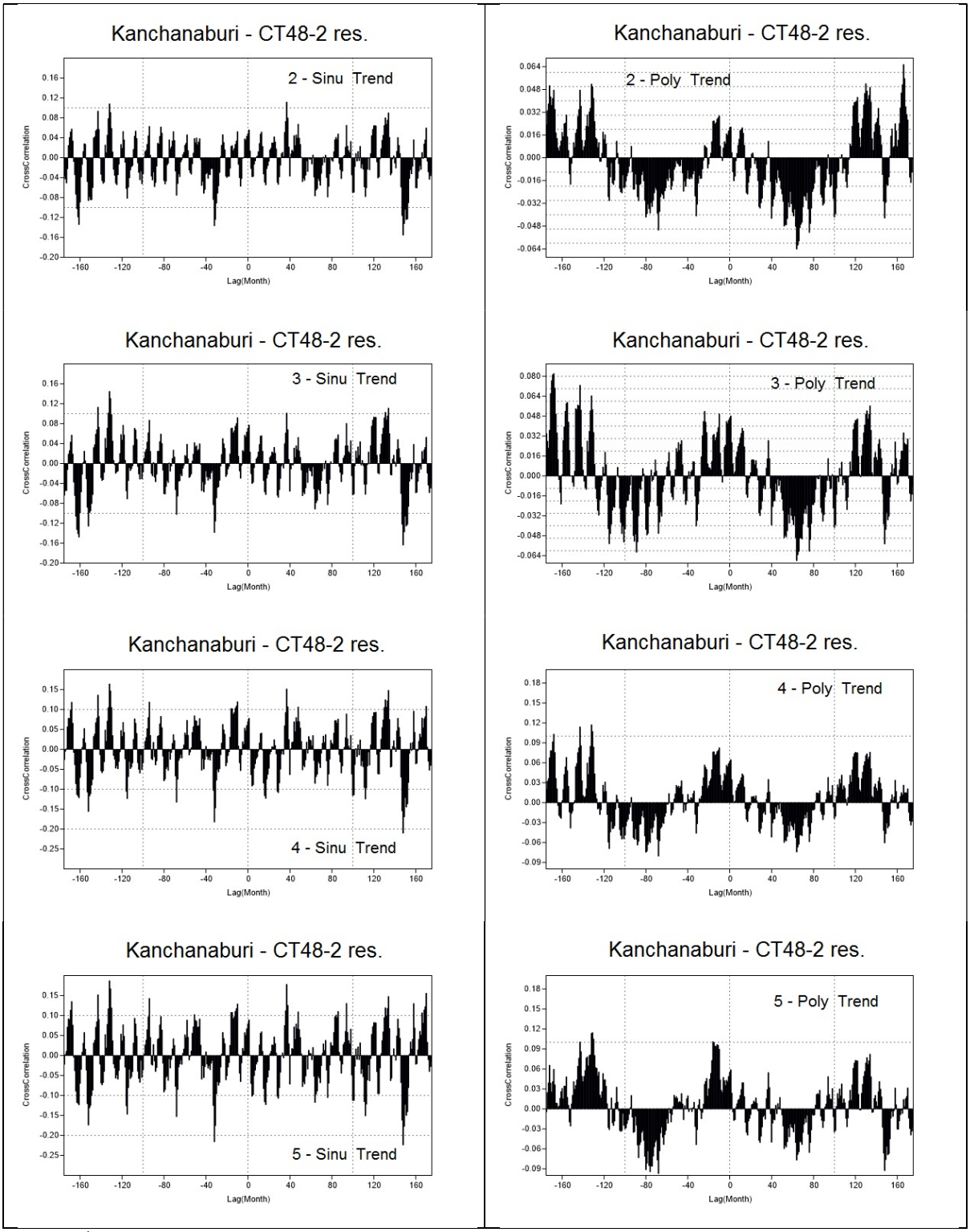
โดยรูปที่ 8.45 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.126 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 108 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.064 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 133 เดือน




รูปที่ 8.45 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT26/1




รูปที่ 8.46 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT48/2

8.2.3.5 ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.46

โดยรูปที่ 8.46 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.224 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 148 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.093 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 148 เดือน

ตารางที่ 8.9 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมที่ได้จากการวิเคราะห์ปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของแต่ละสถานีที่คัดเลือก

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 5 | -0.173 | 121 | 2 | -0.173 | 122 |
| CT5/2 | 4 | -0.164 | 173 | 2 | -0.106 | 162 |
| CT7/1 | 5 | -0.199 | 165 | 4 | -0.147 | 165 |
| CT17/2 | 3 | -0.091 | 75 | 3 | -0.058 | 129 |
| CT22/3 | 5 | -0.183 | 98 | 3 | -0.058 | 98 |
| CT23 | 3 | -0.167 | 146 | 4 | -0.135 | 134 |
| CT26/1 | 4 | -0.126 | 108 | 5 | -0.064 | 133 |
| CT27 | 4 | -0.205 | 156 | 4 | -0.173 | 156 |
| CT30/1 | 2 | -0.165 | 147 | 5 | -0.163 | 147 |
| CT31/2 | 4 | -0.174 | 161 | 5 | -0.145 | 164 |
| CT33/2 | 5 | -0.274 | 100 | 2 | -0.081 | 136 |
| CT35/2 | 2 | -0.210 | 52 | 2 | -0.095 | 149 |
| CT45 | 2 | -0.145 | 112 | 3 | -0.132 | 112 |
| CT48/2 | 5 | -0.224 | 148 | 5 | -0.093 | 148 |

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือก ดังแสดงในตารางที่ 8.9 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดกาญจนบุรีกับระดับน้ำบาดาลจากตารางที่ 8.3 ประมาณ ร้อยละ 100 แต่ความสัมพันธ์อยู่ในระดับน้อยอาจเนื่องมาจากแม้ว่าที่ตั้งของจังหวัดกาญจนบุรีอยู่บริเวณทิศตะวันตกของแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง แต่ปริมาณฝนที่เติมน้ำให้บ่อสังเกตการณ์ที่ศึกษาได้รับอิทธิพลจากปริมาณฝนจากพื้นที่อื่นหรือได้รับอิทธิพลทางธรณีวิทยาของพื้นที่

### 8.2.4 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

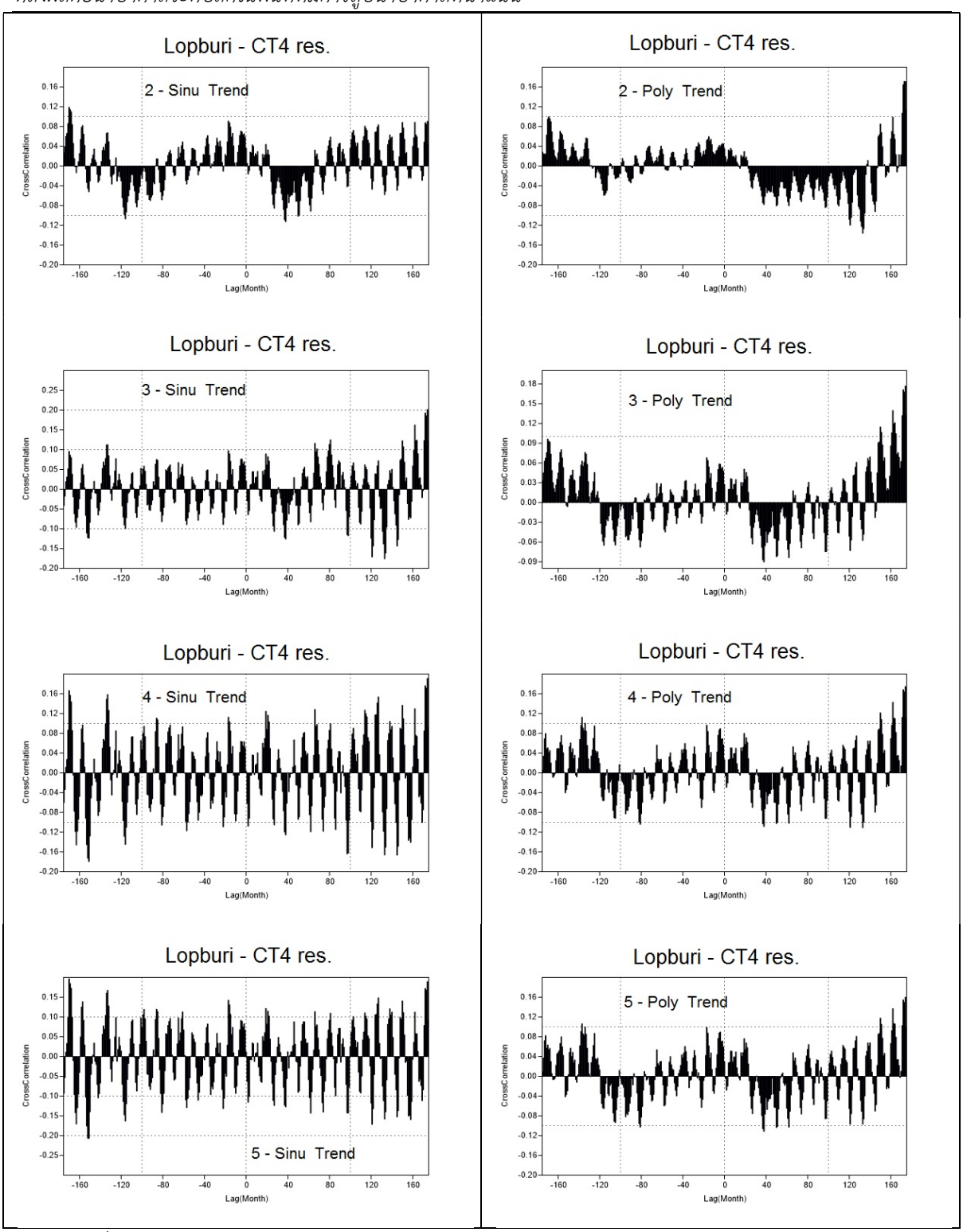
8.2.4.1 ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 8.47

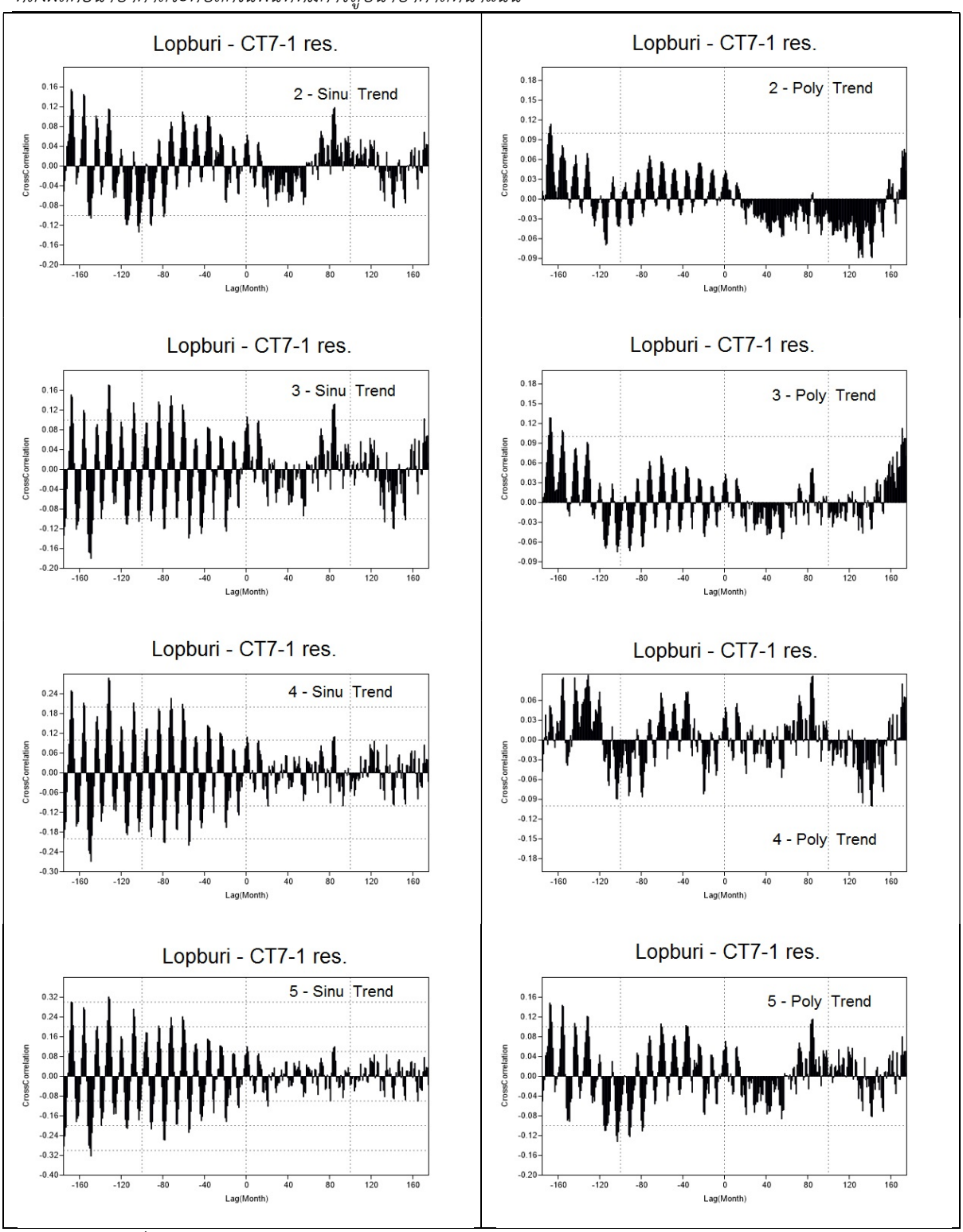
โดยรูปที่ 8.47 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.176 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 133 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.111 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 133 เดือน




รูปที่ 8.47 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT4




รูปที่ 8.48 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT7/1

8.2.4.2 ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.48

โดยรูปที่ 8.48 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1978 - 2010 ประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.119 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.100 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 142 เดือน

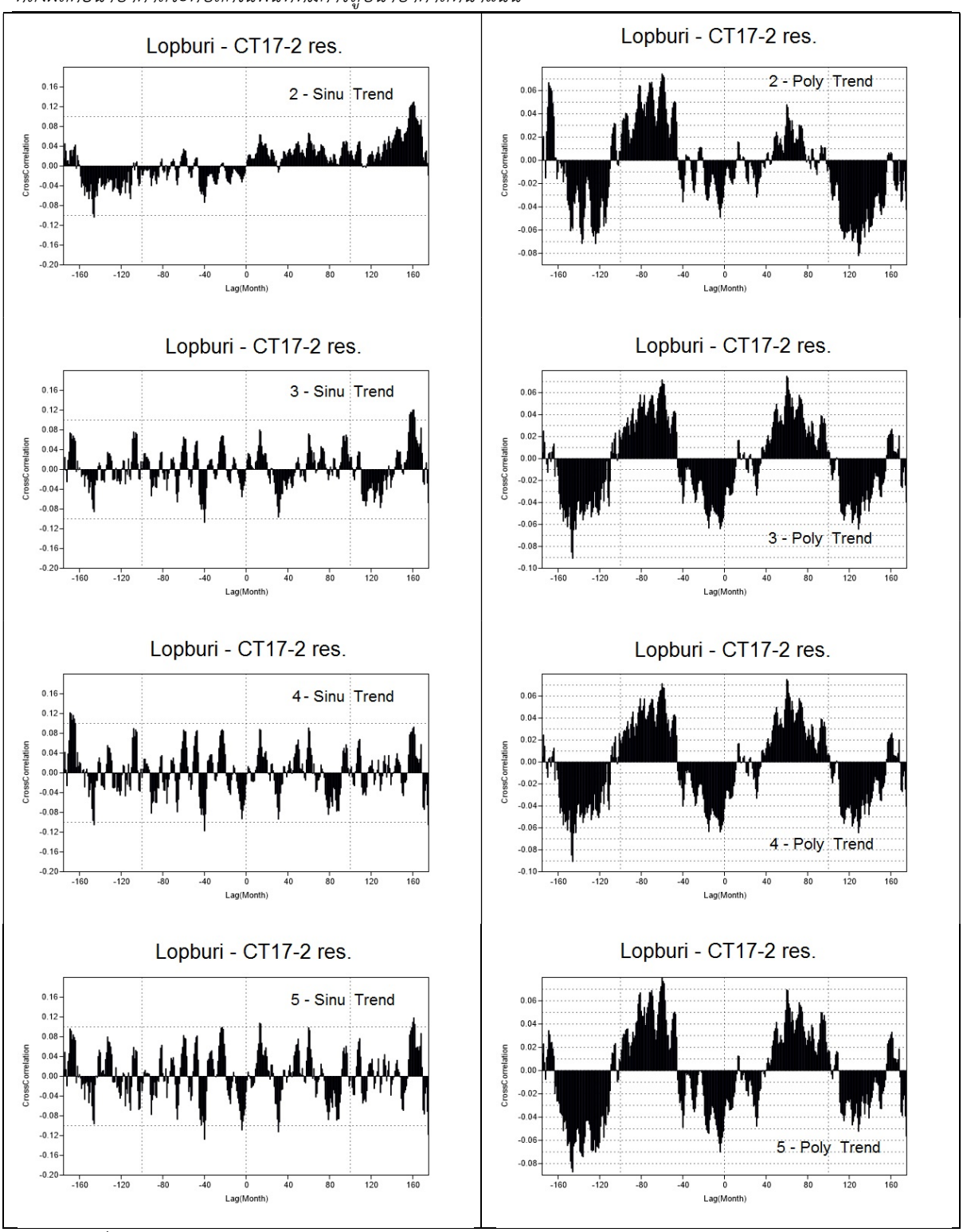
8.2.4.3 ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.49

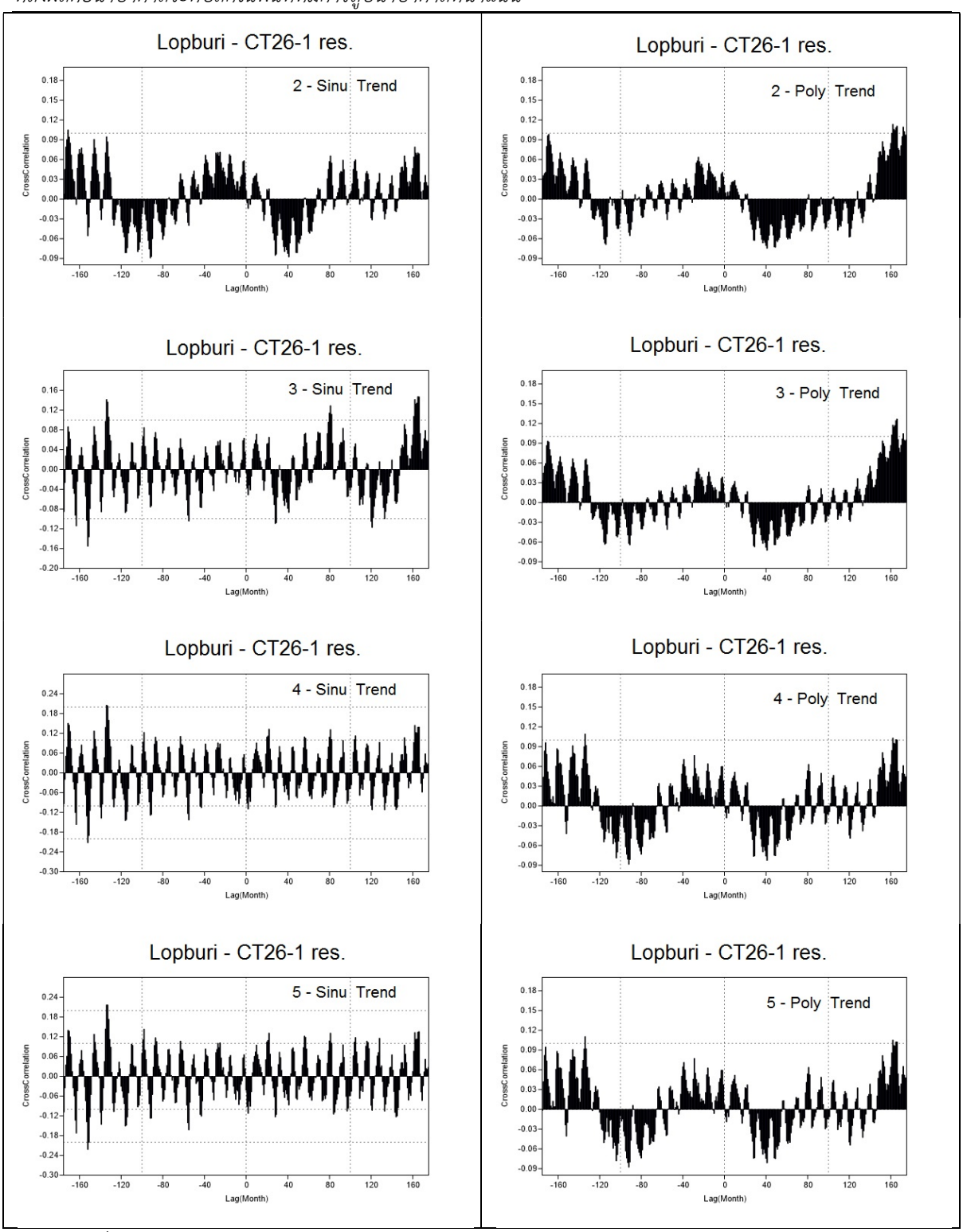
โดยรูปที่ 8.49 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.105 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 175 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.056 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 175 เดือน




รูปที่ 8.49 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT17/2




รูปที่ 8.50 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT26/1

8.2.4.4 ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.50

โดยรูปที่ 8.50 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.123 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 144 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.083 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 41 เดือน

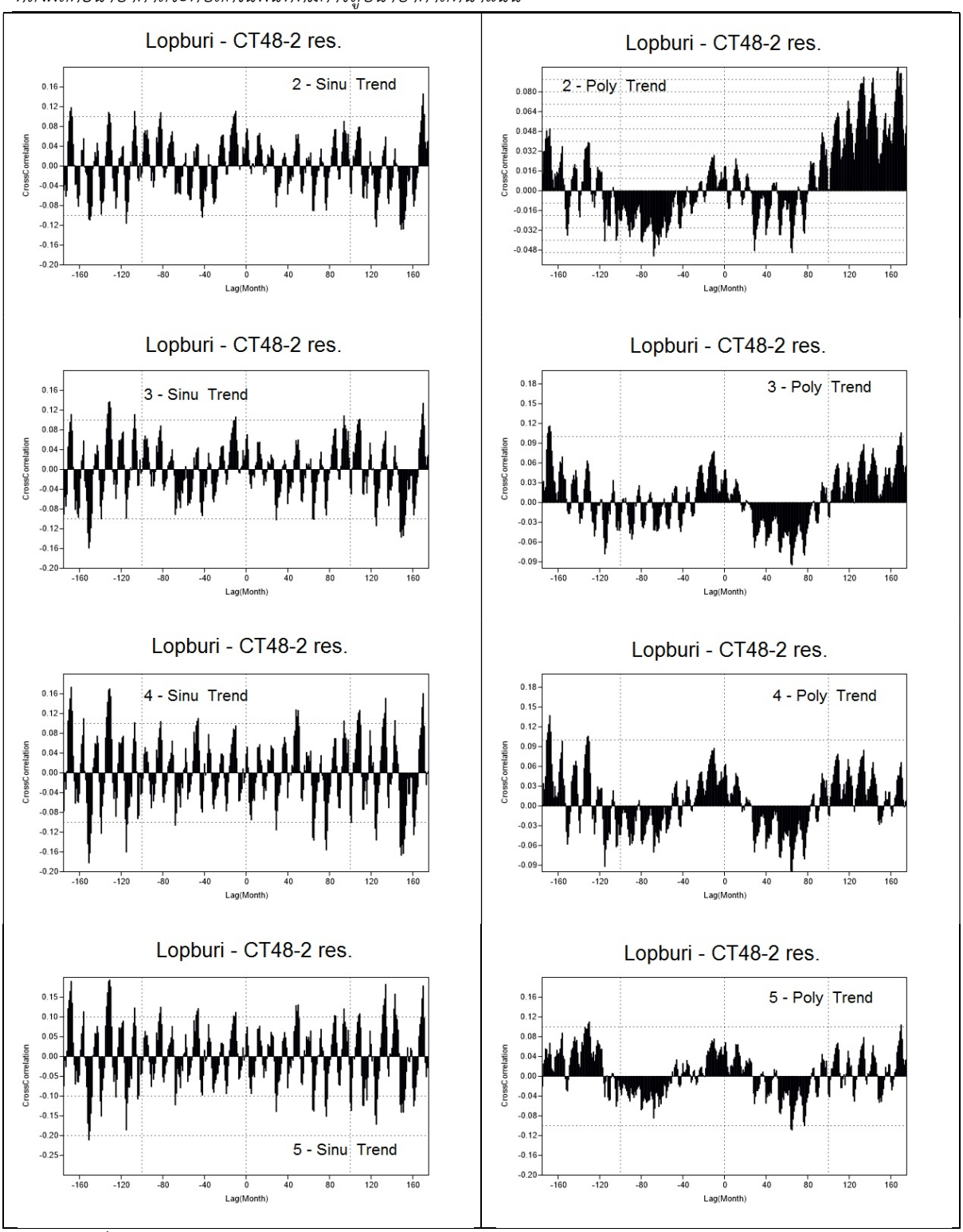
8.2.4.5 ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.51

โดยรูปที่ 8.51 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษา ปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.172 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 125 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.109 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 65 เดือน




รูปที่ 8.51 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT48/2

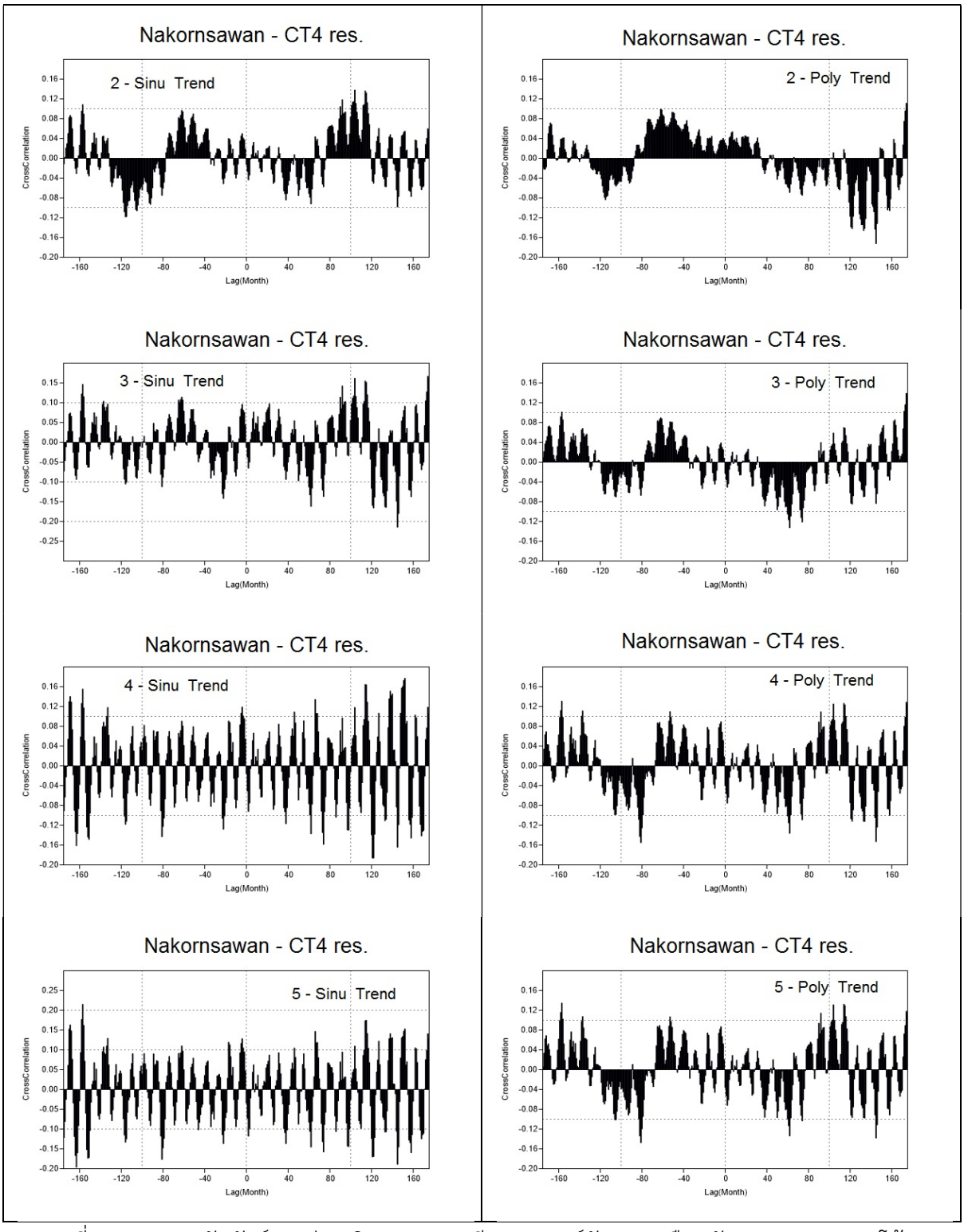
ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือก ดังแสดงในตารางที่ 8.10 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับระดับน้ำบาดาลจากตารางที่ 8.4 ประมาณ ร้อยละ 100 ซึ่งแสดงให้เห็นความเชื่อมโยงกับกับปริมาณฝนที่มากขึ้น แต่อาจเนื่องมาจากที่ตั้งของจังหวัดลพบุรีอยู่บริเวณด้านบนของแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างทำให้การไหลของน้ำฝนที่เติมให้ชั้นน้ำบาดาลไม่ได้ไหลผ่านบ่อสังเกตุการณ์ที่ศึกษาซึ่งส่วนใหญ่อยู่บริเวณกรุงเทพฯ และปริมณฑลและอาจได้รับอิทธิพลทางธรณีวิทยาของพื้นที่ จึงทำให้ค่าความสัมพันธ์โดยรวมยังไม่สูงมากนัก

ตารางที่ 8.10 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมที่ได้จากการวิเคราะห์ปริมาณฝนจังหวัดลพบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของแต่ละสถานีที่คัดเลือก

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 3 | -0.176 | 133 | 4 | -0.111 | 133 |
| CT5/2 | 5 | -0.194 | 113 | 2 | -0.115 | 127 |
| CT7/1 | 3 | -0.119 | 142 | 4 | -0.100 | 142 |
| CT17/2 | 4 | -0.105 | 175 | 5 | -0.056 | 175 |
| CT22/3 | 3 | -0.123 | 40 | 4 | -0.082 | 74 |
| CT23 | 4 | -0.192 | 90 | 2 | -0.114 | 123 |
| CT26/1 | 5 | -0.123 | 144 | 4 | -0.083 | 41 |
| CT27 | 5 | -0.170 | 122 | 4 | -0.131 | 99 |
| CT30/1 | 4 | -0.153 | 99 | 4 | -0.138 | 123 |
| CT31/2 | 4 | -0.177 | 165 | 5 | -0.165 | 165 |
| CT33/2 | 5 | -0.321 | 100 | 4 | -0.136 | 112 |
| CT35/2 | 5 | -0.329 | 53 | 2 | -0.126 | 77 |
| CT45 | 5 | -0.164 | 113 | 4 | -0.154 | 30 |
| CT48/2 | 4 | -0.166 | 149 | 5 | -0.109 | 65 |

### 8.2.5 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

8.2.5.1 ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4




รูปที่ 8.52 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 8.52

โดยรูปที่ 8.52 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์ กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.214 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 145 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.153 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 145 เดือน

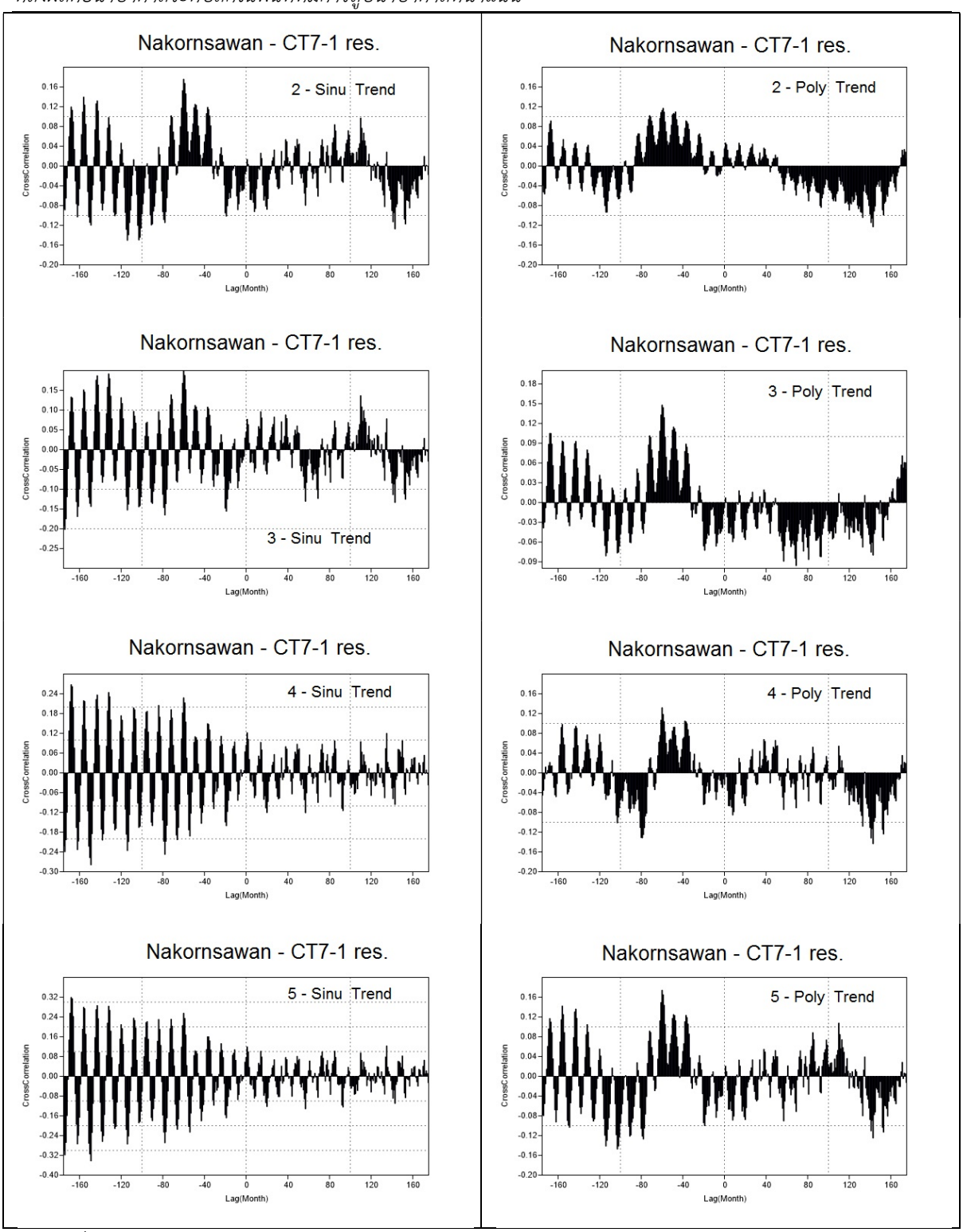
8.2.5.2 ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.53

โดยรูปที่ 8.53 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1978 - 2010 ประมาณ 32 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์ กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.133 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 143 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.143 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 143 เดือน




รูปที่ 8.53 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT7/1

8.2.5.3 ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.54

โดยรูปที่ 8.54 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์ กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.142 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 114 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 2 มีค่าประมาณ -0.097 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 115 เดือน

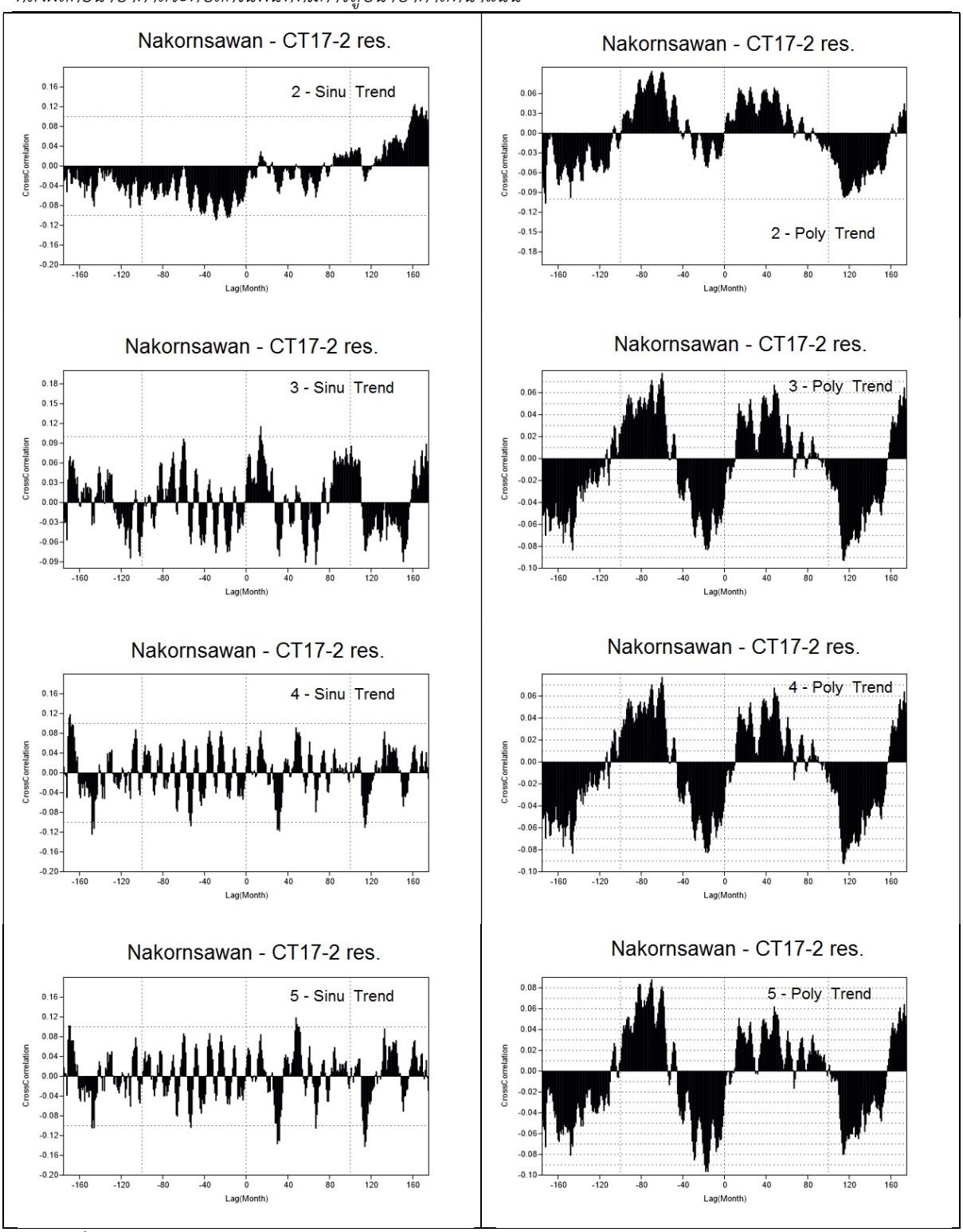
8.2.5.4 ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.55

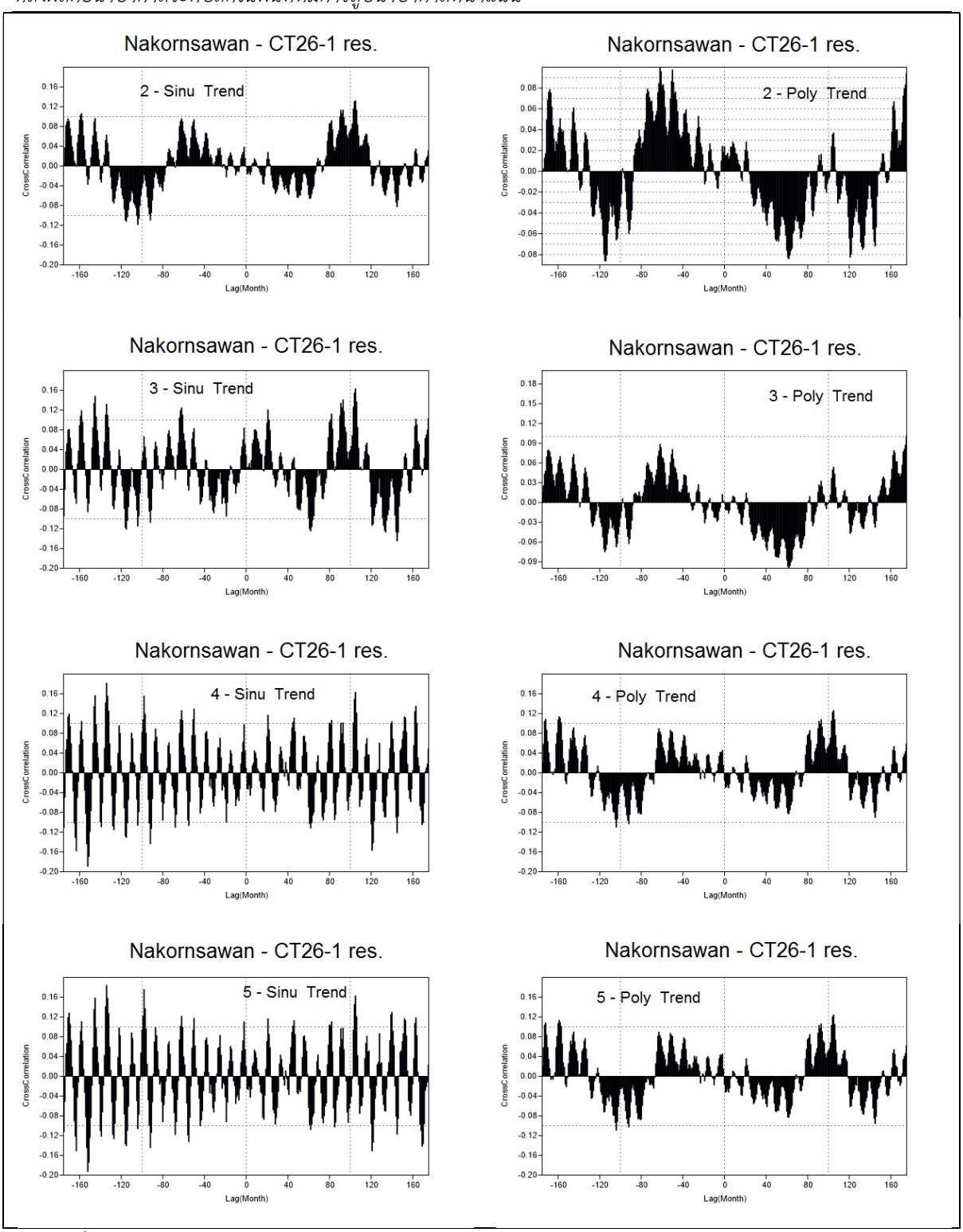
โดยรูปที่ 8.55 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์ กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.156 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 121 เดือน

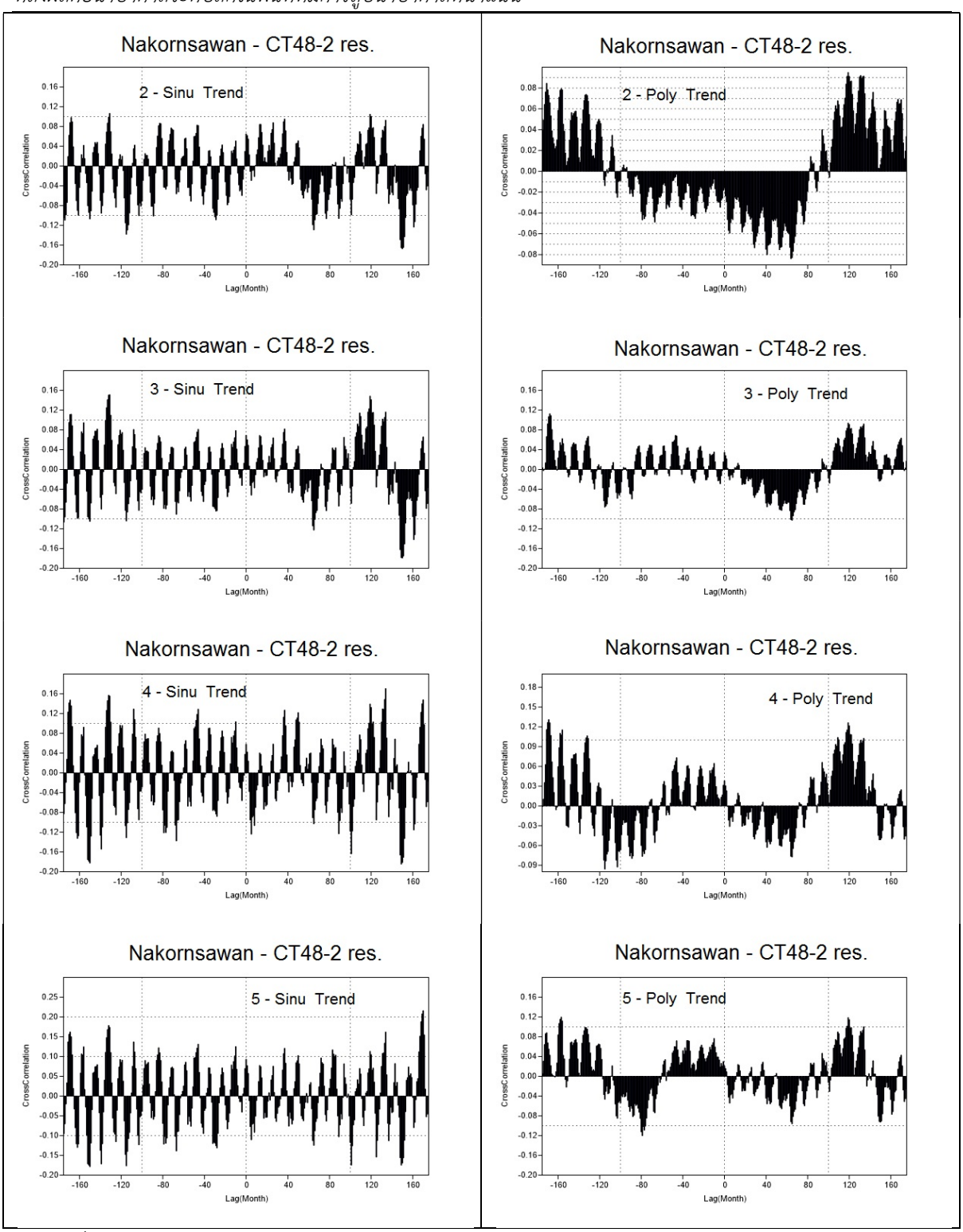
และปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.095 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 145 เดือน




รูปที่ 8.54 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT17/2




รูปที่ 8.55 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT26/1




รูปที่ 8.56 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT48/2

8.2.5.5 ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.56

โดยรูปที่ 8.56 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาปี 1980 - 2010 ประมาณ 30 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์ กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.184 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 149 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 3 มีค่าประมาณ -0.1026 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 65 เดือน

ตารางที่ 8.11 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมที่ได้จากการวิเคราะห์ปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของแต่ละสถานีที่คัดเลือก

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 3 | -0.214 | 145 | 4 | -0.153 | 145 |
| CT5/2 | 4 | -0.191 | 172 | 2 | -0.123 | 163 |
| CT7/1 | 3 | -0.133 | 143 | 4 | -0.143 | 143 |
| CT17/2 | 5 | -0.142 | 114 | 2 | -0.097 | 115 |
| CT22/3 | 5 | -0.174 | 98 | 2 | -0.090 | 74 |
| CT23 | 5 | -0.240 | 89 | 4 | -0.162 | 135 |
| CT26/1 | 4 | -0.156 | 121 | 5 | -0.095 | 145 |
| CT27 | 4 | -0.167 | 145 | 4 | -0.140 | 145 |
| CT30/1 | 2 | -0.173 | 147 | 5 | -0.172 | 147 |
| CT31/2 | 5 | -0.205 | 130 | 5 | -0.143 | 130 |
| CT33/2 | 5 | -0.339 | 100 | 5 | -0.163 | 63 |
| CT35/2 | 5 | -0.32 | 137 | 4 | -0.250 | 77 |
| CT45 | 4 | -0.193 | 114 | 5 | -0.137 | 114 |
| CT48/2 | 4 | -0.184 | 149 | 3 | -0.102 | 65 |

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือก ดังแสดงในตารางที่ 8.11 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดนครสวรรค์กับระดับน้ำบาดาลจากตารางที่ 8.5 ประมาณ ร้อยละ 100 แต่ทั้งนี้ที่ตั้งของจังหวัดนครสวรรค์อยู่บริเวณด้านบนของแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง การไหลของน้ำฝนที่เติมให้ชั้นน้ำบาดาลอาจจะมีเส้นทางการไหลผ่าน จังหวัดอยุธยาและปทุมธานีซึ่งมีพื้นที่อุตสาหกรรมที่สูบน้ำขึ้นมาใช้ ทำให้บ่อสังเกตุการณ์ที่ศึกษาซึ่งส่วนใหญ่อยู่บริเวณกรุงเทพฯ และปริมณฑลอาจได้รับอิทธิพลจึงทำให้ค่าสหสัมพันธ์แสดงค่าไม่สูงมาก

### 8.2.6 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม

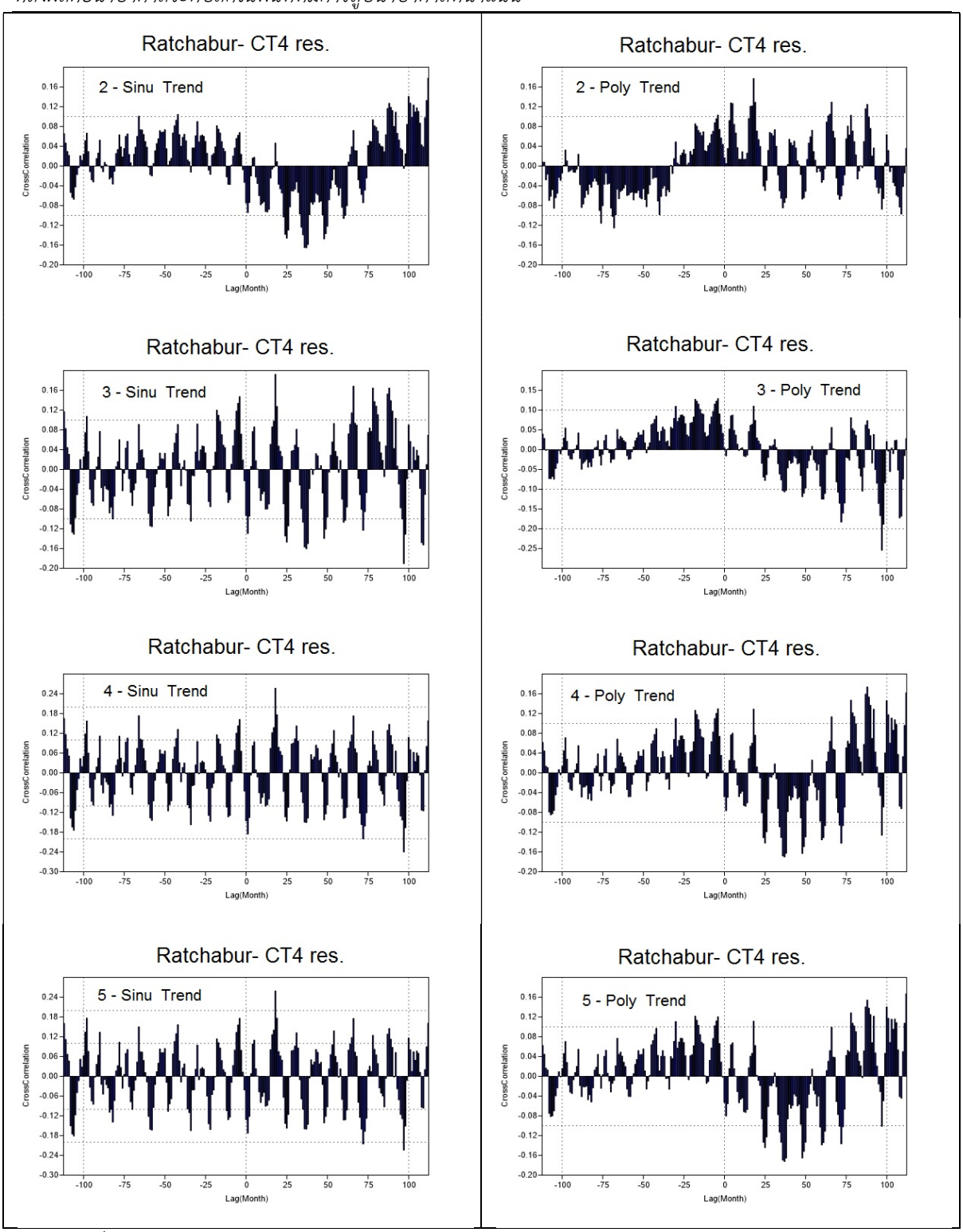
8.2.6.1 ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT4 ดังแสดงในรูปที่ 8.57

โดยรูปที่ 8.57 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ สามเสนนอก เขตห้วยขวาง จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1992 - 2010 ประมาณ 18 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.174 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 106 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.084 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 107 เดือน




รูปที่ 8.57 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT4

8.2.6.2 ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT7/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.58

โดยรูปที่ 8.58 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT7/1 เขตภาษีเจริญ จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1992 - 2010 ประมาณ 18 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.179 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 92 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.057 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 92 เดือน

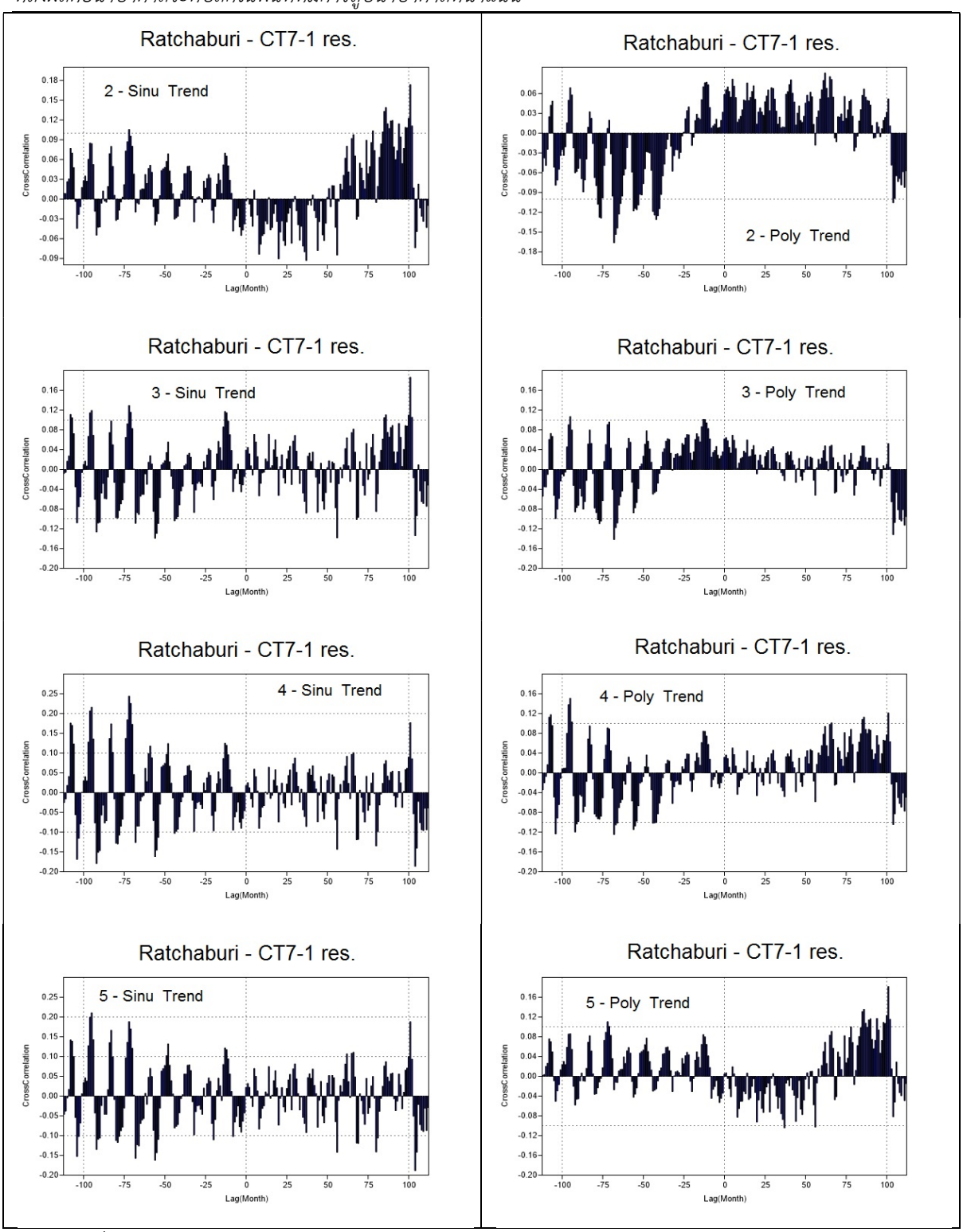
8.2.6.3 ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT17/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.59

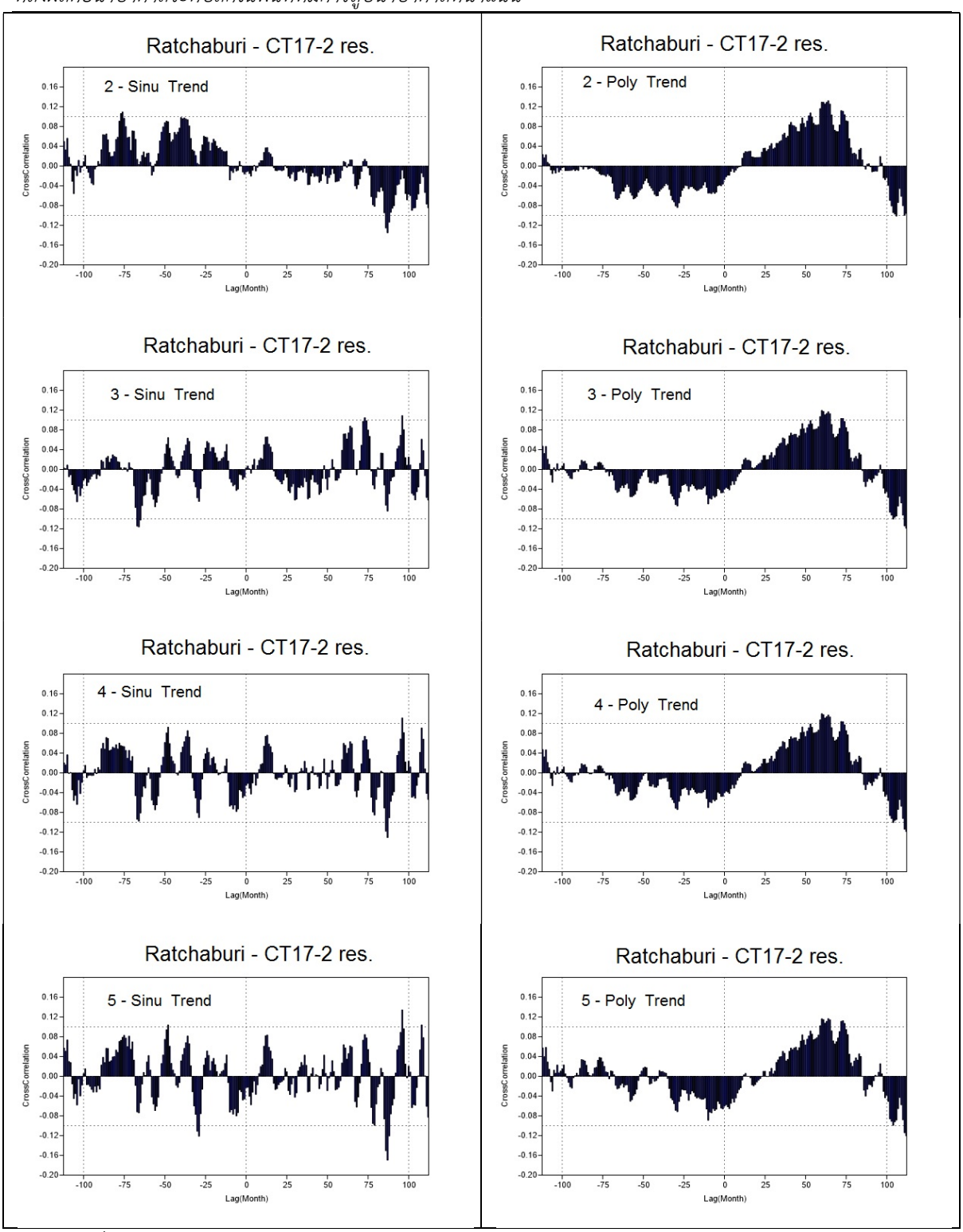
โดยรูปที่ 8.59 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT17/2 วัดบางบัว อนุเสาวรีย์ เขตบางเขน จ.กรุงเทพฯ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1992 - 2010 ประมาณ 18 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.121 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 29 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.074 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 29 เดือน




รูปที่ 8.58 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT7/1




รูปที่ 8.59 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT17/2

8.2.6.4 ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT26/1 ดังแสดงในรูปที่ 8.60

โดยรูปที่ 8.60 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT26/1 บางพลี จ.สมุทรปราการ ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1992 - 2010 ประมาณ 18 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 4 มีค่าประมาณ -0.187 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 93 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.062 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 93 เดือน

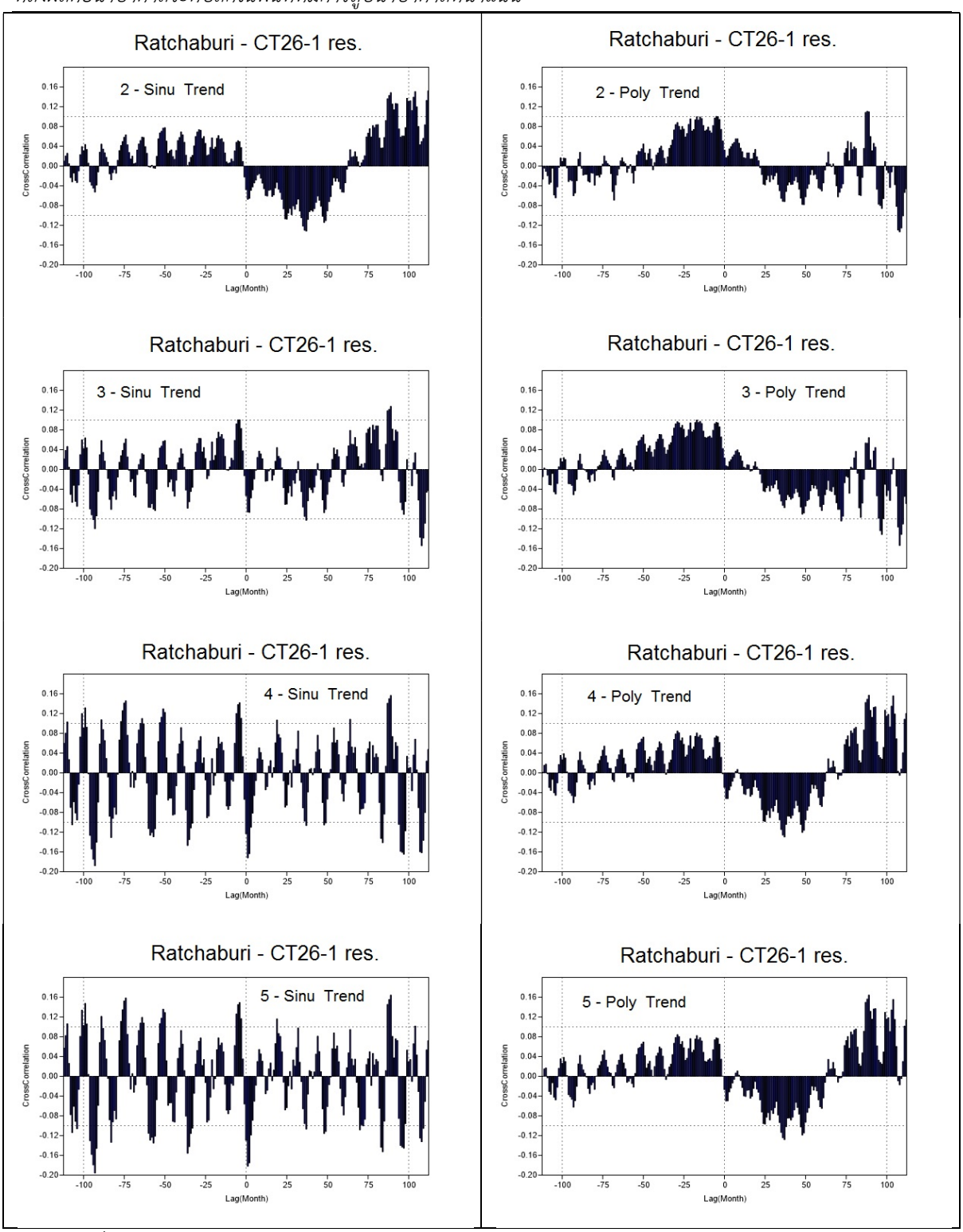
8.2.6.5 ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2

เมื่อทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal) และสมการโพลีโนเมียล (Polynomial) ที่อันดับ 2 – 5 ได้ลักษณะความสัมพันธ์ของสถานี CT48/2 ดังแสดงในรูปที่ 8.61

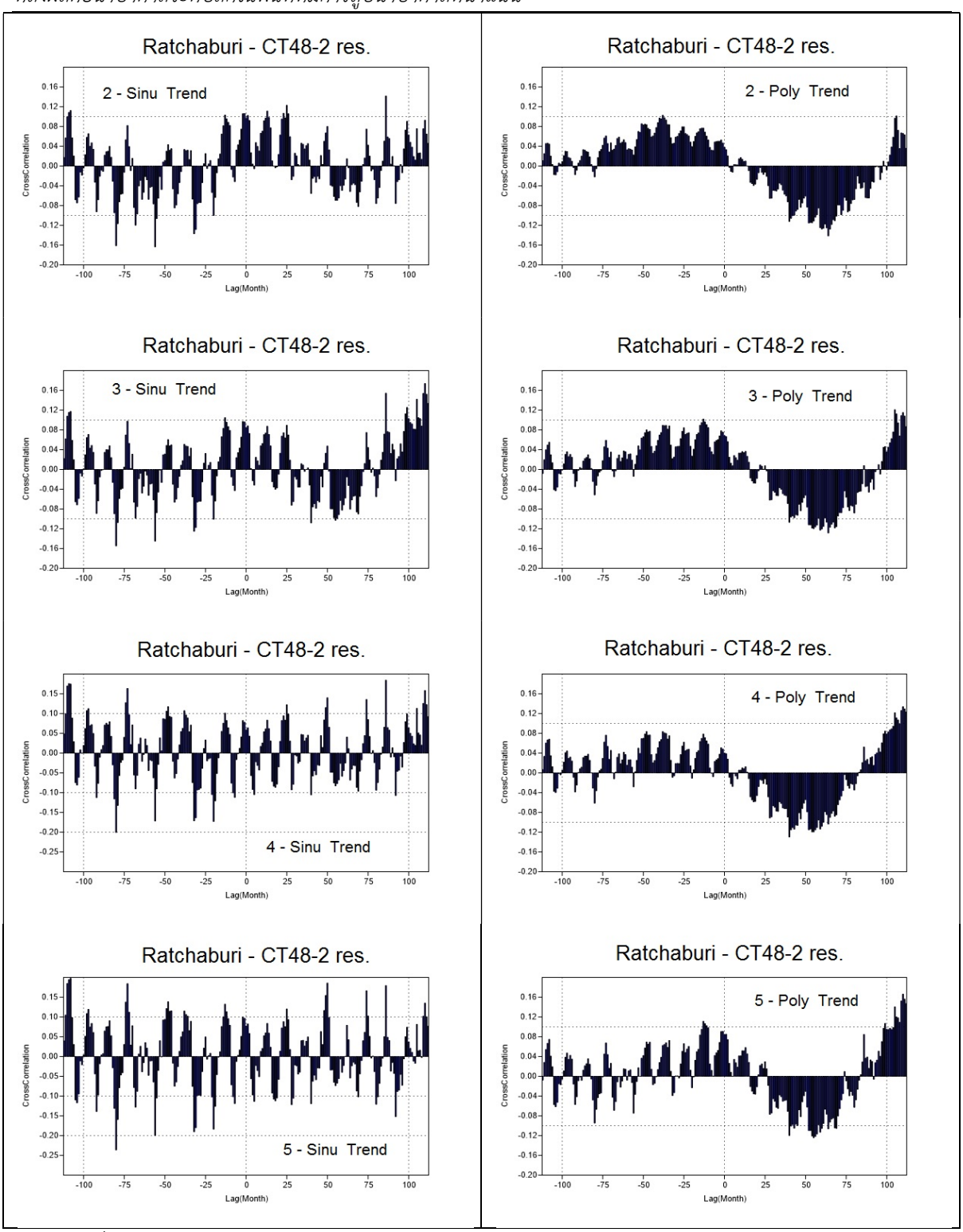
โดยรูปที่ 8.61 พบว่าค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของสถานี CT48/2 วัดบางปิ้ง ต.นาดี อ.เมือง จ.สมุทรสาคร ในช่วงเวลาที่ศึกษาตั้งแต่ปี 1992 - 2010 ประมาณ 18 ปี โดยผลของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรี กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มสามารถอธิบายได้ดังนี้

ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์ อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.236 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 80 เดือน

และปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการโพลีโนเมียล อันดับ 2 - 5 โดยรวมมีค่าความสัมพันธ์น้อย แต่จะมีค่าสูงสุดอยู่ที่อันดับที่ 5 มีค่าประมาณ -0.094 ณ ช่วงเวลาเหลื่อมประมาณ 80 เดือน




รูปที่ 8.60 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT26/1




รูปที่ 8.61 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสถานีราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม ของสถานี CT48/2

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลของข้อมูลจากบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือก ดังแสดงในตารางที่ 8.12 พบว่าโดยภาพรวมแล้วสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์สูงขึ้นกว่าค่าที่ได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับระดับน้ำบาดาลจากตารางที่ 8.7 ประมาณ ร้อยละ 100 ซึ่งแสดงให้เห็นว่ามีความเชื่อมโยงกับกับปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีมากขึ้นแต่ค่าความสัมพันธ์โดยรวมยังอยู่ในระดับอาจเนื่องมาจากที่ตั้งของจังหวัดราชบุรีอยู่บริเวณทิศตะวันตกเฉียงใต้ใกล้กับบ่อสังเกตุการณ์ที่คัดเลือกมากโดยเศษเหลือระดับน้ำบาดาลเกือบทุกบ่อมีค่าเวลาเหลื่อมไม่ถึง 10 ปี แต่อาจจะถูกอิทธิพลจากการไหลซึมมาจากทิศทางอื่นด้วย

ตารางที่ 8.12 ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดและค่าเวลาเหลื่อมที่ได้จากการวิเคราะห์ปริมาณฝนจังหวัดราชบุรีกับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มของแต่ละสถานีที่คัดเลือก

| station | Sinusoidal GW | | | Polynomial GW | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | order | coef. | lag | order | coef. | lag |
| CT4 | 4 | -0.174 | 106 | 4 | -0.084 | 107 |
| CT5/2 | 5 | -0.200 | 90 | 5 | -0.127 | 90 |
| CT7/1 | 4 | -0.179 | 92 | 5 | -0.057 | 92 |
| CT17/2 | 2 | -0.055 | 106 | 4 | -0.074 | 29 |
| CT22/3 | 5 | -0.167 | 94 | 4 | -0.074 | 93 |
| CT23 | 5 | -0.302 | 67 | 4 | -0.154 | 68 |
| CT26/1 | 4 | -0.187 | 93 | 5 | -0.062 | 93 |
| CT27 | 3 | -0.184 | 105 | 3 | -0.124 | 105 |
| CT30/1 | 5 | -0.161 | 91 | 3 | -0.189 | 67 |
| CT31/2 | 5 | -0.200 | 92 | 3 | -0.102 | 1 |
| CT33/2 | 3 | -0.157 | 93 | 4 | -0.122 | 68 |
| CT35/2 | 5 | -0.314 | 79 | 3 | -0.157 | 103 |
| CT45 | 5 | -0.164 | 31 | 3 | -0.082 | 90 |
| CT48/2 | 5 | -0.236 | 80 | 5 | -0.094 | 80 |

โดยภาพรวมค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ที่ได้จากการวิเคราะห์ของข้อมูลจากสถานีตัวอย่างในตารางที่ 8.1 ถึง ตารางที่ 8.12 พบว่า ปริมาณฝนมีความสัมพันธ์กับเศษเหลือระดับน้ำบาดาลหลังจากการแยกแนวโน้ม มากกว่าความสัมพันธ์กับระดับน้ำบาดาลจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียล ประมาณหนึ่งเท่าหรือมากกว่า ดังนั้น อาจกล่าวได้ว่าเมื่อแยกองค์ประกอบที่สัมพันธ์กับการสูบน้ำออกไป จะทำให้เหลือสัญญาณของน้ำบาดาลที่สัมพันธ์กับปริมาณฝนมากขึ้น จึงทำให้เศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้มมีค่าสหสัมพันธ์สูงขึ้น สอดคล้องกับการศึกษาที่นำเสนอไว้ในบทที่ 5

ในการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับระดับน้ำบาดาลนี้ จะแสดงความสัมพันธ์ที่มากที่สุดด้วยค่าสัมประสิทธ์ที่ติดลบ เนื่องจากระดับของน้ำบาดาลที่ใช้อ้างอิงเป็นค่าความลึกจากปากบ่อไปจนถึงระดับน้ำบาดาล ซึ่งค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ที่ได้แสดงให้เห็นว่ามีความสัมพันธ์กันน้อยโดยในภาพรวมกว่าร้อยละ 90 ค่าสัมประสิทธ์อยู่ที่ไม่เกิน -0.1 ทั้งนี้อาจเป็นเพราะระยะทางจากบริเวณที่เติมน้ำฝนมาถึงบริเวณบ่อสังเกตการณ์ที่คัดเลือกต้องผ่านสภาพทางธรณีวิทยาที่แตกต่างกันและน้ำฝนอาจใช้เวลาเดินทางมากกว่าความยาวของข้อมูลที่ได้ใช้วิเคราะห์จึงอาจจะทำให้ไม่พบช่วงเวลาที่ปริมาณน้ำฝนและน้ำบาดาลที่มีความสัมพันธ์สูงสุดได้

อีกประการหนึ่งที่อาจส่งผลให้ค่าความสัมพันธ์น้อย คือ ปริมาณฝนที่เติมลงมาจากบริเวณที่แตกต่างกันของขอบแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างได้ผสมผสานปะปนกันและไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาลต่างๆ แล้วจึงเดินทางมาถึงบ่อสังเกตการณ์ที่คัดเลือก ทำให้สัญญาณของปริมาณน้ำฝนในแต่ละพื้นที่เบาบางลงไป รวมถึงในระหว่างการเดินทางของน้ำได้มีการสูบน้ำเพื่ออุตสาหกรรมและเกษตรกรรม โดยเฉพาะในการเกษตรกรรมมีการใช้น้ำในแต่ละฤดูกาลที่ไม่แน่นอนอาจจะทำให้ระดับน้ำบาดาลมีความแปรปรวนมากขึ้น ดังนั้นจึงสรุปได้ว่าระดับน้ำในบริเวณที่ทำการศึกษาไม่ได้รับอิทธิพลจากน้ำฝนเพียงอย่างเดียวแต่มีปัจจัยอื่นๆ เข้ามาเกี่ยวข้องด้วยตามที่ได้กล่าวมาแล้ว ทั้งนี้ในบทที่ 9 จะได้ทำการจำลองสภาพอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาต่างๆ เพื่อเป็นข้อมูลตรวจสอบเปรียบเทียบกับผลที่ได้ในบทนี้เพื่อให้ได้บทสรุปที่เหมาะสมเพิ่มเติม โดยที่อาจมีการพิจารณาจำนวนบ่อสังเกตุการณ์ให้มากขึ้นจะทำให้ผลการวิเคราะห์มีความน่าเชื่อถือมากยิ่งขึ้น

# บทที่ 9
# การจำลองและการตรวจสอบผลจากการจำลองการไหลของน้ำบาดาล

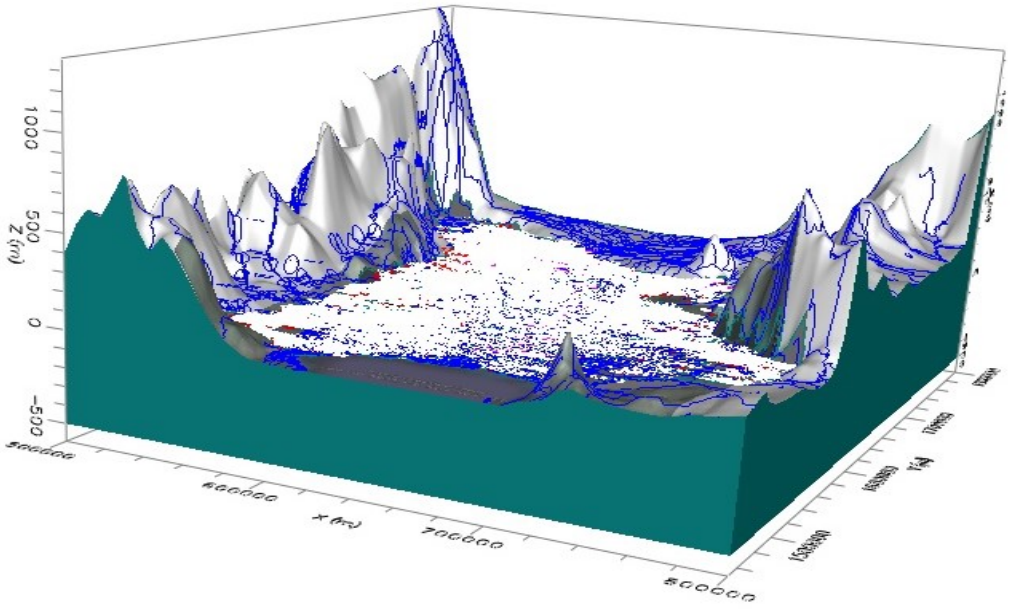
บทนี้เป็นการศึกษาการสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาลในขอบเขตพื้นที่ศึกษาบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างเบื้องต้นด้วยสภาวะคงที่ เพื่อวิเคราะห์ข้อมูลสนามและระบบอุทกวิทยาเพื่อตรวจสอบความเชื่อมโยงระหว่างการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ ปริมาณฝนและการสูบน้ำ ที่มีต่อระดับน้ำบาดาล โดยได้นำข้อมูลทางกายภาพและอุทกวิทยาแปลงเข้าสู่แบบจำลอง MODFLOW เพื่อทำการวิเคราะห์และปรับเทียบตัวแปรต่างๆ เพื่อให้แบบจำลองสามารถวิเคราะห์ค่าระดับน้ำบาดาล อิทธิพลจากการสูบน้ำและความเชื่อมโยงของสภาพอากาศกับระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาได้ โดยการศึกษาที่ได้มีรายละเอียดต่างๆ ที่สำคัญดังต่อไปนี้

## 9.1 แบบจำลองเชิงมโนทัศน์

แบบจำลองเชิงมโนทัศน์ คือ บทสรุปความเข้าใจของลักษณะทางกายภาพและระบบการไหลของน้ำใต้ดินของพื้นที่ศึกษา จากการวิเคราะห์ข้อมูลของพื้นที่ศึกษาซึ่งประกอบด้วยข้อมูลธรณีวิทยา อุทกวิทยา สภาพภูมิประเทศ การใช้น้ำใต้ดิน และสภาพที่ดิน ผลที่ได้เป็นข้อมูลเชิงตัวเลข แผนที่ และภาพตัดขวางทางอุทกธรณีวิทยา ซึ่งจะนำไปใช้ในการกำหนดเงื่อนไขขอบเขตและตรวจสอบผลการจำลองของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

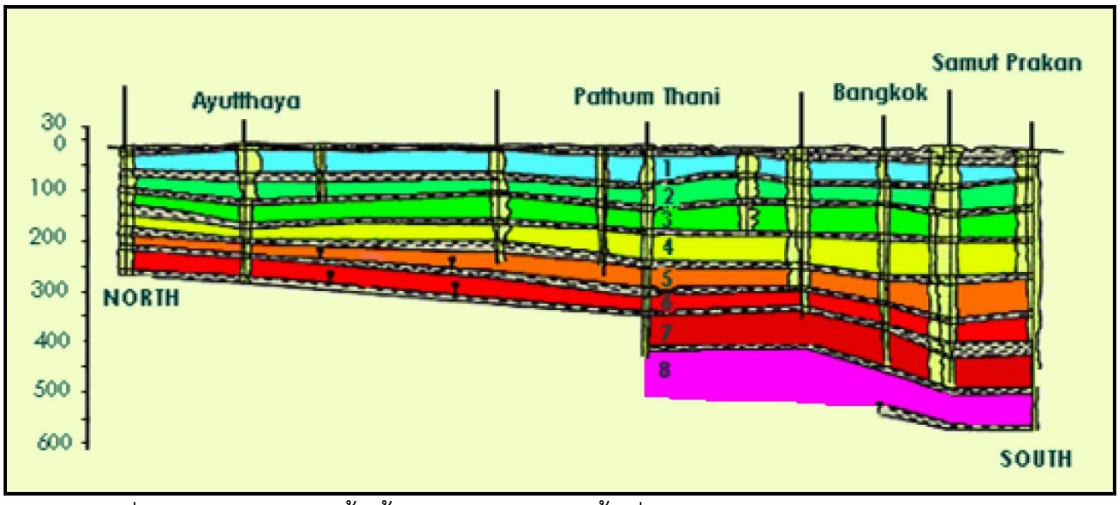
แอ่งเจ้าพระยาตอนล่างอยู่ในบริเวณที่ราบลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่างและเป็นแหล่งน้ำบาดาลขนาดใหญ่ที่สุดและให้น้ำมากที่สุดของประเทศ มีพื้นที่ครอบคลุมประมาณ 20 จังหวัดขนาดพื้นที่ประมาณ 43,333 ตารางกิโลเมตร มีปริมาณน้ำที่กักเก็บประมาณ 269,312 ล้านลูกบาศก์เมตรแบ่งออกได้เป็นสองบริเวณ คือ แอ่งเจ้าพระยาบริเวณพื้นที่ราบมีระดับผิวดินประมาณ 0 - 20 ม.รทก. ตั้งแต่อำเภอมโนรมย์ จังหวัดชัยนาทไปจนถึงปากแม่น้ำเจ้าพระยา กับเก็บน้ำไว้ได้มากตั้งแต่ระดับพื้นดินจนถึงความลึกประมาณ 600 เมตร มีชั้นน้ำอยู่ถึง 8 ชั้น แต่ละชั้นให้ปริมาณน้ำมาก และบริเวณขอบแอ่งด้านตะวันตกและตะวันออกมีระดับผิวดินประมาณ 5 ถึง 60 ม.รทก. ซึ่งขอบแอ่งทางด้านตะวันตกคลุมพื้นที่ตั้งแต่จังหวัดอุทัยธานี จังหวัดสุพรรณบุรีด้านตะวันตกไปจนถึงจังหวัดนครปฐม และขอบแอ่งด้านตะวันออกคลุมพื้นที่ตั้งแต่จังหวัดลพบุรี สระบุรี นครนายก ปราจีนบุรีจนถึงจังหวัดฉะเชิงเทราและมีแม่น้ำสายหลักในพื้นที่ คือ แม่น้ำเจ้าพระยา แม่น้ำท่าจีน แม่น้ำแม่กลองและแม่น้ำป่าสัก สภาพธรณีวิทยาพบว่าประกอบด้วยหินที่มีอายุมากที่สุด คือ พรีแคมเบรียน (Precambrian) จนถึงหินที่มีอายุอ่อนสุดในยุคจูแรสซิก (Jurassic) และตะกอนยุคควอเทอร์นารีประกอบด้วยตะกอนน้ำพา ตะกอนตะพักลุ่มน้ำยุคใหม่และยุคเก่า และตะกอนแหล่งเศษ

หินเชิงเขา การลักษณะการทับถมของตะกอนทางน้ำเก่า จึงพบแหล่งน้ำบาดาลในชั้นกรวดทรายที่ถูกแทรกสลับด้วยชั้นดินเหนียวที่ระดับความลึกต่างๆ อย่างไม่ต่อเนื่อง โดยในชั้นบนสุดบริเวณพื้นที่กรุงเทพและปริมณฑลจะถูกปิดทับด้วยชั้นดินเหนียวที่เรียกว่า ชั้นดินเหนียวกรุงเทพ ที่มีความหนาประมาณ 5 - 20 เมตร โดยที่ระดับน้ำใต้ดินของทุกชั้นมีค่าอยู่ตั้งแต่ประมาณ -80 ถึง 80 ม. รทก. ดังแสดงในรูปที่ 9.1



รูปที่ 9.1 ขอบเขตแบบจำลองและแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ของพื้นที่ศึกษา

จากการศึกษาของ (JICA, 1995) และ (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555) จึงสามารถสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ในการศึกษาครั้งนี้ด้วยชั้นน้ำบาดาล 8 ชั้น ดังนี้ ชั้นที่ 1 คือชั้นน้ำกรุงเทพ (BK) ชั้นที่ 2 คือ ชั้นน้ำพระประแดง (PD) ชั้นที่ 3 คือ ชั้นน้ำนครหลวง (NL) ชั้นที่ 4 คือ ชั้นน้ำนนทบุรี (NB) ชั้นที่ 5 ชั้นน้ำสามโคก (SK) ชั้นที่ 6 ชั้นน้ำพญาไท (PA) ชั้นที่ 7 ชั้นน้ำบาดาลธนบุรี (TB) และชั้นที่ 8 ชั้นน้ำปากน้ำ (PN) โดยด้านบนสุดจะเป็นชั้นดินเหนียวกรุงเทพ (Bangkok clay) ดังแสดงในรูปที่ 9.2 ต่อไปนี้




รูปที่ 9.2 ลักษณะของชั้นน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ศึกษา (Mukand S. Babel, 2008)

## 9.2 การออกแบบกริดและขอบเขตของแบบจำลอง

### 9.2.1 การออกแบบกริด (Grid design)

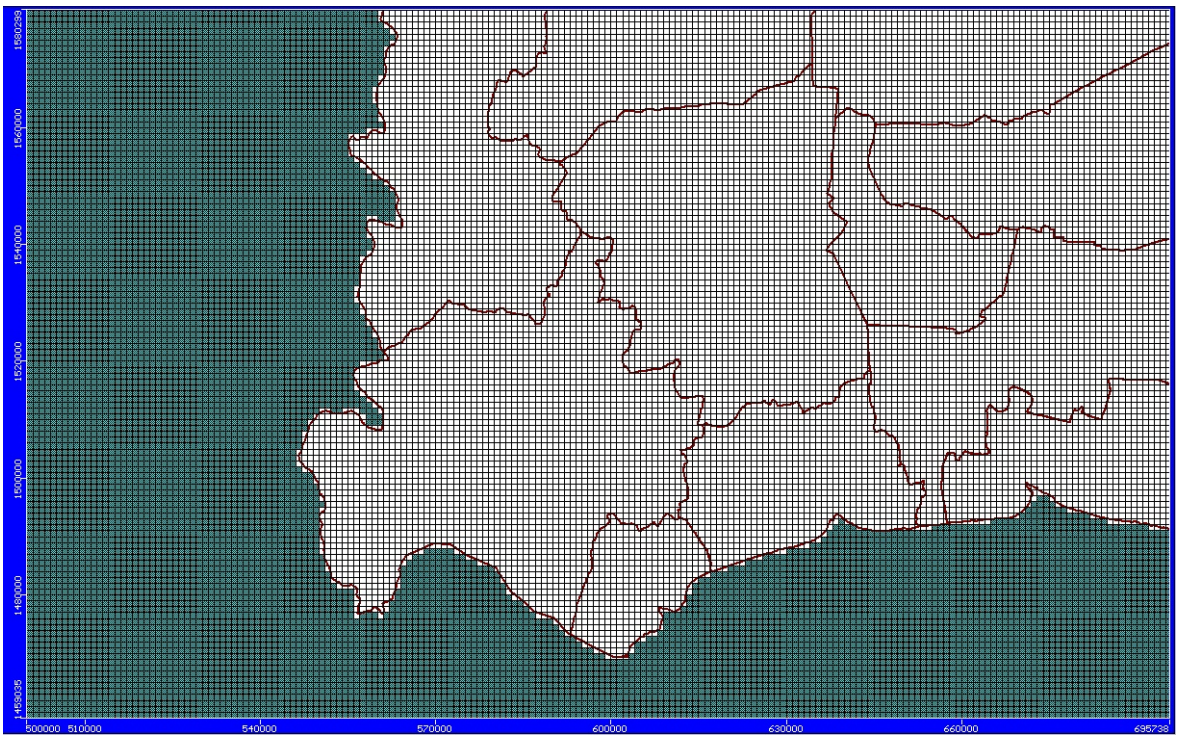
การออกแบบกริดในครั้งนี้ครอบคลุมพื้นที่ศึกษาประมาณ 20 จังหวัดมีพื้นที่ทั้งหมดประมาณ 43,000 ตารางกิโลเมตร โดยมีลักษณะเป็นพื้นที่สี่เหลี่ยมผืนผ้า (แนวเหนือ-ใต้)ระหว่างพิกัด UTM 1,450,000 ถึง 1,800,000 เมตร (แนวตะวันตก-ตะวันออก) ระหว่างพิกัด UTM 500,000 ถึง 800,000 เมตร โดยขนาดกริดคงที่ 1 กิโลเมตร x 1 กิโลเมตร ดังแสดงในรูปที่ 9.3 โดยมีรายละเอียดดังนี้

1) แนวตะวันตก-ตะวันออก แบ่งเป็น 300 สดมภ์

2) แนวเหนือ-ใต้ แบ่งเป็น 350 แถว

3) แนวดิ่ง แบ่งเป็น 9 ชั้น โดยมีความหนาแตกต่างกันไปเปลี่ยนไปตามภูมิประเทศ ที่ระดับ ผิวดิน ถึง 240 ม. รทก.

รวมแบบจำลองมีจำนวนกริดบล็อกทั้งหมด 945,000 กริด ดังแสดงในรูป 9.3




รูปที่ 9.3 ลักษณะการแบ่งกริดในพื้นที่ศึกษา

### 9.2.2 ขอบเขตของแบบจำลอง

ในการศึกษานี้ได้พิจารณาจำลองชั้นน้ำบาดาล 8 ชั้น ดังนี้ ชั้นที่ 1 คือชั้นน้ำกรุงเทพ (BK) มีความหนาเฉลี่ย 30 เมตร ชั้นที่ 2 คือ ชั้นน้ำพระประแดง (PD) มีความหนาเฉลี่ย 50 เมตร ชั้นที่ 3 คือ ชั้นน้ำนครหลวง (NL) มีความหนาเฉลี่ย 50 เมตร และชั้นที่ 4 คือ ชั้นน้ำนนทบุรี (NB) มีความหนาเฉลี่ย 50 เมตร ชั้นที่ 5 ชั้นน้ำสามโคก (SK) มีความหนาเฉลี่ย 100 เมตร ชั้นที่ 6 ชั้นน้ำพญาไท (PA) มีความหนาเฉลี่ย 50

เมตร ชั้นที่ 7 ชั้นน้ำบาดาลธนบุรี (TB) มีความหนาเฉลี่ย 100 เมตร ชั้นที่ 8 ชั้นน้ำปากน้ำ (PN) มีความหนาเฉลี่ย 100 เมตร โดยด้านบนสุดจะเป็นชั้นดินเหนียวกรุงเทพ (Bangkok clay) มีความหนาเฉลี่ย 20 เมตร

ลักษณะของพื้นที่ศึกษามีชั้นหินอุ้มน้ำประกอบด้วยชั้นหินอุ้มน้ำไร้แรงดันและมีแรงดันมีคุณสมบัติการยอมให้น้ำซึมผ่านและการเก็บกักแตกต่างกัน การไหลของน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาส่วนใหญ่ มีทิศทางการไหลจากทิศเหนือลงสู่ทิศใต้ในแนวนอนเนื่องจากมีคุณสมบัติการยอมให้น้ำซึมผ่านในแนวนอนดีกว่าในแนวดิ่งที่มีชั้นหินกั้นน้ำคั่นอยู่ดังนั้นจึงให้การจำลองระบบอุทกธรณวิทยามีสมมติฐาน คือ น้ำในพื้นที่ศึกษาไหลตามทิศเหนือลงใต้ การซึมผ่านในแนวนอนดีกว่าแนวดิ่ง น้ำมีความหนาแน่นคงที่ ชั้นอุ้มน้ำแต่ละชั้น เป็นแบบ heterogeneous และ anisotropy ชั้นหินกั้นน้ำมีความเป็นเนื้อเดียวกัน homogeneous และ isotropy น้ำบาดาลไหลแบบคงที่ (steady state) และไม่มีการไหลเข้าออกจากด้านข้างของแบบจำลอง โดยมีการกำหนดขอบเขตที่เหมาะสมของแบบจำลองตามลักษณะทางอุทกธรณีวิทยาของระบบแอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่างอ้างอิงจากการศึกษาของ (JICA, 1995) และ (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555) ดังนี้

9.2.2.1 ขอบเขตแบบเฮดคงที่ (Constant Head Boundary)

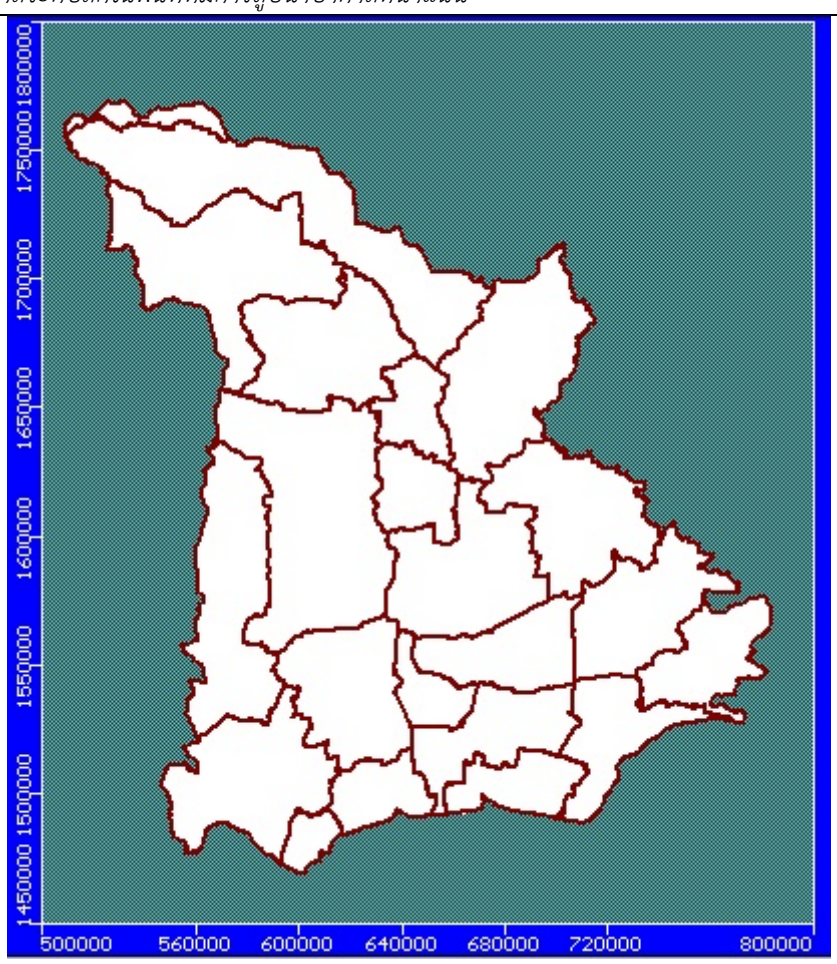
- กำหนดเฮดคงที่ระดับพื้นดิน 0 เมตร ภายในขอบเขตชั้นดินเหนียวกรุงเทพ
- กำหนดระดับน้ำบริเวณขอบเขตระดับน้ำทะเลอ่าวไทยคงที่ตามสมการของ Langevin, (2002) สรุปค่าได้ ดังตารางที่ 9.1 นี้

ตารางที่ 9.1 ค่าเฮดคงที่ๆ ใช้ในการจำลองการศึกษา

| ชั้นน้ำบาดาล | $h_f$ (m) |
|---|---|
| กรุงเทพ | 1.00 |
| พระประแดง | 2.25 |
| นครหลวง | 4.0 |
| นนทบุรี | 6.25 |
| สามโคก | 7.5 |
| พญาไท | 8.75 |
| ธนบุรี | 11.25 |
| ปากน้ำ | 13.75 |

9.2.2.2 ขอบเขตแบบกำหนดแบบไม่มีการไหล (No-flux Boundary)

กำหนดให้แนวทางด้านตะวันตกและตะวันออกเป็นขอบเขตที่ไม่มีการไหลเข้า/ออก จากชั้นหินอุ้มน้ำและขอบเขตที่เหลือของแต่ละชั้นน้ำกำหนดให้ไม่มีการไหลผ่านของน้ำ ซึ่งไม่ได้ใช้ในการคำนวณ (Inactive cell) โดยในที่นี้จะเป็นบริเวณพื้นที่โดยรอบของพื้นที่ศึกษา (สีขาว) ดังแสดงในรูปที่ 9.4



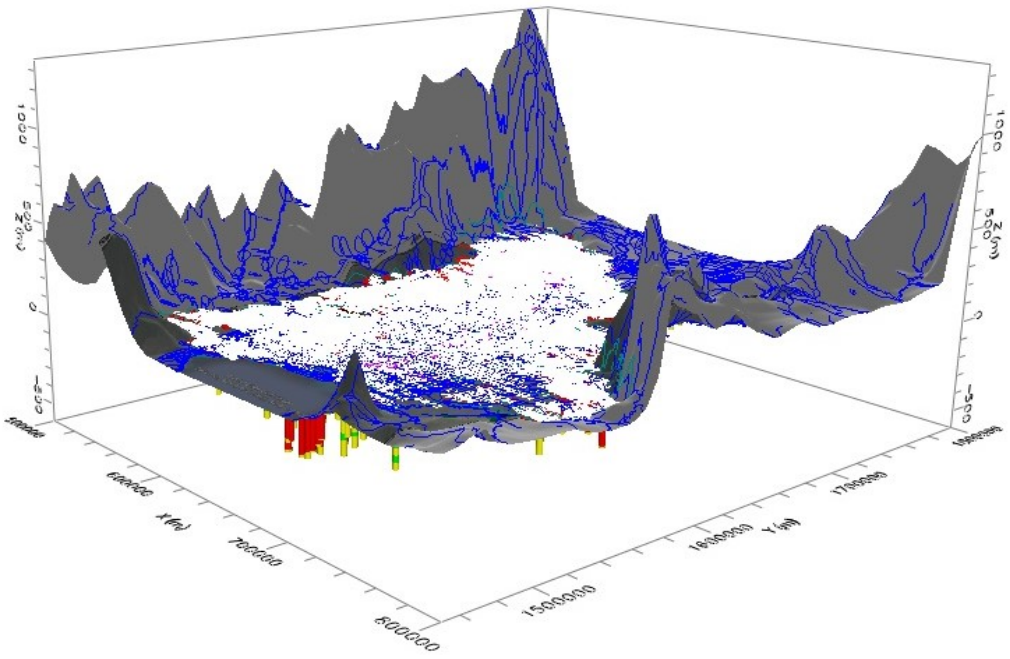

รูปที่ 9.4 การกำหนดขอบเขตแบบกำหนดแบบไม่มีการไหล

### 9.2.3 ชนิดของชั้นอุ้มน้ำ (Aquifer Type)

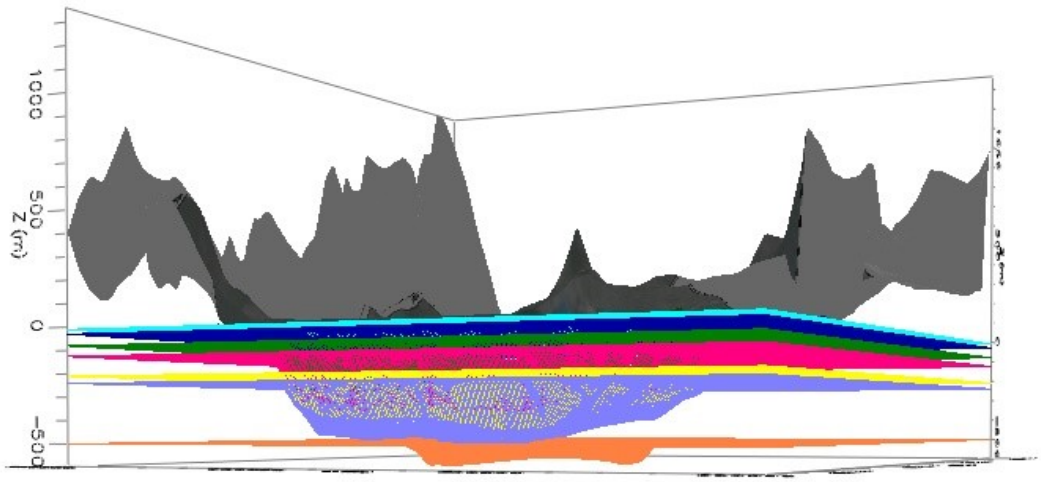
1) กำหนดให้ชั้นดินเหนียวกรุงเทพ ซึ่งเป็นชั้นที่อยู่บนสุด ให้เป็นชั้นน้ำเปิดหรือชั้นน้ำไร้แรงดัน (Unconfined Aquifer)

2) ชั้นน้ำบาดาลตั้งแต่กรุงเทพลงมาถึงชั้นน้ำปากน้ำกำหนดให้เป็นชั้นน้ำที่มีแรงดัน (Confined Aquifer)

จากบ่อสังเกตการณ์ที่มีข้อมูลในขณะนี้ และข้อมูลทางกายภาพของพื้นที่ศึกษาดังที่กล่าวมาแล้วจะสามารถพิจารณาชั้นน้ำบาดาลได้ทั้งหมด 8 ชั้น โดยมีดินเหนียวกรุงเทพปิดทับอยู่ด้านบน รวมทั้งหมดเป็น 9 เลเยอร์ โดยแสดงรูปแบบการจำลองในรูปที่ 9.4 นี้



(a)



(b)

รูปที่ 9.5 การจำลองชั้นน้ำบาดาล

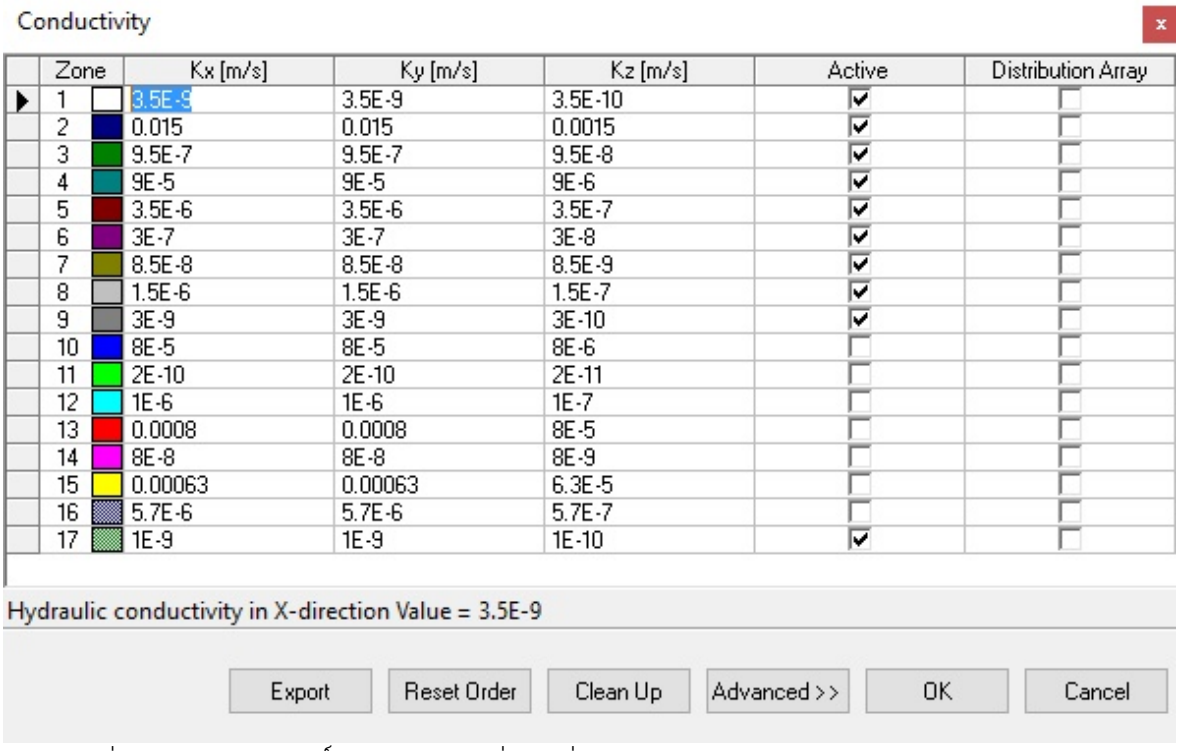
## 9.3 พารามิเตอร์นำเข้าในแบบจำลอง

### 9.3.1 ระดับความสูงด้านบนและล่าง

นำเข้าระดับความสูงด้านบนและล่างของแต่ละชั้นด้วยข้อมูลเส้นชั้นความสูง หรือ ข้อมูล DEM เข้าสู่แบบจำลอง โดยระดับความสูงพื้นดิน (Ground surface elevation) หรือ ระดับความสูงด้านบนของชั้นที่ 1 ได้นำเข้าจากข้อมูลความสูงจากแผนภูมิประเทศของกรมทรัพยากรน้ำบาดาล มาตราส่วน 1:50,000 โดยพื้นที่ศึกษามีระดับความสูงพื้นดินระหว่าง 0 - 900 ม.รทก.

### 9.3.2 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำ (Hydraulic Conductivity, K)

ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านเป็นตัวแปรที่มีความสำคัญมากตัวหนึ่งในการทำแบบจำลองจากสมมุติฐานที่กำหนดให้ชั้นดินเป็นแบบ heterogeneous และ anisotropy ในเบื้องต้นได้กำหนดค่าโดยอ้างอิงจากช่วงค่าสมบัติทางชลศาสตร์ของวัสดุให้น้ำที่ใช้ในแบบจำลอง (ประกอบ วิโรจถูฎ ,2539 และ Spitz and Moreno, 1996) และสามารถคำนวณได้จากค่าการไหลซึมผ่าน (Transmissivity) หารด้วยความหนาของชั้นน้ำบาดาลนั้นๆ โดยค่าที่ใช้คำนวณเริ่มต้นได้แสดงในรูปที่ 9.6




รูปที่ 9.6 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้เริ่มต้นที่ใช้ในแบบจำลอง (Hydraulic Conductivity, K)

สำหรับค่าพารามิเตอร์ตัวอื่นๆ เช่น ค่าความพรุน ในการคำนวณการไหลของน้ำในโปรแกรม MODFLOW จะไม่ต้องการค่าความพรุน แต่จะใช้ในการคำนวณการค่า Darcian Velocity ซึ่งจะเป็นค่าที่ใช้ในการคำนวณการเคลื่อนที่ของมวลสาร และค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บจำเพาะ (Specific Storage) ไม่ได้ใช้ในการคำนวณในแบบจำลองเนื่องจากกำหนดให้การไหลเป็นแบบคงที่ (Steady state)

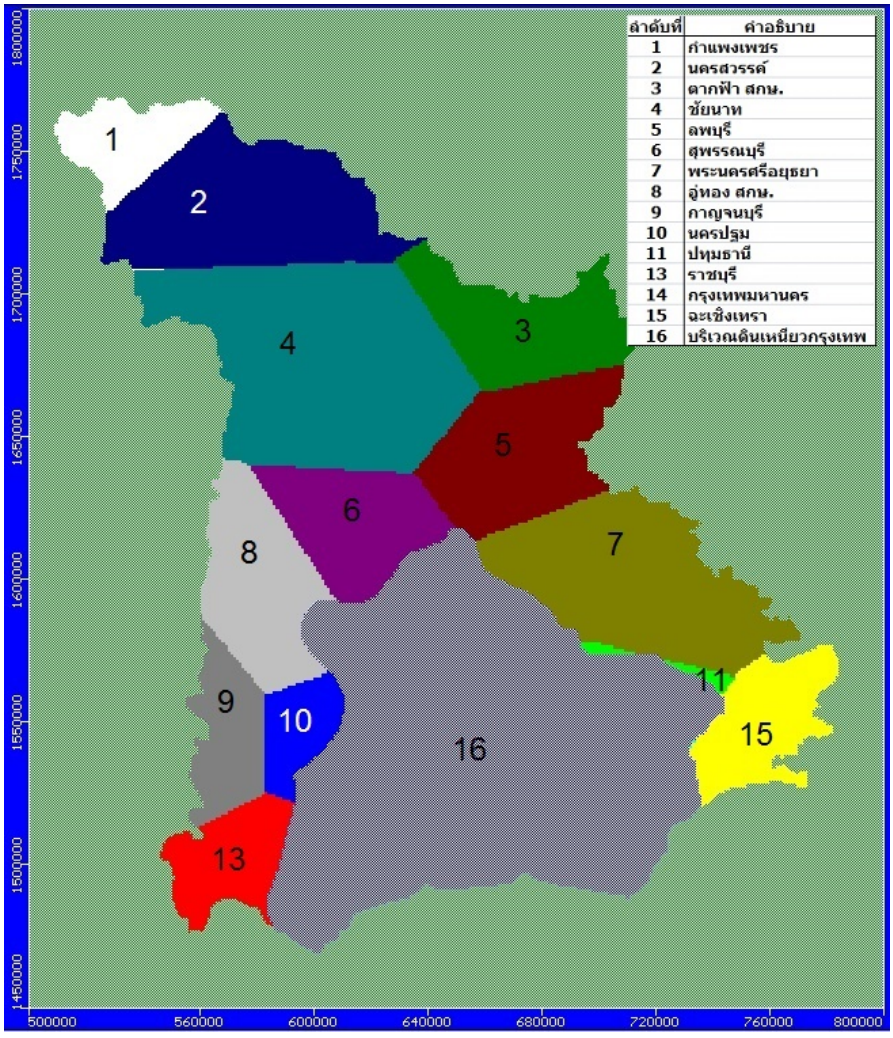
### 9.3.3 ระดับน้ำเริ่มต้น (Initial Head)

ค่าระดับน้ำเริ่มต้นของทุกชั้นน้ำ จะใช้ค่าระดับน้ำบาดาลของชั้นน้ำนั้นๆ โดยใช้ข้อมูลจากบ่อสังเกตการณ์น้ำบาดาล ของกรมทรัพยากรน้ำบาดาลในปี พ.ศ. 2552 โดยใช้ในการปรับเทียบแบบจำลองในสภาวะไม่ผันแปรตามเวลา (Steady State)

### 9.3.4 อัตราการเติมน้ำ (Recharge rate)

การพิจารณาอัตราการเติมน้ำอ้างอิงจาก การศึกษาของ (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555) ซึ่งได้พิจารณาจากการเติมน้ำสู่ชั้นน้ำบาดาลเป็นการเติมน้ำจากปริมาณฝนที่ตกในพื้นที่ ผ่านชั้นดินชั้นบนลงสู่ชั้นน้ำบาดาล อัตราการเติมน้ำสู่ชั้นน้ำบาดาลจากปริมาณฝนที่ตกลงสู่พื้นดิน โดยประเมินได้จากข้อมูลปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี ข้อมูลการคายระเหยของพืช ข้อมูลคุณสมบัติดิน ข้อมูลการใช้ที่ดิน และข้อมูลลักษณะทางธรณีสัณฐานจากกรมที่ดิน โดยได้ทำการแบ่งพื้นที่การเติมน้ำให้สอดคล้องตามลักษณะการใช้ที่ดิน โดยพื้นที่ที่มีการเติมน้ำเข้าสู่ระบบน้ำบาดาลกรุงเทพฯ และปริมณฑลมีลักษณะของการเติมน้ำที่ขอบแอ่ง โดยมีอัตราการเติมน้ำบริเวณขอบแอ่งประมาณ 10 % (Sanford and Buapeng, 1996)

ในการศึกษานี้จึงใช้ค่าสุทธิการเติมน้ำด้วยปริมาณน้ำฝนประมาณ 10 % จากค่าจริง ที่แบ่งการกระจายของปริมาณฝนด้วยรูปหลายเหลี่ยมโพลีกอน (Thiessen polygons) โดยสามารถแบ่งพื้นที่เพิ่มเติมน้ำแบ่งได้เป็น 15 พื้นที่ ดังแสดงในรูปที่ 9.7 ส่วนพื้นที่บริเวณกรุงเทพและปริมณฑลนั้นพบว่าส่วนใหญ่เป็นชั้นดินเหนียวกรุงเทพหนาประมาณ 20 เมตร ดังนั้นในบริเวณนี้จะกำหนดให้ไม่มีการเติมน้ำ




รูปที่ 9.7 ลักษณะพื้นที่เติมน้ำโดยใช้การกระจายปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษาด้วยรูปหลายเหลี่ยมโพลีกอน

### 9.3.5 ข้อมูลแม่น้ำ

ข้อมูลของแม่น้ำสายสำคัญในพื้นที่ศึกษา คือ แม่น้ำเจ้าพระยา (สถานีวัดน้ำท่าของกรมชลประทาน C2 C56 C13 C44 C3 C7A C36 C35 เป็นต้น) แม่น้ำท่าจีน (สถานีวัดน้ำท่าของกรมชลประทาน T10 T13 T15 และ T1) แม่น้ำป่าสัก (สถานีวัดน้ำท่าของกรมชลประทาน S9 S2 S32 S26 และ S5) และแม่น้ำแม่กลอง (สถานีวัดน้ำท่าของกรมชลประทาน K11A K55 K56 K2B และ K57) ซึ่งรายชื่อสถานีวัดน้ำ รูปตัดลำน้ำ ค่าระดับน้ำ (River stage) ระดับท้องน้ำ (Riverbed bottom) และความกว้างของลำน้ำ (River width) เป็นรายเดือนจากกรมชลประทาน

โดยในแบบจำลองนี้กำหนดค่าสมมติให้กับแบบจำลอง คือ ค่าความหนาของตะกอนท้องน้ำ (Riverbed thickness) เท่ากับ 1 เมตร และค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านตะกอนท้องน้ำ (Riverbed , Kz) เท่ากับ 0.025 เมตร/วัน โดยมีช่วงค่าที่นำเข้าขอบเขตแม่น้ำดังตารางที่ 9.2

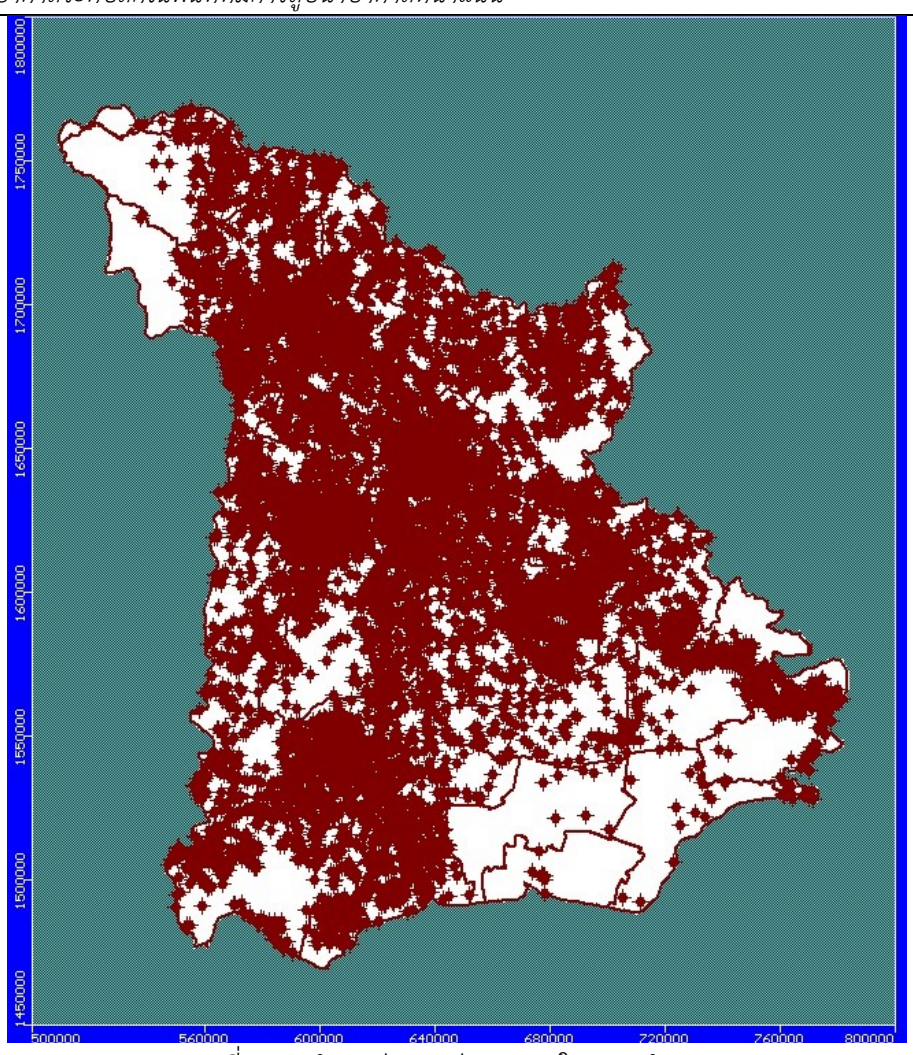
การกำหนดเส้นทางแม่น้ำในแบบจำลองนั้นมีความสำคัญในด้านเป็นพารามิเตอร์ที่มีการเติมน้ำในพื้นที่ชั้นบนสุดของแบบจำลอง บริเวณกรุงเทพและปริมณฑลนั้นถูกปิดทับด้วยชั้นดินเหนียวกรุงเทพ จึงกำหนดให้ไม่มีการเติมน้ำจากแม่น้ำในชั้นบนสุดของแบบจำลอง แต่การเติมน้ำจากแม่น้ำยังมีนัยสำคัญต่อพื้นที่เติมน้ำนอกขอบเขตกรุงเทพและปริมณฑล และระดับท้องน้ำของแม่น้ำต่างๆ จะวางตัวอยู่บนชั้นที่ 2 (ชั้นน้ำกรุงเทพ) ของแบบจำลอง

ตารางที่ 9.2 ค่าพารามิเตอร์ที่นำเข้าขอบเขตเงื่อนไขแม่น้ำ (RIV) ให้กับแบบจำลองตั้งต้น

| แม่น้ำ | ระดับน้ำ (m. MSL) | ระดับท้องน้ำ (m. MSL) |
|---|---|---|
| แม่น้ำแม่กลอง | 2.274 – (-5.785) | 0.311 – (-6.625) |
| แม่น้ำท่าจีน | (-0.289) – (-2.694) | (-2.828) – (-4.328) |
| แม่น้ำเจ้าพระยา | (-3.252) – (-2.928) | (-9.673) – (-12.075) |
| แม่น้ำป่าสัก | 11.486 – (-2.417) | 7.606 – (-12.698) |

### 9.3.6 อัตราการสูบน้ำใต้ดิน

ใช้ข้อมูลจาก ข้อมูลผู้ได้รับอนุญาตใช้น้ำบาดาล จากกรมทรัพยากรน้ำบาดาล ซึ่งเป็นข้อมูลที่มีความสำคัญข้อมูลหนึ่งในการวิเคราะห์ด้วยแบบจำลองคณิตศาสตร์ โดยพิจารณาตำแหน่งของบ่อ ระดับความลึกท่อกรอง ปริมาณน้ำที่สูบใช้และช่วงวันเวลาที่สูบใช้น้ำ จากการรวบรวมข้อมูลพบว่ามีบ่อบาดาลในขอบเขตพื้นที่แบบจำลอง ทั้งหมด 8831 บ่อ กระจายอยู่ในพื้นที่แสดงดังรูปที่ 9.8 ทั้งนี้ในความเป็นจริงมีการใช้น้ำอีกหลายกลุ่มที่ใช้น้ำในปริมาณน้อย และไม่ต้องขออนุญาตอีกมาก รวมทั้งการลักลอบใช้น้ำที่ไม่มีข้อมูล จึงไม่สามารถนำมาใช้ในการสร้างแบบจำลองครั้งนี้ได้




รูปที่ 9.8 ตำแหน่งของบ่อบาดาลในแบบจำลอง

## 9.4 การจำลองในสภาวะคงที่

การศึกษานี้ทำการจำลองในสภาวะคงที่ (Steady state) โดยทำการปรับเทียบ (Calibration) ตรวจสอบ (Verification) ค่าตัวแปรทางชลศาสตร์ของชั้นหินอุ้มน้ำ เงื่อนไขขอบเขตของแบบจำลอง เพื่อนำแบบจำลองที่ได้มาพิจารณาอิทธิพลของการสูบน้ำ อิทธิพลของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ ที่อาจจะส่งผลกระทบต่อระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา

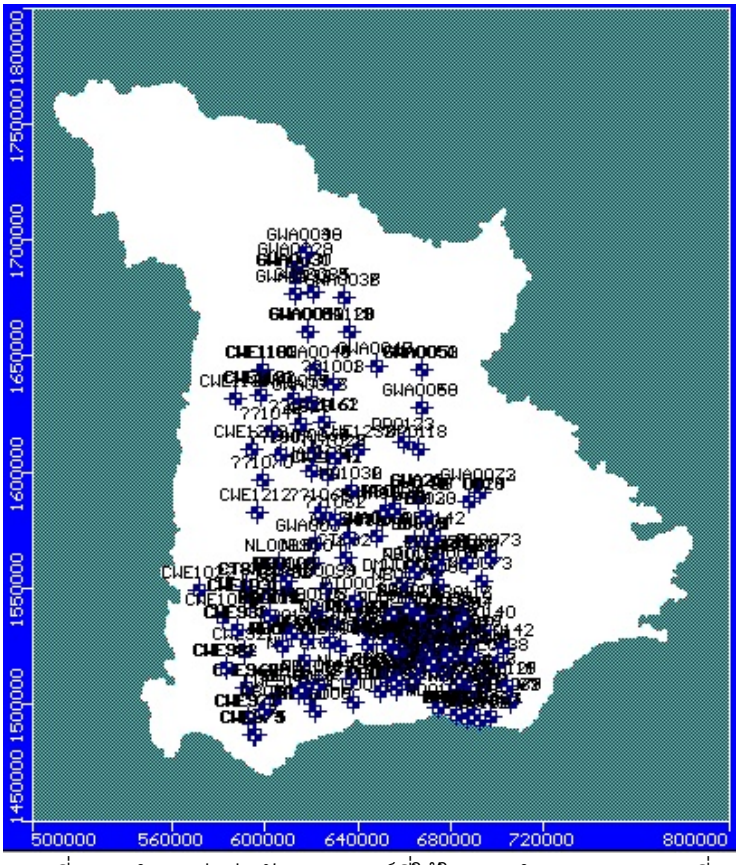
### 9.4.1 เงื่อนไขของการจำลองในสภาวะคงที่

1) การจำลองในสภาวะคงที่ได้เลือกใช้ข้อมูลในปี พ.ศ. 2552 (ค.ศ. 2009) ซึ่งกรมทรัพยากรน้ำบาดาล ได้ทำการสำรวจระดับน้ำบาดาลของพื้นที่ศึกษา ใช้เป็นระดับน้ำเริ่มต้นในการคำนวณซึ่งมีข้อมูลสมบูรณ์ มีความแปรผันค่อนข้างน้อยและพิจารณาในช่วงเวลา 1 ปี จึงจะมีความสอดคล้องกับสมมุติฐานการไหลในสภาวะคงที่

2) กำหนดให้น้ำเพิ่มเติมเข้าสู่ระบบ การสูบน้ำขึ้นมาใช้ เป็นตัวแปรที่ควบคุมระดับน้ำและแรงดันของน้ำใต้ดิน

3) ขอบเขตของแบบจำลอง ให้การไหลเข้า คือ ปริมาณฝนและแม่น้ำในการกำหนดขอบเขต ส่วนการไหลออกจะใช้บ่อสูบน้ำในการกำหนดขอบเขต

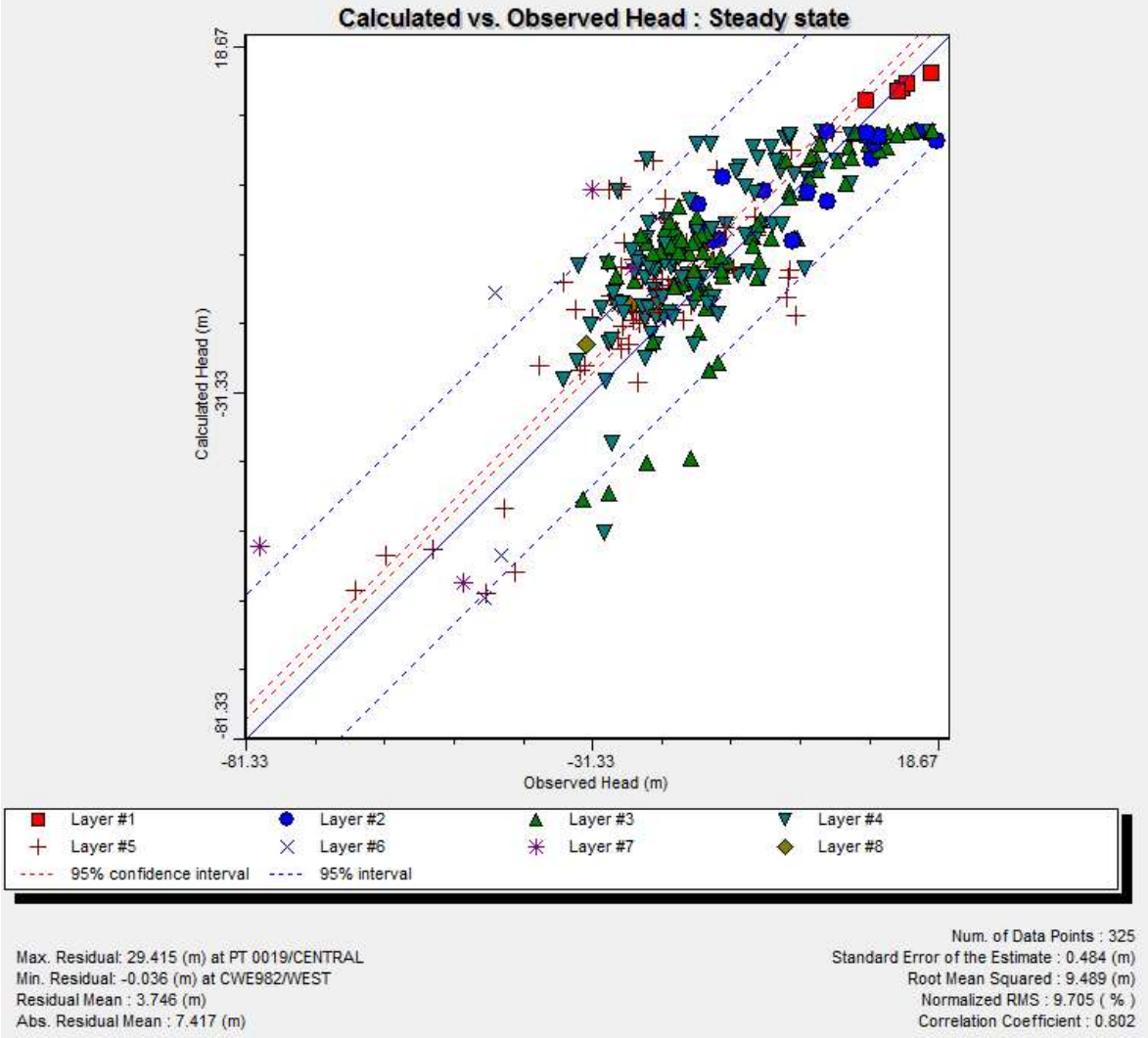
4) การจำลองจะมีการปรับค่าตัวแปร คือ อัตราการเพิ่มเติมน้ำและค่าความนำทางชลศาสตร์ ของชั้นหินอุ้มน้ำ เพื่อให้แรงดันของน้ำใต้ดินในบ่อสังเกตการณ์ จำนวน 342 บ่อ มีค่าใกล้เคียงกับข้อมูลที่วัดในภาคสนามในช่วงเวลาที่กำหนดในข้อ 1) มากที่สุด โดยตำแหน่งของบ่อสังเกตการณ์แสดงดังรูปที่ 9.9




รูปที่ 9.9 ตำแหน่งบ่อสังเกตการณ์ที่ใช้ในการจำลองสภาวะคงที่

### 9.4.2 ผลการจำลองในสภาวะคงที่

แบบจำลองที่ได้จากการปรับเทียบโดยใช้บ่อสังเกตการณ์ จำนวน 325 บ่อ กระจายในพื้นที่ศึกษา พบว่าค่าของแรงดันน้ำที่คำนวณได้มีค่าเฉลี่ยเศษเหลือสัมบูรณ์ (absolute residual mean) เท่ากับ 7.417 ม. ค่ารากที่สองของค่าความคลาดเคลื่อนกำลังสองเฉลี่ย (Root Mean Squared Error, RMSE) เท่ากับ 9.489 ม. ค่าปกติของรากที่สองของค่าเฉลี่ยยกกำลังสอง (Normalized RMS) 9.705% ค่าสัมประสิทธิสหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient) เท่ากับ 0.802 ดังแสดงในรูปที่ 9.10 และได้สรุปค่าความนำทางชลศาสตร์ในแนวดิ่ง และแนวราบที่ปรับเทียบแล้วแสดงอยู่ในตารางที่ 9.3




รูปที่ 9.10 ผลการปรับเทียบแบบจำลองระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา

จะเห็นว่าแรงดันน้ำที่ได้จากแบบจำลองในสภาวะคงที่มีความคลาดเคลื่อนจากการเปรียบเทียบระหว่างค่าที่ได้จากการคำนวณกับค่าจริงที่วัดได้จากบ่อสังเกตการณ์อยู่บ้าง เนื่องจากบ่อสังเกตการณ์มีจำนวนมากและพื้นที่ศึกษามีขนาดใหญ่ โดยตารางที่ 9.4 แสดงตัวอย่างของผลการคำนวนประกอบด้วย ชื่อบ่อสังเกตการณ์ ตำแหน่งของบ่อสังเกตการณ์ที่เลือกใช้ และความแตกต่างของค่าจริงกับค่าที่คำนวณได้จากแบบจำลอง พบว่า บ่อสังเกตการณ์ที่มีค่าแรงดันน้ำคลาดเคลื่อนน้อยที่สุดคือ บ่อสังเกตการณ์ CWE982 และบ่อสังเกตการณ์ ที่มีความคลาดเคลื่อนมากที่สุดคือ บ่อสังเกตการณ์ PT0019

และจากการตรวจสอบ (Verification) บ่อสังเกตการณ์น้ำบาดาลจำนวน 316 บ่อ โดยการปรับค่าตัวแปรเข้า – ออกของแบบจำลองพื้นที่ศึกษาด้วยข้อมูลปี พ.ศ. 2555 (ค.ศ.2012) เนื่องจากระดับน้ำในช่วงเวลาดังกล่าวมีการสภาพค่อนข้างคงที่มากกว่าช่วงปีอื่นๆ ได้ผลว่าค่าของแรงดันน้ำที่คำนวณได้มีค่าเฉลี่ยเศษเหลือสัมบูรณ์ (absolute residual mean) เท่ากับ 9.024 ม. ค่ารากที่สองของค่าความคลาดเคลื่อนกำลังสองเฉลี่ย (Root Mean Squared Error, RMSE) เท่ากับ 11.575 ม. ค่าปกติของรากที่สองของ

ค่าเฉลี่ยยกกำลังสอง (Normalized RMS) 11.54% ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient) เท่ากับ 0.724

ตารางที่ 9.3 สรุปค่าตัวแปรค่าความนำทางชลศาสตร์ที่ได้จากการปรับเทียบในสภาวะคงที่

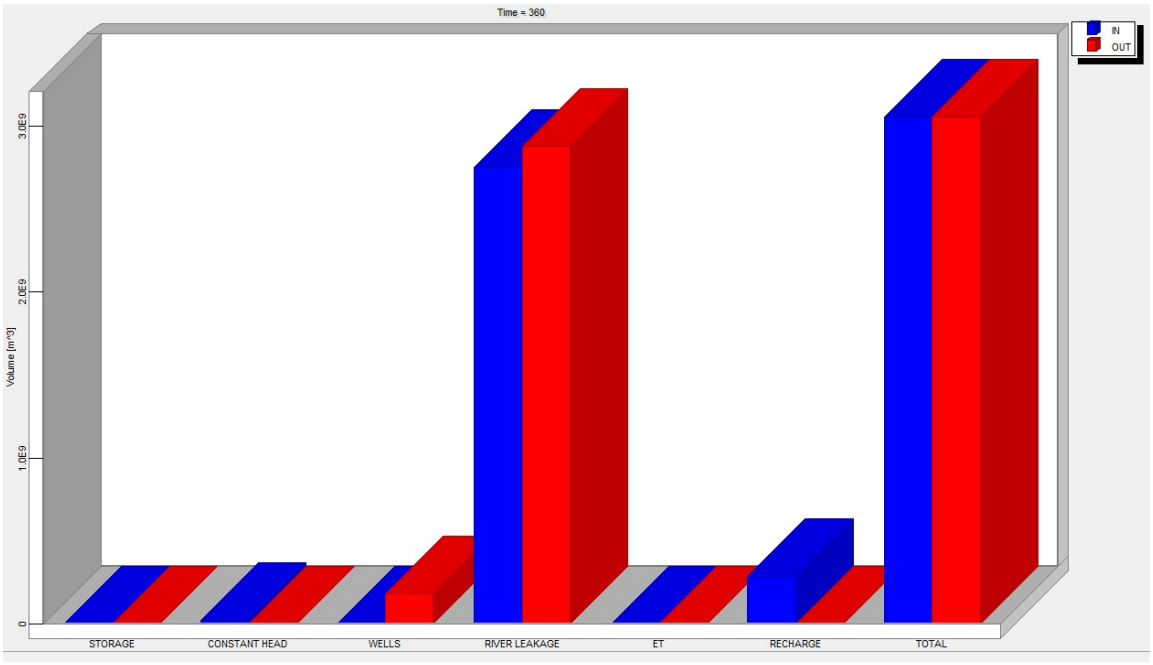
| Layer | Kx [m/s] | Ky [m/s] | Kz [m/s] |
|---|---|---|---|
| 1 | 5.5E-9 | 5.5E-9 | 5.5E-10 |
| 2 | 0.00968 | 0.00968 | 0.000968 |
| 3 | 0.0099 | 0.0099 | 0.0099 |
| 4 | 0.0001 | 0.0001 | 1E-6 |
| 5 | 2.26E-6 | 2.26E-6 | 2.26E-7 |
| 6 | 2.23E-7 | 2.23E-7 | 2.23E-8 |
| 7 | 1.07E-7 | 1.07E-7 | 1.07E-9 |
| 8 | 2.76E-6 | 2.76E-6 | 2.76E-7 |
| 9 | 4.38E-10 | 4.38E-10 | 4.38E-11 |
| 10 | 4E-9 | 4E-9 | 4E-10 |
| 11 | 4.85E-5 | 4.85E-5 | 4.85E-7 |
| 12 | 9.48E-6 | 9.48E-6 | 9.48E-10 |
| 13 | 7.5E-8 | 7.5E-8 | 7.5E-9 |
| 14 | 8E-6 | 8E-6 | 8E-8 |
| 15 | 4.8E-8 | 4.8E-8 | 4.8E-9 |
| 16 | 9.1E-9 | 9.1E-9 | 9.1E-9 |
| 17 | 8.92E-7 | 8.92E-7 | 8.92E-8 |

ตารางที่ 9.4 ตัวอย่างข้อมูลแรงดันน้ำหลังปรับเทียบแบบจำลองในสภาวะคงที่

| ชื่อบ่อ | ตำแหน่ง | | ระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ (ม.) | ระดับน้ำจากการคำนวณ (ม.) | คลาดเคลื่อน (ม.) |
|---|---|---|---|---|---|
| | เหนือ - ใต้ | ออก - ตก | | | |
| BK0001/CENTRAL | 671578 | 1532256 | -12.91 | -9.21 | 3.69 |
| BK0002/CENTRAL | 665018 | 1522040 | -16.07 | -4.27 | 11.79 |
| BK0003/CENTRAL | 676757 | 1514161 | -16.03 | -7.49 | 8.54 |
| CT101/CENTRAL | 619500 | 1502750 | -47.01 | -60.84 | -13.83 |
| CT862/CENTRAL | 602381 | 1547294 | -2.97 | -2.30 | 0.67 |
| CT871/CENTRAL | 592100 | 1551100 | -7.45 | 2.67 | 10.12 |
| CT872/CENTRAL | 592100 | 1551100 | -4.15 | 2.67 | 6.83 |
| CT881/CENTRAL | 609500 | 1549450 | -20.30 | -8.90 | 11.40 |
| CT882/CENTRAL | 609500 | 1549450 | -23.39 | -8.90 | 14.49 |
| CT883/CENTRAL | 609500 | 1549450 | -19.86 | -8.90 | 10.96 |
| CT892/CENTRAL | 635145 | 1563372 | -13.95 | -12.93 | 1.02 |
| CWE1022/WEST | 571874 | 1548812 | 6.16 | 2.58 | -3.59 |

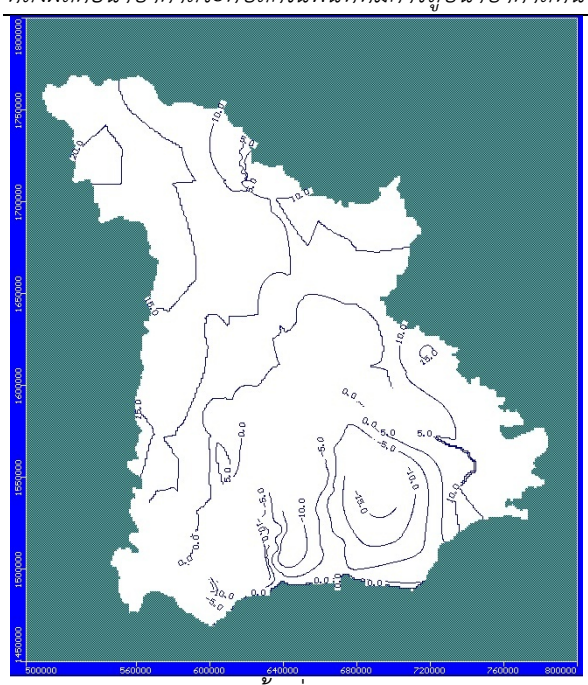
ตารางที่ 9.5 สมดุลของน้ำใต้ดินจากการจำลองในสภาวะคงที่

| แหล่ง และปริมาณการไหลเข้า (ลบ.ม./ปี) | แหล่ง และปริมาณการไหลออก (ลบ.ม./ปี) |
|---|---|
| Constant head = 20,355,020 | Constant head = 545,616 |
| River Leakage = 2.751E9 | Well = 179,484,720 |
| Recharge = 286043200 | River Leakage = 2.877E9 |
| Total In = 3.0575E9 | Total Out = 3.0573E9 |
| In-Out = 143872 (ลบ.ม./ปี) | % Discrepancy = 0.00 |

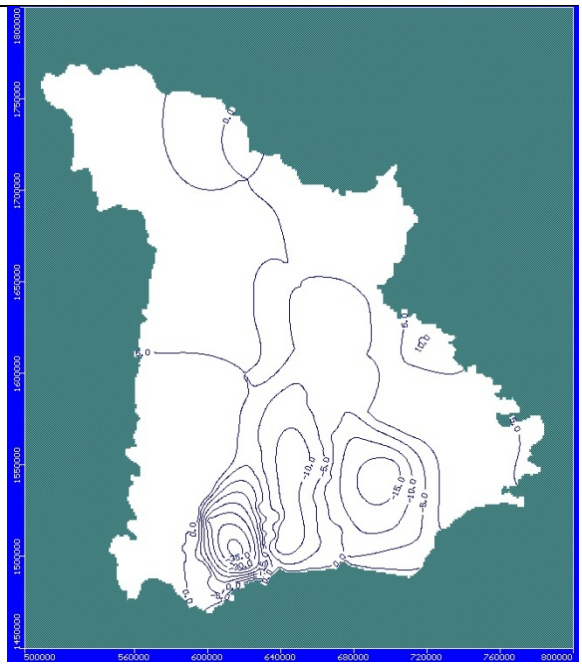



รูปที่ 9.11 สมดุลของน้ำใต้ดินจากการจำลองในสภาวะคงที่

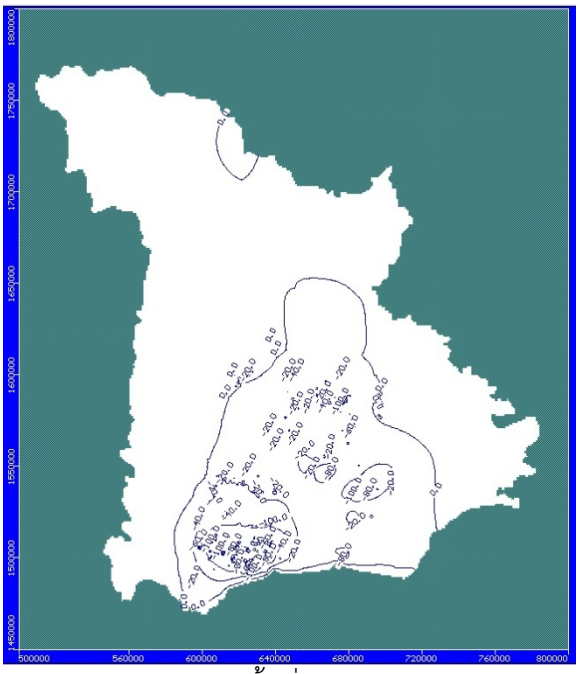
โดยจะมีการไหลจากขอบพื้นที่เข้าสู่กลางแอ่ง และไหลจากเหนือลงใต้ สมดุลน้ำใต้ดินจากการจำลองในสภาวะคงที่สามารถแสดงได้ดังตารางที่ 9.5 และรูปที่ 9.11 ดังนี้ สำหรับเส้นแรงดันเท่าและทิศทางการไหลที่ได้ มีรูปแบบสอดคล้องกับแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ ดังแสดงในรูป 9.12 ถึงรูปที่ 9.13



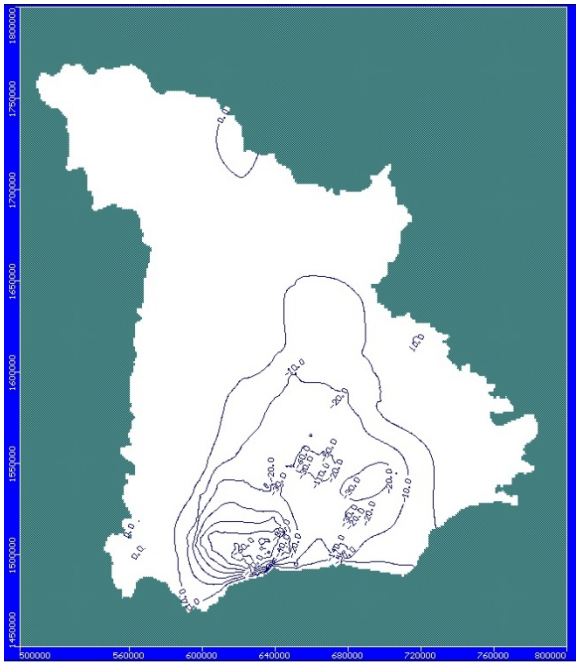
ชั้นที่ 1



ชั้นที่2

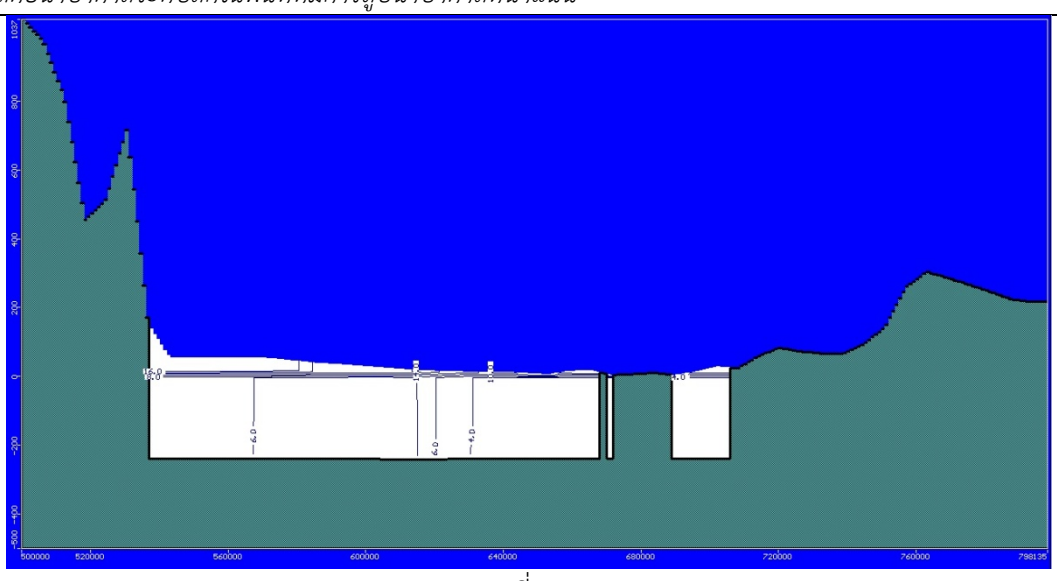


ชั้นที่ 4

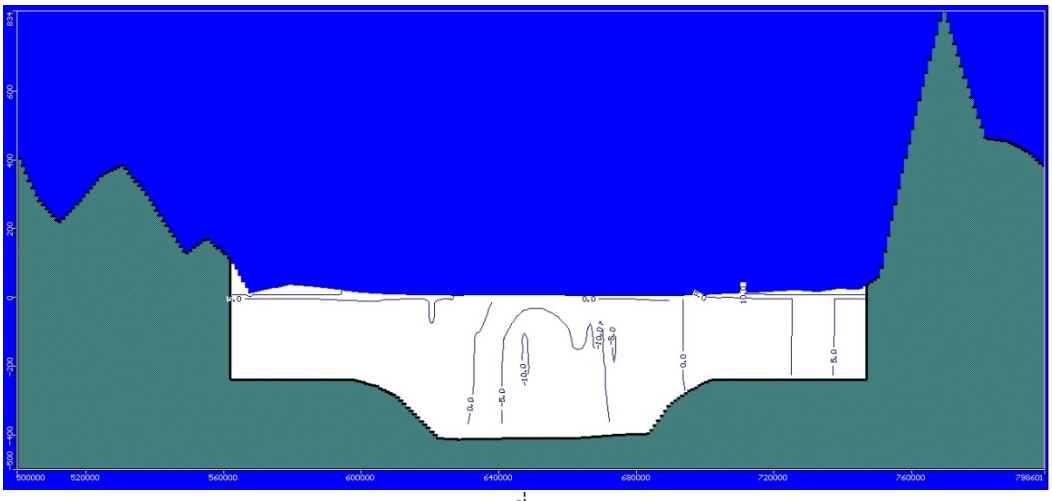


ชั้นที่ 5

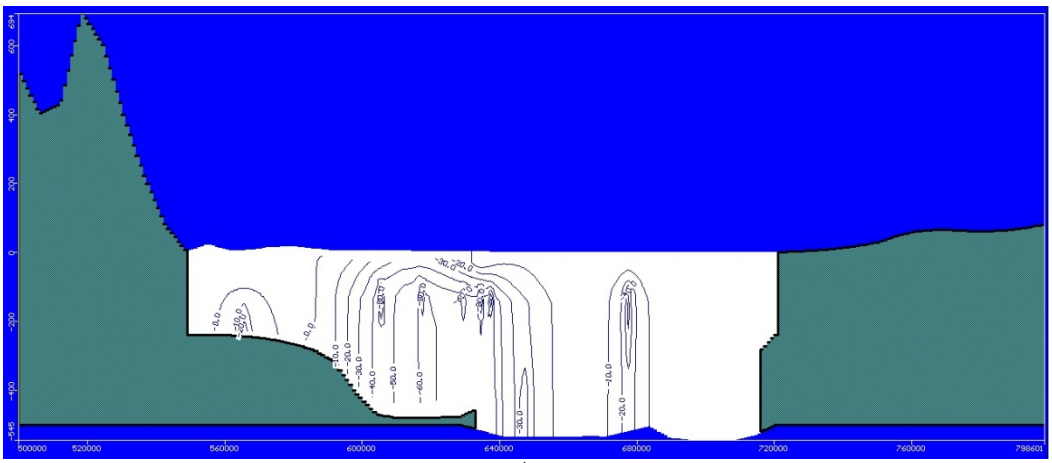
รูปที่ 9.12 ผลการจำลองแสดงเส้นแรงดันเท่า และทิศทางการไหลในสภาวะคงที่



แถวที่ 100



แถวที่ 200



แถวที่ 300

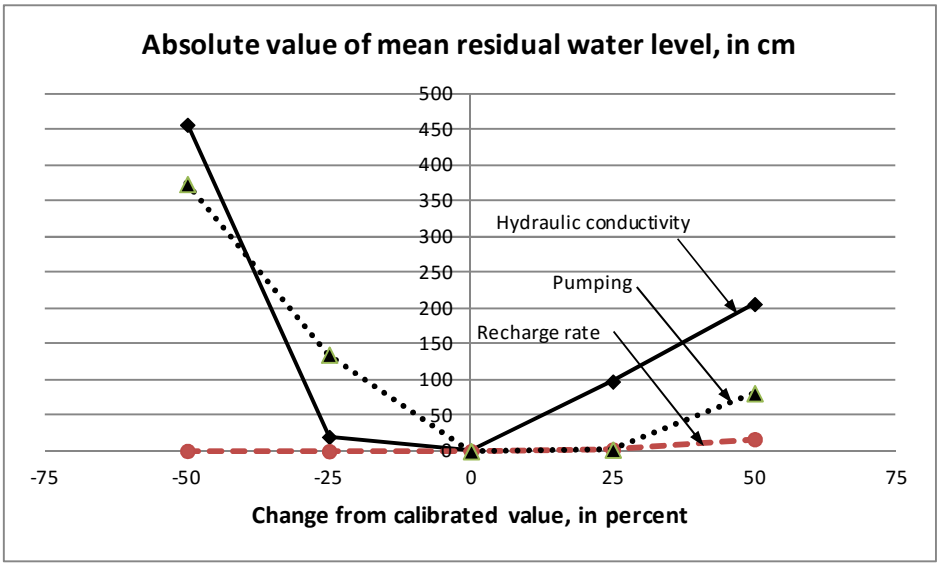
รูปที่ 9.13 ผลการจำลองแสดงเส้นแรงดันเท่า ระดับน้ำใต้ดิน และทิศทางการไหลในสภาวะคงที่

### 9.4.3 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรในสภาวะคงที่

การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลอง (Sensitivity analysis) คือ การจำลองซ้ำโดยการเปลี่ยนค่าตัวแปรที่ใช้ในการจำลองครั้งละตัวแปรหลังจากทำการปรับเทียบแบบจำลองสมบูรณ์แล้ว (สอดคล้องกับแบบจำลองเชิงมโนทัศน์และมีความคลาดเคลื่อนน้อย) เพื่อดูผลของความคลาดเคลื่อนของเฮดความดันที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงตัวแปรนั้นๆ เทียบกับค่าตัวแปรที่ได้จากการปรับเทียบว่ามีแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงอย่างไร หากตัวแปรใดมีการเปลี่ยนแปลงมาก แสดงว่าตัวแปรนั้นมีความอ่อนไหวต่อการเปลี่ยนแปลงมากสำหรับแบบจำลองนั้น

การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองใช้ตัวแปรที่บ่งถึงสมบัติของหินอุ้มน้ำ ประกอบด้วยค่าความนำทางชลศาสตร์ อัตราการเพิ่มเติมน้ำและค่าการสูบน้ำ โดยทำการเปลี่ยนแปลงค่าตัวแปรครั้งละหนึ่งตัวแปรและครั้งละ 25 % เพื่อดูผลความคลาดเคลื่อนของแบบจำลองจากการเปลี่ยนแปลงตัวแปรนั้น

โดยประโยชน์ของการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองก็เพื่อให้ทราบถึงอิทธิพลของตัวแปรที่มีต่อแบบจำลอง เพื่อใช้กำหนดแนวทางในการเก็บข้อมูลภาคสนามเพิ่มเติม หรือเพื่อใช้ในการปรับเทียบเมื่อต้องการเปลี่ยนแปลงแบบจำลองจากการเปลี่ยนแปลงสภาพอุทกธรณีวิทยาในอนาคตหรือปรับชุดตัวแปรในขั้นละเอียดที่ทำให้แบบจำลองที่ได้จากการปรับตัวแปรมีความคลาดเคลื่อนลดลงและยืนยันความถูกต้องของชุดตัวแปรก่อนที่จะพัฒนาแบบจำลองในขั้นตอนต่อไป




รูปที่ 9.14 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรต่างๆ ในแบบจำลอง

จากการเปรียบเทียบผลการจำลองจากการปรับเปลี่ยนค่าตัวแปรกับผลของชุดข้อมูลปรับเทียบสมบูรณ์ โดยพิจารณาค่าเฉลยความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์ (Mean absolute error) เป็นหลัก และพิจารณาผลการจำลองอื่น ๆ ประกอบด้วย ได้แก่ ค่าความคลาดเคลื่อนมาตรฐาน (Standard error) และค่าเฉลี่ย

รากที่สองของความคลาดเคลื่อน (Root mean squared error) ที่ได้จากการเปลี่ยนแปลงค่าตัวแปรแต่ละครั้ง

โดยผลการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองแสดงในรูป 9.14 ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรเป็นเปอร์เซนต์กับค่าเฉลี่ยความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์ของเฮดความดันที่ได้ พบว่าตัวแปรที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงมากที่สุดคือ ค่าความนำทางชลศาสตร์ (K) รองลงมาเป็นค่าอัตราการสูบน้ำ (Pumping) และอันดับสุดท้ายคือค่าอัตราการเพิ่มเติมน้ำ (RCH) ตามลำดับ

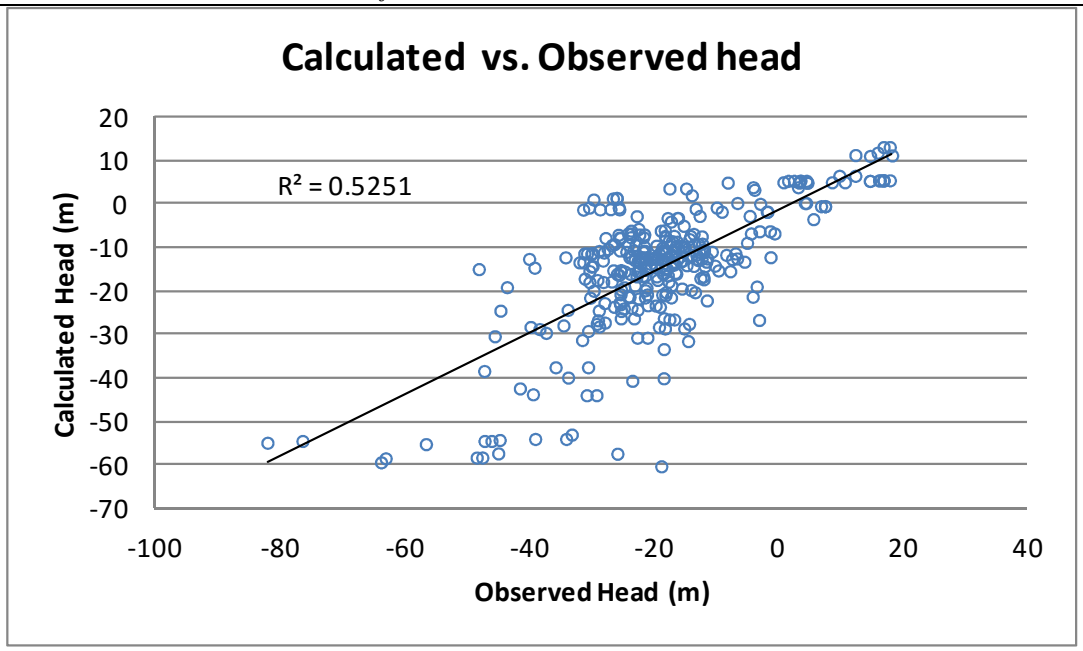
## 9.5 การหาความเชื่อมโยงของตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาลจากแบบจำลอง MODFLOW

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝนดังที่ได้กล่าวมาแล้วในบทที่ 6 ในส่วนของการวิเคราะห์ด้วยสมการถดถอยเชิงพหุจะสามารถทำนายค่าปริมาณน้ำฝนของปี พ.ศ. 2555 (ค.ศ. 2012) ได้ดังตารางที่ 9.6 ดังนี้

ตารางที่ 9.6 ปริมาณการเติมน้ำ (Recharge) ที่ได้จากการทำนายด้วยสมการถดถอยเชิงพหุในบทที่ 6

| number | station | coordinates | | Rain from prediction (mm/yr) | Recharge (mm/yr) |
|---|---|---|---|---|---|
| | | East | North | | |
| 1 | กำแพงเพชร | 556924 | 1822475 | 101.852 | 10.185 |
| 2 | นครสวรรค์ | 624954 | 1747159 | 94.981 | 9.498 |
| 3 | ตากฟ้า สกษ. | 661012 | 1697596 | 99.185 | 9.919 |
| 4 | ชัยนาท | 627136 | 1675260 | 82.945 | 8.295 |
| 5 | ลพบุรี | 673984 | 1636832 | 95.254 | 9.525 |
| 6 | สุพรรณบุรี | 622740 | 1600503 | 82.364 | 8.236 |
| 7 | พระนครศรีอยุธยา | 684987 | 1605563 | 86.775 | 8.677 |
| 8 | อู่ทอง สกษ. | 593472 | 1581080 | 86.962 | 8.696 |
| 9 | กาญจนบุรี | 557860 | 1550253 | 90.083 | 9.008 |
| 10 | นครปฐม | 604388 | 1549783 | 92.477 | 9.248 |
| 11 | ปทุมธานี | 674530 | 1559386 | 104.318 | 10.432 |
| 12 | สนามบนดอนเมือง | 673406 | 1539371 | 112.390 | 11.239 |
| 13 | ราชบุรี | 585741 | 1491432 | 95.419 | 9.542 |
| 14 | กรุงเทพมหานคร | 668682 | 1518012 | 139.186 | 13.919 |
| 15 | ฉะเชิงเทรา | 766097 | 1495485 | 108.002 | 10.800 |

นำค่าการเติมน้ำจากตารางที่ 9.6 นำเข้าสู่แบบจำลอง MODFLOW ที่ผ่านการปรับเทียบแล้วของพื้นที่ศึกษา จะได้ผลการทำนายระดับน้ำบาดาลดังแสดงในรูปที่ 9.15 ดังนี้




รูปที่ 9.15 ผลการจำลองระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาช่วงเวลาปี พ.ศ. 2555

จากผลการจำลองสภาพน้ำบาดาล ซึ่งใช้ข้อมูลปริมาณการเติมน้ำผิวดินปี พ.ศ. 2555 (ค.ศ.2012) ที่ได้จากการทำนายด้วยตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ (จากบทที่ 6) โดยพิจารณาบ่อสังเกตการณ์น้ำบาดาลจำนวน 316 บ่อ พบว่าค่าของระดับน้ำที่คำนวณได้มีค่าใกล้เคียงกับบ่อสังเกตการณ์ โดยมีค่าตัวแปรทางสถิติต่างๆ คือ เฉลี่ยเศษเหลือสัมบูรณ์ (absolute residual mean) เท่ากับ 8.996 ม. ค่ารากที่สองของค่าความคลาดเคลื่อนกำลังสองเฉลี่ย (Root Mean Squared Error, RMSE) เท่ากับ 11.532 ม. ค่าปกติของรากที่สองของค่าเฉลี่ยยกกำลังสอง (Normalized RMS) 11.498% ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient) เท่ากับ 0.725

โดยที่ค่าความแตกต่างของค่าจริงกับค่าที่จำลองได้ มีความใกล้เคียงอยู่พอสมควร โดยเฉลี่ยของทั้งพื้นที่แล้วต่างกันประมาณ 9 เมตร ซึ่งบ่อสังเกตการณ์ที่มีค่าแรงดันน้ำคลาดเคลื่อนน้อยที่สุดคือ บ่อสังเกตการณ์ PD0115 มีความคลาดเคลื่อนประมาณ 0.007 เมตร และบ่อสังเกตการณ์ที่มีความคลาดเคลื่อนมากที่สุดคือ บ่อสังเกตการณ์ JICC0004 มีความคลาดเคลื่อนประมาณ 41.452 เมตร

สรุปแล้วการจัดทำแบบจำลองสภาพน้ำใต้ดินในพื้นที่ศึกษาแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างในสภาพที่ชั้นหินอุ้มน้ำไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (heterogeneous) และมีค่าความนำทางชลศาสตร์เปลี่ยน แปลงตามทิศทาง (anisotropic) โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ MODFLOW สามารถสรุปผลการศึกษาในภาพรวมได้ดังนี้

สภาพอุทกธรณีวิทยาของแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างเป็นชั้นอุ้มน้ำที่เกิดจากการตกตะกอนยุคควอเทอร์นารี (Quaternary Deposits) วางตัวอยู่บนชั้นหินแข็งยุคพรีแคมเบรียน (Precambrian) ลักษณะการแบ่งแยกของตะกอนในแนวดิ่งค่อนข้างชัดเจนแบ่งแยกชั้นหินอุ้มน้ำ ได้ประมาณ 8 ชั้น ทิศทางการไหลของ

น้ำใต้ดินที่ได้จากแบบจำลองตรงกันกับแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ โดยพบว่าการไหลบริเวณกว้างนั้น มีการไหลจากขอบของแบบจำลองเข้าสู่ตอนกลางของแอ่ง

การเพิ่มเติมน้ำผิวดินในแบบจำลองมีค่าประมาณร้อยละ 10 ของปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี ค่าปริมาณการสูบน้ำขึ้นมาใช้ เป็นค่าที่ได้จากการขออนุญาตจากกรมทรัพยากรน้ำบาดาล ไม่สามารถสรุปได้ว่าเป็นปริมาณการใช้น้ำทั้งหมดได้ การจำลองในสภาวะคงที่เป็นระยะเวลา 1 ปี พบว่าผลที่ได้มีความคลาดเคลื่อนจากข้อมูลจากบ่อสังเกตการณ์มากพอสมควร การปรับเทียบแบบจำลองไม่สามารถทำให้ลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำมีรูปแบบเดียวกันกับการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำของบ่อสังเกตการณ์ได้ทั้งหมด

ทั้งนี้ น่าจะเกิดจากความแตกต่างของชนิดชันหินอุ้มน้ำตามธรรมชาติที่ตำแหน่งของท่อกรองซึ่งมีอยู่หลายระดับและอยู่ที่ต่างระดับกัน แต่ไม่สามารถกำหนดชนิดชั้นหินอุ้มน้ำให้เหมือนสภาพธรรมชาติได้จึงเกิดความคลาดเคลื่อนดังกล่าวขึ้น มีบ่อสังเกตการณ์ PD0115 ที่มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำใกล้เคียงกับระดับน้ำจากการสังเกตการณ์ที่สุด และการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรพบว่าค่าความนำทางชลศาสตร์มีความอ่อนไหวมากที่สุด

จากผลการศึกษาดังที่กล่าวมาแล้ว แสดงให้เห็นว่า ค่าระดับน้ำบาดาลที่ได้มีความใกล้เคียงกันกับระดับน้ำจากการสังเกตการณ์อยู่พอสมควร ดังนั้น ถ้าหากว่าเราสามารถนำกระบวนการวิเคราะห์ทางสถิติเข้ามาใช้ในการศึกษาและประเมินถึงความเชื่อมโยงของสภาพภูมิอากาศที่มีต่อระดับน้ำบาดาลได้ก็จะเป็นอีกแนวทางหนึ่ง ที่มีประโยชน์มากเนื่องจากมีการใช้ข้อมูลเพียงเล็กน้อยและไม่ต้องเสียค่าใช้จ่ายที่แพงเกินเกินความจำเป็น เช่น ตัวแปรดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ ปริมาณน้ำฝนและข้อมูลบ่อสังเกตุการณ์เป็นต้น ซึ่งจะสามารถประหยัดค่าใช้จ่ายในการดำเนินการศึกษาด้วยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ เช่น ค่าการเจาะสำรวจสภาพธรณีวิทยา ค่าแผนที่ภูมิประเทศเพิ่มเติมซึ่งเป็นจำนวนที่มากพอสมควรและอาจรวมถึงระยะเวลาที่ต้องเพิ่มเข้ามาในระหว่างการศึกษาด้วย

# บทที่ 10
# บทสรุปและข้อเสนอแนะ

## 10.1 สรุป

การเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศ (Climate change) ทำให้สภาพแวดล้อมของโลก เช่น กระแสลม การไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทรมีความแปรปรวนมากขึ้น ซึ่งอาจส่งผลให้ปริมาณฝนตกต่อเนื่องเพิ่มมากขึ้นทำให้เกิดปัญหาน้ำท่วม หรือฝนทิ้งช่วงเป็นเวลานานทำให้เกิดภัยแล้งที่ยาวนานขึ้น ซึ่งประเทศไทยย่อมต้องได้รับผลกระทบจากปรากฏการณ์ดังกล่าวอย่างหลีกเลี่ยงไม่ได้

น้ำบาดาลอาจได้รับผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ ทั้งทางตรงและทางอ้อม เพราะน้ำบาดาลจะแปรผันกับปริมาณน้ำฝน แต่กระบวนการเพิ่มเติมน้ำบาดาลอาจจะขึ้นอยู่กับหลายปัจจัย เช่น ขนาดและชนิดของพื้นที่รับน้ำ (Recharge area) และอัตราการเติมน้ำ (Recharge rate) ซึ่งสามารถสังเกตการเปลี่ยนแปลงโดยพิจารณาระดับน้ำบาดาล ดังนั้น การติดตามการเปลี่ยนแปลงขึ้นลงของระดับน้ำบาดาลเป็นระยะเวลาต่อเนื่องกันนานๆ ก็จะสามารถทำให้เราประเมินถึงปริมาณ (Quantity) น้ำบาดาลได้ โดยในการวิเคราะห์ผลกระทบของความแปรปรวนสภาพอากาศที่ส่งผลต่อน้ำบาดาลระดับลึกในพื้นที่ที่มีการสูบน้ำ สามารถสรุปการศึกษาประเด็นต่างๆ ได้ดังต่อไปนี้

1) การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อประเมินผลกระทบของอิทธิพลของความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์จากปรากฏการณ์ Indian Ocean Dipole (IOD) และ El Niño-Southern Oscillation (ENSO) และอัตราการสูบน้ำที่มีผลต่อสัญญาณของอนุกรมเวลาน้ำบาดาลในระดับลึกด้วยวิธีการแยกองค์ประกอบ (แยกแนวโน้ม) กับน้ำบาดาลระดับลึกในบริเวณพื้นที่เจ้าพระยาตอนล่าง

2) ในการหาคาบการเกิดซ้ำหรือความถี่การเกิดของปริมาณฝน หรือน้ำบาดาลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) จะให้ผลที่ชัดเจนและสามารถบอกรายละเอียดช่วงเวลาการเกิดของข้อมูลได้ชัดเจนมากกว่าการวิเคราะห์ความถี่สเปคตรัม (Spectral Analysis) ในกรณีที่ข้อมูลอนุกรมเวลาไม่คงที่ (Non-stationary) หรือมีความแปรปรวนมากๆ

3) จากการวิเคราะห์ดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ พบว่า คาบการเกิดซ้ำของมรสุมฤดูร้อนเอเชีย ตัวชี้วัด Indian Summer Monsoon Index (IMI) และWestern North Pacific Monsoon Index (WNPMI) รอบการเกิดของมรสุมฤดูร้อนอาเซียนคือค่า ดัชนี IMI และ WNPMI มีความคล้ายคลึงกันอยู่ที่ประมาณ 1 ปี ซึ่งสอดคล้องกับรอบการเกิดของปริมาณฝน สำหรับปรากฏการณ์เอนโซ่ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) ซึ่งมีตัวชี้วัดรวม 3 ตัวแปร คือ Multivariate ENSO Index (MEI) จะมีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2.5 - 5 ปี ในขณะที่ The Southern Oscillation Index (SOI) มีคาบ

การเกิดอยู่ที่ 2.5 – 4 และ 12 ปี และสุดท้าย Sea Surface Temperature (SST) Nino4 มีคาบการเกิดอยู่ที่ประมาณ 2.5 – 4 และ 12 ปี สำหรับปรากฏการณ์ Dipole Mode Index (DMI) จะมีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2 - 4 ปี โดยทั้งหมดจะเห็นลักษณะของรอบเวลาระหว่างปี (Interannual) และรอบระหว่างทศวรรษ (Multidecadal)

4) การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝนนั้น จากการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนในพื้นที่ภาคกลางตอนล่าง 15 สถานี พบว่าข้อมูลน้ำฝนรายเดือนมีรอบการเกิดซ้ำที่ชัดเจนที่สุด ทุก 1 ปี ในทุกสถานีที่ได้ศึกษาส่วนใหญ่ ซึ่งตรงกับฤดูกาลของฝนในประทศไทย เมื่อวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสหสัมพันธ์ระหว่างค่าดัชนี IMI WNPMI DMI MEI SOI และSSTNino4 กับ ปริมาณฝนสถานีต่างๆ ในภาคกลางนั้น พบว่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่าง DMI กับ MEI ค่อนข้างน้อยคือมีค่าอยู่ระหว่าง 0.1-0.2 สำหรับความสัมพันธ์ของค่าดัชนีมรสุมฤดูร้อนอาเซียน IMI กับ WNPMI พบว่ามีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนมากกว่าดัชนีสภาพอากาศอื่นๆ คือมีค่าสัมประสิทธ์สหสัมพัทธ์ประมาณ 0.6 โดยมรสุมจะส่งผลต่อปริมาณฝนในช่วงเวลาเกือบจะทันทีหรือน้อยกว่า 1 เดือน เนื่องจากใช้มูลรายเดือนในการวิเคราะห์ สำหรับดัชนี SOI และ Nino 4 จะส่งผลต่อปริมาณฝนเมื่อเวลามากกว่า 1 เดือน

5) การวิเคราะห์สมการถดถอยเชิงพหุ ที่มีตัวแปรอิสระเป็นดัชนีทางสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ ตัวแปรตามคือปริมาณน้ำฝน พบว่าดัชนีที่มีอิทธิพลต่อปริมาณฝนในสถานีภาคกลางมากที่สุดคือ WNPMI และสำหรับดัชนีสภาพภูมิอากาศที่มีอิทธิพลรองลงมาคือ SOI โดยที่ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R) อยู่ระหว่าง 0.509 - 0.714 และเมื่อตรวจสอบการทำนายสมการเชิงพหุที่ได้กับข้อมูลปริมาณฝนในปี ค.ศ. 2012 พบว่าสามารถทำนายได้ค่อนข้างดีโดยมีค่า $R^2$ สูงสุดอยู่ที่สถานีจังหวัดพระนครศรีอยุธยาเท่ากับ 0.786

6) การศึกษาข้อมูลระดับน้ำบาดาลพบว่าช่วงเวลาของข้อมูลระดับน้ำบาดาลมีค่อนข้างสั้น โดยมีระยะการบันทึกสูงสุดเพียง 32 ปี และไม่ต่อเนื่องจึงต้องทำการเชื่อมต่อข้อมูลให้อนุกรมเวลามีความสมบูรณ์ จากนั้นจึงทำการประมาณค่าแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียล พบว่า สมการโพลีโนเมียลออร์เดอร์ 5 และสมการรูปคลื่นไซน์ออร์เดอร์ 3 จะมีความสัมพันธ์ในภาพรวมสูงสุดต่อปริมาณการสูบน้ำ ดังนั้น ถ้าแยกแนวโน้มที่ได้จากสมการดังกล่าวก็จะสามารถตัดอิทธิพลจากการสูบน้ำใช้ออกไปได้

7) การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาล ด้วยวิธีการสหสัมพันธ์ข้ามตัวแปร (Cross-correlation) ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ 6 ตัวแปรกับค่าระดับน้ำบาดาลขั้นต้นและระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียล พบว่าดัชนี IMI มีความสัมพันธ์ในภาพรวมค่อนข้างน้อยกับระดับน้ำบาดาล โดย ระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.06 ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.06 และกับสมการโพลีโนเมียล (Polynomial GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.07 สำหรับดัชนีที่มีค่าสหสัมพันธ์เฉลี่ยสูงที่สุดคือ NINO4 โดยระดับน้ำบาดาลตั้งต้น (Initial GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่

ที่ประมาณ 0.31 ระดับน้ำบาดาลที่ได้จากสมการรูปคลื่นไซน์ (Sinusoidal GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.35 และกับสมการโพลีโนเมียล (Polynomial GW) มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 0.33 และเมื่อพิจารณาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับเศษเหลือระดับน้ำบาดาลหลังจากการแยกแนวโน้ม ด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียล พบว่า ความสัมพันธ์กับเศษเหลือหลังจากการแยกแนวโน้ม มีค่าเพิ่มมากขึ้นเป็นจากเดิมประมาณ 1 เท่าตัว

8) การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับระดับน้ำบาดาลโดยใช้สถิติปริมาณน้ำฝนในบริเวณพื้นที่ใกล้เคียง (ขอบแอ่ง) กับระดับน้ำบาดาลทำให้เราทราบถึงความสัมพันธ์ในลักษณะของค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ ซึ่งแสดงให้เห็นว่ามีความสัมพันธ์กันน้อยโดยในภาพรวมกว่าร้อยละ 90 ค่าสัมประสิทธ์อยู่ที่ไม่เกิน 0.1 ทั้งนี้อาจเป็นเพราะระยะทางจากบริเวณที่เติมน้ำฝนมาถึงบริเวณบ่งสังเกตการณ์ที่คัดเลือกต้องผ่านสภาพทางธรณีวิทยาที่แตกต่างกันและน้ำฝนอาจใช้เวลาเดินทางมากกว่าความยาวของข้อมูลที่ได้ใช้วิเคราะห์จึงทำให้ไม่พบช่วงเวลาที่ปริมาณน้ำฝนและน้ำบาดาลสัมพันธ์กันสูงสุดได้ชัดเจน อีกทั้งข้อมูลระดับน้ำบาดาลมีอิทธิพลจากองค์ประกอบอื่นๆ ปะปนอยู่และไม่สามารถวิเคราะห์ค่าได้ แต่สำหรับความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับเศษเหลือระดับน้ำบาดาลหลังจากการแยกแนวโน้มพบว่ามีค่าความสัมพันธ์เพิ่มมากขึ้นเป็นจากเดิมประมาณ 1 เท่าตัว

9) ได้ทำการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาล ในพื้นที่ศึกษาเบื้องต้น โดยได้พิจารณาจำลองสภาพชั้นน้ำโดยด้านบนสุดจะมีชั้นดินเหนียวกรุงเทพ (Bangkok clay) ปิดทับอยู่ และมีชั้นน้ำ 8 ชั้น โดยหลักๆ ที่มีข้อมูลบ่อสังเกตการณ์อยู่มาก คือ ชั้นที่1 คือชั้นน้ำกรุงเทพ (BK) ชั้นที่ 2 คือ ชั้นน้ำพระประแดง (PD) ชั้นที่ 3 คือ ชั้นน้ำนครหลวง (NL) และชั้นที่ 4 คือชั้นน้ำนนทบุรี (NB)

โดยได้กำหนดขอบเขตเงื่อนไขของแบบจำลอง (Boundary condition) เช่น ขอบเขตเฮดคงที่ (Constant Head Boundary) ขอบเขตกำหนดแบบไม่มีการไหล (No-flux Boundary) และได้กำหนดพารามิเตอร์นำเข้าแบบจำลองเช่น ชนิดของชั้นน้ำ (Aquifer Type) ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำ (Hydraulic Conductivity, K) เป็นต้น

พบว่าสมดุลของระบบอุทกธรณีวิทยาในบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง ที่ได้จากการประเมินโดยใช้แบบจำลอง MODFLOW และปรับเทียบในสภาวะคงที่ (ข้อมูล พ.ศ. 2552) สามารถแจกแจงได้ดังนี้ ใช้การเพิ่มเติมน้ำจากน้ำฝนที่ประมาณร้อยละ 10 ของปริมาณฝนเฉลี่ยรายปีที่ตกในพื้นที่ศึกษาโดยสมมุตฐานว่าไม่มีฝนบริเวณพื้นที่ดินเหนียวกรุงเทพ รวมมีปริมาณการเพิ่มเติมน้ำใต้ดินจากฝน 286,043,200ลบ.ม./ปีและมีปริมาณการสูบน้ำขึ้น มาใช้ 184,932,848 ลบ.ม./ปี แต่ไม่สามารถสรุปได้ว่าเป็น ปริมาณการใช้น้ำทั้งหมดได้

การจำลองสภาพน้ำใต้ดินโดยใช้แบบจำลอง Visual MODFLOW พบว่ามีข้อดีในการใช้งานมากเพราะสามารถป้อนข้อมูลในกรณีที่ชั้นหินอุ้มน้ำมีความซับซ้อนได้สะดวก ปรับแก้ข้อมูลป้อนเข้าได้ง่าย (Preprocessing) และแสดงผลการจำลอง (Post-processing) ได้ครบถ้วน แต่การกำหนดเงื่อนไขใน

แบบจำลองยังไม่สอดคล้องกับสภาพจริงในธรรมชาติจึงทำให้ผลการจำลองบางตำแหน่งแตกต่างจากข้อมูลจากการวัดอยู่บ้าง

ผลการจำลองสภาพน้ำบาดาล โดยใช้ข้อมูลปริมาณการเติมน้ำผิวดินปี พ.ศ. 2555 (ค.ศ.2012) ที่ได้จากการทำนายด้วยตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ โดยพิจารณาบ่อสังเกตการณ์น้ำบาดาลจำนวน 316 บ่อ พบว่า มีค่าปกติของรากที่สองของค่าเฉลี่ยยกกำลังสอง (Normalized RMS) 11.498% ซึ่งมีความใกล้เคียงกับแบบจำลองที่ปรับเทียบแล้ว และค่าความแตกต่างของค่าจริงกับค่าที่จำลองได้ มีความใกล้เคียงอยู่พอสมควร โดยเฉลี่ยของทั้งพื้นที่แล้วต่างกันประมาณ 9 เมตร ซึ่งบ่อสังเกตการณ์ที่มีค่าแรงดันน้ำคลาดเคลื่อนน้อยที่สุดคือ บ่อสังเกตการณ์ PD0115 มีความคลาดเคลื่อนประมาณ 0.007 เมตร และบ่อสังเกตการณ์ที่มีความคลาดเคลื่อนมากที่สุดคือ บ่อสังเกตการณ์ JICC0004 มีความคลาดเคลื่อนประมาณ 41.452 เมตร

การเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ คาดว่าจะส่งผลกระทบต่อทรัพยากรน้ำบาดาลและประชาชนจำนวนมากในอนาคต ซึ่งเป็นปัจจัยเสี่ยงที่ส่งผลต่อการพัฒนาทางด้านเศรษฐกิจและคุณภาพชีวิตของประชาชน และอาจจะมีความรุนแรงเพิ่มขึ้น จากการศึกษาเห็นว่าการนำกระบวนการวิเคราะห์ทางสถิติเข้ามาใช้ในการศึกษาและประเมินถึงความเชื่อมโยงของสภาพภูมิอากาศที่มีต่อระดับน้ำบาดาลได้ก็จะเป็นอีกแนวทางหนึ่ง ที่มีประโยชน์อย่างมากต่อการพัฒนาอย่างยั่งยืน เนื่องจากมีการใช้ข้อมูลเพียงเล็กน้อยและไม่ต้องเสียค่าใช้จ่ายที่แพงเกินเกินความจำเป็นในการเจาะสำรวจ ซึ่งเป็นอีกแนวทางในการตั้งรับต่อการเปลี่ยนแปลงทางภูมิอากาศอย่างมีประสิทธิภาพ

## 10.2 ข้อเสนอแนะ

การตอบสนองของระดับน้ำบาดาลต่อปริมาณฝนจะเห็นว่ามีการหน่วงเวลาเกิดขึ้นทั้งนี้อาจเกิดจากคุณสมบัติของชั้นอุ้มน้ำที่ต่างกันซึ่งจะต้องศึกษาเพิ่มเติมต่อไป และควรศึกษาตัวแปรต่างๆ ในรูปแบบของความถี่ของการเกิดควบคู่ไปด้วย เพราะข้อมูลระดับน้ำบาดาลมีอิทธิพลจากองค์ประกอบอื่นๆ ผสมอยู่ด้วย เช่น การใช้น้ำบาดาล (Groundwater usage) ดังนั้น ตรวจสอบกับแบบจำลองน้ำบาดาลซึ่งในการศึกษาครั้งนี้ใช้แบบจำลอง MODFLOW ซึ่งในการกำหนดขอบเขตตัวแปรต่างๆ ในแบบจำลองเป็นเพียงเบื้องต้นและวิเคราะห์ในสภาวะคงที่ (Steady) เท่านั้น ซึ่งควรมีการศึกษาแบบสภาวะแปรผันตามเวลา (Transient) ต่อไป

การขาดข้อมูลการใช้น้ำบาดาลจริงทำให้การประเมินปริมาณการใช้น้ำทั้งหมดของพื้นที่ศึกษาไม่ถูกต้อง เพราะมีการใช้น้ำใต้ดินอีกจำนวนมากที่ไม่มีข้อมูล ซึ่งคาดว่าน่าจะมีมากกว่าข้อมูลที่มีอยู่ และการขาดข้อมูลส่วนนี้ก็เป็นสาเหตุที่สำคัญสาเหตุหนึ่งที่ทำให้ผลการจำลองคลาดเคลื่อน ดังนั้นก่อนการจำลองครั้งต่อไปจึงควรสำรวจปริมาณการใช้น้ำทั้งหมดในพื้นที่ศึกษาก่อน

ควรศึกษาข้อมูลการเปลี่ยนแปลงขึ้นลงของระดับน้ำบาดาลเป็นระยะเวลาต่อเนื่องยาวนานเป็นและควรวิเคราะห์ร่วมกับสถิติปริมาณน้ำฝนในบริเวณพื้นที่ใกล้เคียง ก็จะทำให้เราทราบถึงความสัมพันธ์ระหว่าง

ปริมาณน้ำฝนเทียบกับปริมาณน้ำบาดาลในพื้นที่นั้นๆ แต่อย่างไรก็ตามการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำบาดาลไม่ได้ขึ้นอยู่กับปริมาณน้ำฝนเพียงอย่างเดียว ยังมีอีกหลายปัจจัยที่มีผลกระทบต่อระดับน้ำบาดาลโดยตรง หากบริเวณใดมีการใช้น้ำบาดาลหรือสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้ในปริมาณมากเกินกว่าที่อัตราการเติมน้ำโดยธรรมชาติ จะส่งผลทำให้ระดับน้ำบาดาลลดลงอย่างต่อเนื่องและเห็นได้ชัด

# เอกสารอ้างอิง


Aflatooni M. and Mardaneh M. (2011), Time series analysis of groundwater fluctuations due to temperature and rainfall change in Shiraz Plain, International Journal of Water Resources and Environmental Engineering, 3 (9), 178-188.

Alley W.M., Healy R.W., LaBaugh J.W. and Reilly T.E. (2002), Flow and storage in groundwater systems, Science, 296, 1985–1990.

Anderson W. and Emanuel R. (2008), Effect of interannual and interdecadal climate oscillations on groundwater in North Carolina, Geophysical ResearchLetters, 35,1-4.

Asian Development Bank (ADB) (2007), Recent advances in water resources development and management in developing countries in Asia, Asian Water Development Outlook 2007, Discussion Paper, Manila, Philippines.

Babel M.S., Das Gupta A., Domingo N.D. and Kamalamma A. (2007), Sustainable groundwater management in Bangkok. Report of Bangkok Case Study on Sustainable Water Management Policy (SWMP), Water Engineering and Management, Asian Institute of Technology, Thailand.

Bhar L.M. and Sharma V.K. (2005), Time Series Analysis, Indian Agricultural Statistics Research Institute, New Delhi: 1-15.

Cayan, D.R., and Webb, R.H., (1992), El Nio/Southern Oscillation and streamflow in the western United States, in Diaz, H.F., and Markgraf, V. eds., El Nino: Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation: Cambridge, University Press, p. 29-68.

Chiew F.H.S., Piechota T.C., Dracup J.A. and McMahon T.A. (1998), El Nino/Southern Oscillation and Australian rainfall, streamflow and drought: Links and potential for forecasting, Journal of Hydrology, 204, 138-149.

Cohen L. (1995), Time-frequency Analysis, Prentice Hall PTR.

Davis J.C. (1986), Statistics and Data Analysis in Geology, John Wiley and Sons.

Fye F.K. (2006), NAO influence on sub-decadal moisture variability over central North America, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 33, L15707

# เอกสารอ้างอิง(ต่อ)


Ganoulis J. and Morel-Seytoux H. (1985), Application of stochastic methods to the study of aquifer systems, Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris.

Gardner P.M. and Heilweil V.M. (2009), Evaluation of the effects of precipitation on ground-water levels from wells in selected alluvial aquifers in Utah and Arizona, 1936-2005, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2008-5242.

Ghanbari R.N. (2007), Climate Signals in Groundwater and Surface Water Systems: Spectral Analysis of Hydrologic Processes. University of Wisconsin – Milwaukee.

Green T.R., Taniguchi M., Kooi H., Gurdak J.J., Allen D.M., Hiscock K.M., Treidel H. and Aureli A. (2011), Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater, Paper 851. USDA-ARS/UNL Faculty.

Gunatilaka A. (2005), Groundwater woes of Asia, Asian Water, January/February, 19-23.

Gurdak J.J., Randall T.H., McMahon P.B., Bruce B.W., McCray J.E., Thyne G.D. and Reedy R.C. (2007), Climate variability controls on unsaturated water and chemical movement, High Plains Aquifers USA, Vadose Zone Journal, 6, 533-547.

Hammer O. and Harper D.A.T. (2006), Paleontological Data Analysis, Blackwell.

Hammer O., Harper D.A.T. and Ryan P.D. (2001), PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis, Paleontologia Electronica, 4(1), 1-9.

Hanson R.T., Newhouse M.W. and Dettinger M.D. (2004), A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern United States, Journal of Hydrology, 287, 252-269.

Harper D.A.T. (1999), Numerical Palaeobiology, John Wiley and Sons.

Institute for Global Environmental Strategies (IGES) (2007), Sustainable groundwater management in Asian cities. Report of research on sustainable water management policy.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007), Climate Change 2007 – Impacts, adaptation and vulnerability working group II contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC.

# เอกสารอ้างอิง(ต่อ)


Kerr, R. A. (2000). A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. Science 288 (5473): 1984–1986.

Kiely G. (1999), Climate change in Ireland from precipitation and stream flow observations, Advances in Water Resources, 23, 141-151.

Kundzewicz Z.W. and Doll P. (2008), Will groundwater ease freshwater stress under climate change? Proceedings of International Conference on Groundwater and Climate in Africa, Kampala, June 2008.

Kusreesakul K. (2009), Spatio-temporal Rainfall Changes in Thailand and Their Connection with Regional and Global Climate Variability, Master Thesis, Prince Songkhla University, Thailand.

Lau, K.M. and Yang, S. (1997), Climatology and interannual variability of the southeast Asian summer monsoon. Adv. Atmos. Sci, 14: 141-162.

Limsakul, A., Limjirakan, S. and Suthamanuswong, B. (2010), Asian Summer Monsoon and its Associated Rainfall Variability in Thailand. Environment Asia 3: 79-89

Limsakul A. and Goes J. (2008), Empirical evidence for interannual and longer period variability in Thailand surface air temperature, Atmospheric Research, 87, 89-102.

Limsakul A., Limjirakan S. and Suthamanuswong B. (2007), Spatio-temporal changes in total annual rainfall and the annual number of rainy days in Thailand, Journal of Environmental Research, 29(2), 1-21.

Lorphensri O. (2011), Controlling groundwater abstraction and related environmental degradation in Metropolitan Bangkok-Thailand, Asia Pacific Water Forum (APWF) Regional Water KnowledgeHub for Groundwater Management, June 2011, Bangkok.

Mantua N.J. and Steven R.H. (2002), The Pacific Decadal Oscillation, Journal of Oceanography, 58, 35-44.

Mayer T.D. and Congdon R.D. (2008), Evaluating Climate Variability and Pumping Effects in Statistical Analyses, Ground Water, 46(2), 212-227.

# เอกสารอ้างอิง(ต่อ)


McPhaden, M.J. (2004), Evolution of the 2002/03 El Niño. Bull. Amer. Meteor. Soc., 85: 677-695.

McBride J. L. and Nicholls N., (1983), Seasonal Relationships between Australian Rainfall and the Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev., 111, 1998–2004.

Mantua N.J. and Steven R.H. (2002), The Pacific Decadal Oscillation, Journal of Oceanography, 58, 35-44.

Minobe S. (1997), 50-70 Year Oscillation Over North Pacific and North America. Geophysical Research Letters, 24(6): 683-686

Morris et al. (2003), Temporal and spatial response of bacterioplankton lineages to annual convective overturn at the Bermuda Atlantic Time-series Study site., Limnol. Oceanogr., 50(5), 2005

Matsumoto, J. (1992), The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions. J. Meteor.Soc. Japan, 70: 15-32.

Nagpaul P.S. (2005), Time Series Analysis in WinIDAMS, New Delhi, India. http://portal.unesco.org/ci/en/files/18650/11133194701TimeSeriesAnal.pdf/TimeSeriesAnal.pdf

Ngongondo C.S. (2006), An analysis of long-term rainfall variability, trends and groundwater availability in the Mulunguzi river catchment area, Zomba mountain, Southern Malawi, Quaternary International, 148, 45-50.

Oppenheim A.V., Willsky A.S. and Hamid S. (1997), Signals and Systems, Prentice Hall.

Pankratz A. (1983), Forecasting with univariate Box Jenkings Models: Concepts and Cases, Whiley Series in Probability and Statistics.

Perry C.A. (1994), Solar-irradiance variations and regional precipitation fluctuations in the western United States, International Journal of Climatology, 14, 969-983.

Perry C.A. and Hsu K.J. (2000), Geophysical, archaeological, and historical evidence support a solar-output model for climate change, Proceedings of National Academy of Science, 97(23), 1244-1248.

# เอกสารอ้างอิง(ต่อ)


Philander, S.G.H., (1990),El Niño, La Niña and the Southern Oscillation. Academic Press, San Diego, CA, 289 pp.

Piancharoen C. (1977), Groundwater and land subsidence in Bangkok, Thailand, IAHS Publication No. 121, 355-364.

Piancharoen C. and Chuamthaisong C. (1978), Groundwater of Bangkok Metropolis, Thailand, IAH Memoire Vol. XI, Budapest, 510-528.

Polemio M. and Casarano D. (2008), Climate change, drought and groundwater availability in southern Italy. In: Climate change and groundwater, Dragoniand W. and Sukhija B.S. (eds), The Geological Society Special Publications, 288, 39-51.

Prinos S.T., Leitz A.C. and Irvin R.B. (2002), Design of a real-time ground-water level monitoring network and portrayal of hydrologic data in southern Florida, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 01-4275, 108 p.

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.

Serfes M.E. (1991), Determining the mean hydraulic gradient of groundwater affected by tidal fluctuations, Ground Water, 29(4), 549-555.

Shah T. 2009 , Climate change and groundwater: India's opportunities for mitigation and adaptation, Environmental Research Letters, 4 035005, doi:10.1088/1748-9326/4/3/035005.

Shao Q., Campbell N.A., Ferdowsian R. and O' Connell D.O. (1999), Analyzing trends in groundwater levels, CSIRO Mathematical and Information Sciences Report No. CMIS 99/37, Agriculture Western Australia.

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.

# เอกสารอ้างอิง(ต่อ)


Tague C., Grant G., Farrell M., Choate J. and Jefferson A. (2008), Deep groundwater mediates streamflow response to climate warming in the Oregon Cascades, Climate Change, 86, 189-210.

Taylor C.J. and Alley W.M. (2001), Groundwater level monitoring and the importance of long-term water-level data, U.S. Geological Survey Circular 1217.

Tomasella J., Hodnett M.G., Cuartas L.A., Nobre A.D., Waterloo M.J. and Oliveira S.M. (2008), The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behavior, Hydrological Process, 22, 2133–2147.

United Nations Environment Programme (UNEP) (2002), Global Environment Outlook 3. Nairobi, Kenya.

Vautard R., Yiou P. and Ghil M. (1992), Singular-spectrum analysis: A toolkit for short, noisy, chaotic signals, Physica D, 58, 95-126.

Wang, B., Wu, R. and Li, T. (2003), Atmosphere-warm ocean interaction and its impacts on Asian-Australian monsoon variation. J Climale, 16: 1195-1211.

Water Environment Partnership in Asia (WEPA) (2007), http://www.wepa-db.net/ policies/state/china/groundwater.htm.

Wolter, K., and M.S. Timlin, (1993), Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, Oklahoma pp, 52-57.

Yu H.L. and Chu H.J. (2012), Recharge signal identification based on groundwater level observations, Environmental Monitoring and Assessment, 184, 5971-5982.

สุจริต คูณธนกุลวงศ์ และคณะ ผลการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศโลกต่อปริมาณน้ำฝน/น้ำท่ารายเดือนของประเทศไทย และผลกระทบต่อการบริหารจัดการน้ำในพื้นที่ภาคตะวันออก สกว. 2553

ธชณัฐ ภัทรสถาพรกุลและคณะ ความแปรปรวนของสภาพอากาศของประเทศไทยอันเนื่องมาจากความผิดสภาพทางสมุทรศาสตร์ รายงานวิจัย สกว. 2553

กรมอุตุนิยมวิทยา http://www.tmd.go.th/

**Output จากโครงการวิจัยที่ได้รับทุนจาก สกว.**

1. ผลงานตีพิมพ์ในวารสารวิชาการนานาชาติ (ระบุชื่อผู้แต่ง ชื่อเรื่อง ชื่อวารสาร ปี เล่มที่ เลขที่ และหน้า)
    1) Uma Seeboonruang, An Empirical Decomposition of Deep Groundwater Time Series and Possible Link to Climate Variability, Global NEST Journal, 2013, Volume 16, Issue 1, Pages: 87 – 103.
    2) Uma Seeboonruang, Wavelet relationship between climate variability and deep groundwater fluctuation in Thailand's Central Plains, KSCE Journal of Civil Engineering, 2017, https://doi.org/10.1007/s12205-017-1597-3
2. การนำผลงานวิจัยไปใช้ประโยชน์
    1) เกิดการพัฒนาการเรียนการสอนวิชา Groundwater Development ซึ่งเป็นรายวิชาระดับปริญญาตรี ปริญญาโท และปริญญาเอก
    2) เกิดการพัฒนาด้านวิชาการ เขียนตำราสอนเรื่อง Advances in Groundwater Hydrology
    3) เกิดการพัฒนาด้านวิชาการ สนับสนุนให้นักศึกษาระดับปริญญาเอกเกิดการเรียนรู้และวิจัย ชื่อ รายกรกฎ ทวีสิน
3. อื่นๆ
    1) Uma Seeboonruang, Deep Groundwater and Possible Signals for Human and Climatic Effects, THA 2015 International Conference on "Climate Change and Water & Environmental Management in Monsoon Asia", 28-30 January 2015, Bangkok, Thailand.
    2) Uma Seeboonruang, An Application of Wavelet Analysis on Deep Groundwater Signals in the Lower Chao Phraya Basin, International Conference on Advances in Civil Engineering for Sustainable Development, 27-29 August 2014, Suranaree University of Technology

# ภาคผนวก ก

ตารางที่ ก.1 ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา

| YEAR | MOUNTH | WNPMI | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI | YEAR | MOUNTH | WNPMI | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1970 | 1 | -9.090 | 0.486 | -6.516 | 0.359 | 28.64 | -1.10 | 1974 | 5 | -1.936 | -0.015 | -1.972 | -1.081 | 28.05 | 1.00 |
| 1970 | 2 | -7.439 | 0.509 | -7.092 | 0.406 | 28.5 | -1.00 | 1974 | 6 | 2.575 | 0.188 | 3.680 | -0.647 | 28.01 | 0.40 |
| 1970 | 3 | -8.496 | 0.235 | -7.379 | 0.215 | 28.55 | 0.60 | 1974 | 7 | 1.733 | 0.723 | 7.798 | -0.727 | 27.87 | 1.10 |
| 1970 | 4 | -7.717 | 0.421 | -6.822 | -0.055 | 28.65 | -0.10 | 1974 | 8 | 8.123 | 0.190 | 7.580 | -0.633 | 27.94 | 0.80 |
| 1970 | 5 | -6.559 | 0.402 | -0.304 | -0.133 | 29.04 | 0.40 | 1974 | 9 | 0.405 | -0.257 | 4.866 | -0.613 | 27.8 | 1.10 |
| 1970 | 6 | 0.804 | 0.173 | 9.309 | -0.736 | 28.74 | 1.00 | 1974 | 10 | 9.235 | -0.440 | 1.539 | -1.049 | 27.72 | 0.90 |
| 1970 | 7 | 2.279 | 0.253 | 7.735 | -1.14 | 28.54 | -0.40 | 1974 | 11 | 2.694 | -0.260 | -3.101 | -1.255 | 27.6 | -0.10 |
| 1970 | 8 | 6.929 | 0.047 | 11.143 | -1.043 | 28.18 | 0.60 | 1974 | 12 | -5.581 | -0.117 | -7.846 | -0.929 | 27.55 | 0.20 |
| 1970 | 9 | 5.252 | 0.202 | 6.166 | -1.246 | 28.11 | 1.20 | 1975 | 1 | -9.908 | -0.173 | -7.015 | -0.565 | 27.56 | -0.50 |
| 1970 | 10 | 5.731 | -0.243 | 0.413 | -1.102 | 27.99 | 1.00 | 1975 | 2 | -10.032 | -0.064 | -8.005 | -0.604 | 27.75 | 0.80 |
| 1970 | 11 | -2.075 | -0.025 | -3.284 | -1.096 | 28.07 | 1.60 | 1975 | 3 | -8.040 | -0.286 | -7.067 | -0.88 | 27.69 | 1.60 |
| 1970 | 12 | -6.186 | 0.001 | -6.400 | -1.25 | 27.48 | 1.90 | 1975 | 4 | -7.689 | 0.293 | -7.811 | -0.967 | 27.78 | 1.20 |
| 1971 | 1 | -7.626 | 0.382 | -5.785 | -1.225 | 26.98 | 0.40 | 1975 | 5 | -5.080 | 0.292 | -1.621 | -0.853 | 27.93 | 0.60 |
| 1971 | 2 | -7.665 | 0.195 | -7.262 | -1.521 | 27.1 | 2.00 | 1975 | 6 | 1.276 | 0.270 | 9.082 | -1.149 | 27.79 | 1.30 |
| 1971 | 3 | -5.164 | 0.377 | -7.446 | -1.812 | 27.19 | 2.30 | 1975 | 7 | 0.655 | 0.273 | 6.913 | -1.478 | 27.37 | 1.90 |
| 1971 | 4 | -2.818 | 0.450 | -7.795 | -1.897 | 27.76 | 1.70 | 1975 | 8 | 8.387 | -0.404 | 11.783 | -1.734 | 27.06 | 2.00 |
| 1971 | 5 | -0.081 | 0.157 | -1.066 | -1.461 | 28.15 | 0.90 | 1975 | 9 | 2.733 | -0.454 | 6.690 | -1.874 | 26.76 | 2.10 |
| 1971 | 6 | 1.935 | -0.016 | 7.119 | -1.5 | 28.07 | 0.40 | 1975 | 10 | 5.285 | -0.652 | 3.191 | -1.999 | 26.74 | 1.70 |
| 1971 | 7 | 7.407 | -0.032 | 8.550 | -1.225 | 27.94 | 0.20 | 1975 | 11 | -1.838 | -0.051 | -2.804 | -1.794 | 26.75 | 1.20 |
| 1971 | 8 | 0.678 | -0.231 | 7.772 | -1.234 | 27.81 | 1.50 | 1975 | 12 | -5.428 | 0.066 | -6.865 | -1.758 | 26.57 | 2.10 |
| 1971 | 9 | 4.814 | 0.342 | 4.040 | -1.463 | 27.62 | 1.40 | 1976 | 1 | -7.033 | 0.199 | -6.797 | -1.624 | 26.85 | 1.40 |
| 1971 | 10 | 4.268 | -0.230 | 1.799 | -1.421 | 28.07 | 1.70 | 1976 | 2 | -6.894 | 0.263 | -8.486 | -1.396 | 27.13 | 1.70 |
| 1971 | 11 | -0.644 | 0.296 | -4.328 | -1.305 | 28.04 | 0.50 | 1976 | 3 | -8.835 | 0.188 | -10.093 | -1.253 | 27.7 | 1.70 |
| 1971 | 12 | -5.825 | 0.450 | -5.540 | -1.006 | 27.98 | 0.30 | 1976 | 4 | -5.196 | 0.327 | -7.049 | -1.191 | 27.99 | 0.30 |
| 1972 | 1 | -3.546 | 0.334 | -8.625 | -0.593 | 27.86 | 0.50 | 1976 | 5 | 3.183 | 0.221 | -2.994 | -0.481 | 28.29 | 0.40 |
| 1972 | 2 | -6.784 | -0.031 | -7.910 | -0.408 | 28.07 | 1.10 | 1976 | 6 | 2.199 | 0.579 | 5.500 | 0.342 | 28.36 | 0.30 |
| 1972 | 3 | -6.619 | 0.199 | -9.806 | -0.255 | 28.28 | 0.60 | 1976 | 7 | 4.948 | 0.891 | 10.272 | 0.613 | 28.29 | -0.90 |
| 1972 | 4 | -5.532 | 0.330 | -8.922 | -0.206 | 28.83 | -0.10 | 1976 | 8 | 5.883 | 0.403 | 9.199 | 0.66 | 28.22 | -0.80 |
| 1972 | 5 | -0.983 | 0.378 | -5.184 | 0.487 | 29.28 | -1.60 | 1976 | 9 | 7.663 | 0.177 | 4.740 | 1.027 | 28.63 | -1.10 |
| 1972 | 6 | -0.008 | 0.948 | 4.710 | 1.193 | 29.16 | -0.50 | 1976 | 10 | -2.578 | 0.157 | -2.566 | 0.952 | 28.83 | 0.40 |
| 1972 | 7 | 11.431 | 1.021 | 7.253 | 1.886 | 29.07 | -1.40 | 1976 | 11 | -1.944 | 0.095 | -2.357 | 0.482 | 28.93 | 0.70 |
| 1972 | 8 | 7.345 | 0.819 | 6.239 | 1.823 | 28.87 | -0.50 | 1976 | 12 | -5.770 | 0.263 | -7.266 | 0.556 | 28.5 | -0.30 |
| 1972 | 9 | 4.391 | 0.757 | 2.113 | 1.506 | 28.91 | -1.40 | 1977 | 1 | -4.972 | 0.184 | -7.459 | 0.518 | 28.3 | -0.40 |
| 1972 | 10 | -1.015 | 0.710 | -2.741 | 1.623 | 29.39 | -0.90 | 1977 | 2 | -9.064 | -0.072 | -7.072 | 0.254 | 28.18 | 1.20 |
| 1972 | 11 | -4.715 | 0.934 | -4.395 | 1.724 | 29.23 | -0.30 | 1977 | 3 | -8.935 | 0.342 | -8.688 | 0.093 | 28.32 | -0.50 |
| 1972 | 12 | -6.594 | 0.701 | -7.128 | 1.747 | 29.34 | -1.30 | 1977 | 4 | -7.219 | 0.179 | -7.337 | 0.531 | 28.37 | -0.40 |
| 1973 | 1 | -7.367 | 0.227 | -8.633 | 1.707 | 29.12 | -0.30 | 1977 | 5 | -3.502 | -0.119 | -2.343 | 0.342 | 28.7 | -0.50 |
| 1973 | 2 | -10.874 | 0.109 | -8.477 | 1.484 | 28.7 | -1.40 | 1977 | 6 | -3.292 | 0.114 | 8.376 | 0.503 | 28.93 | -0.90 |
| 1973 | 3 | -10.048 | 0.166 | -8.593 | 0.844 | 28.72 | 0.70 | 1977 | 7 | 5.546 | 0.140 | 10.030 | 0.868 | 29.14 | -1.10 |
| 1973 | 4 | -7.289 | 0.904 | -8.076 | 0.482 | 28.46 | 0.10 | 1977 | 8 | 4.565 | 0.034 | 6.815 | 0.703 | 29.07 | -0.80 |
| 1973 | 5 | -6.694 | 0.308 | -2.622 | -0.124 | 28.73 | 0.40 | 1977 | 9 | 11.321 | 0.130 | 4.378 | 0.816 | 29.17 | -0.80 |
| 1973 | 6 | -2.539 | -0.009 | 6.282 | -0.819 | 28.26 | 1.10 | 1977 | 10 | 1.118 | 0.622 | -2.425 | 1.007 | 29.16 | -1.00 |
| 1973 | 7 | 3.928 | -0.175 | 10.762 | -1.068 | 28.03 | 0.60 | 1977 | 11 | -1.122 | 0.135 | -1.995 | 0.972 | 29.24 | -1.30 |
| 1973 | 8 | 8.694 | -0.290 | 10.311 | -1.368 | 27.72 | 1.30 | 1977 | 12 | -6.396 | 0.200 | -6.489 | 0.877 | 29.18 | -1.10 |
| 1973 | 9 | 1.284 | -0.365 | 5.043 | -1.747 | 27.48 | 1.20 | 1978 | 1 | -10.070 | -0.447 | -6.511 | 0.779 | 28.74 | -0.30 |
| 1973 | 10 | 4.497 | 0.035 | 1.271 | -1.694 | 27.37 | 0.80 | 1978 | 2 | -9.667 | 0.346 | -5.336 | 0.895 | 28.47 | -2.70 |
| 1973 | 11 | -1.914 | 0.135 | -2.680 | -1.525 | 27.04 | 2.60 | 1978 | 3 | -10.524 | -0.413 | -6.069 | 0.953 | 28.31 | -0.20 |
| 1973 | 12 | -7.174 | 0.294 | -6.128 | -1.873 | 26.58 | 1.80 | 1978 | 4 | -7.962 | -0.015 | -6.415 | 0.18 | 28.42 | -0.30 |
| 1974 | 1 | -6.603 | 0.472 | -8.245 | -1.942 | 26.54 | 2.40 | 1978 | 5 | -2.425 | -0.316 | -1.160 | -0.396 | 28.75 | 1.40 |
| 1974 | 2 | -9.200 | 0.345 | -8.770 | -1.794 | 26.95 | 2.10 | 1978 | 6 | 1.621 | 0.029 | 9.694 | -0.563 | 28.48 | 0.70 |
| 1974 | 3 | -8.040 | 0.423 | -10.197 | -1.767 | 27.14 | 2.40 | 1978 | 7 | 4.350 | 0.203 | 8.942 | -0.412 | 28.53 | 0.60 |
| 1974 | 4 | -5.767 | 0.153 | -7.087 | -1.684 | 27.56 | 0.90 | 1978 | 8 | 12.420 | 0.093 | 10.175 | -0.186 | 28.31 | 0.40 |

ตารางที่ ก.1 ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา (ต่อ)

| YEAR | MOUNTH | WNPMI | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI | YEAR | MOUNTH | WNPMI | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1978 | 9 | 7.590 | 0.141 | 4.169 | -0.386 | 28.24 | 0.10 | 1983 | 1 | -8.029 | -0.293 | -7.204 | 2.688 | 29.02 | -3.50 |
| 1978 | 10 | 6.286 | -0.103 | -0.815 | -0.019 | 28.37 | -0.40 | 1983 | 2 | -7.826 | -0.401 | -5.776 | 2.903 | 28.82 | -3.60 |
| 1978 | 11 | 0.060 | -0.173 | -4.589 | 0.199 | 28.46 | 0.00 | 1983 | 3 | -8.522 | -0.577 | -7.569 | 3.037 | 28.8 | -2.40 |
| 1978 | 12 | -6.909 | -0.022 | -4.765 | 0.398 | 28.35 | -0.10 | 1983 | 4 | -7.484 | -0.344 | -6.468 | 2.876 | 28.76 | -0.90 |
| 1979 | 1 | -8.342 | 0.499 | -5.308 | 0.595 | 28.45 | -0.40 | 1983 | 5 | -5.409 | 0.168 | -4.590 | 2.556 | 29.1 | 0.60 |
| 1979 | 2 | -8.584 | 0.290 | -5.313 | 0.363 | 28.4 | 1.00 | 1983 | 6 | -2.842 | 0.587 | 5.668 | 2.174 | 28.85 | 0.00 |
| 1979 | 3 | -8.781 | 0.134 | -9.209 | -0.01 | 28.51 | 0.10 | 1983 | 7 | 0.008 | 0.841 | 9.121 | 1.741 | 28.44 | -0.60 |
| 1979 | 4 | -5.288 | -0.551 | -6.783 | 0.29 | 28.57 | -0.10 | 1983 | 8 | 4.661 | 0.654 | 10.637 | 1.13 | 28.31 | 0.10 |
| 1979 | 5 | -0.358 | -0.223 | -2.813 | 0.397 | 28.68 | 0.50 | 1983 | 9 | 1.889 | 0.330 | 7.349 | 0.428 | 28.05 | 0.90 |
| 1979 | 6 | 1.337 | 0.313 | 6.332 | 0.387 | 28.67 | 0.60 | 1983 | 10 | 3.805 | 0.108 | 0.666 | 0.002 | 27.81 | 0.40 |
| 1979 | 7 | 4.373 | -0.001 | 8.341 | 0.358 | 28.71 | 1.30 | 1983 | 11 | 0.547 | 0.056 | -1.648 | -0.175 | 27.73 | -0.10 |
| 1979 | 8 | 8.329 | 0.075 | 6.963 | 0.642 | 28.54 | -0.20 | 1983 | 12 | -7.936 | 0.138 | -5.195 | -0.176 | 27.77 | 0.00 |
| 1979 | 9 | 2.479 | 0.119 | 3.628 | 0.768 | 28.53 | 0.10 | 1984 | 1 | -8.990 | -0.034 | -6.262 | -0.339 | 27.57 | 0.20 |
| 1979 | 10 | 4.092 | 0.082 | -2.580 | 0.637 | 28.7 | -0.10 | 1984 | 2 | -11.027 | 0.037 | -6.109 | -0.564 | 27.45 | 0.90 |
| 1979 | 11 | -2.458 | 0.029 | -1.279 | 0.733 | 28.69 | -0.40 | 1984 | 3 | -9.212 | 0.054 | -8.082 | 0.132 | 27.53 | -0.20 |
| 1979 | 12 | -4.826 | 0.133 | -5.553 | 1.014 | 28.95 | -0.70 | 1984 | 4 | -5.561 | 0.261 | -6.354 | 0.331 | 27.65 | 0.30 |
| 1980 | 1 | -9.220 | 0.291 | -6.252 | 0.695 | 28.7 | 0.40 | 1984 | 5 | -3.009 | -0.071 | -4.345 | 0.124 | 27.96 | 0.20 |
| 1980 | 2 | -10.008 | 0.017 | -8.225 | 0.592 | 28.7 | 0.30 | 1984 | 6 | 4.357 | -0.135 | 8.178 | -0.127 | 28.03 | -0.30 |
| 1980 | 3 | -7.998 | -0.246 | -7.669 | 0.668 | 28.69 | -0.40 | 1984 | 7 | -0.216 | -0.040 | 8.149 | -0.138 | 28.27 | 0.20 |
| 1980 | 4 | -6.825 | 0.113 | -7.271 | 0.872 | 28.8 | -0.60 | 1984 | 8 | 13.406 | -0.182 | 7.865 | -0.179 | 28.11 | 0.40 |
| 1980 | 5 | -0.782 | 0.160 | -4.528 | 0.918 | 29.16 | 0.00 | 1984 | 9 | 2.331 | -0.200 | 1.437 | -0.082 | 28.34 | 0.10 |
| 1980 | 6 | 0.552 | -0.163 | 11.095 | 0.851 | 29.05 | 0.00 | 1984 | 10 | 6.108 | -0.253 | -1.377 | 0.016 | 27.98 | -0.30 |
| 1980 | 7 | 3.518 | -0.331 | 9.249 | 0.787 | 28.95 | 0.00 | 1984 | 11 | -1.764 | -0.134 | -5.150 | -0.351 | 27.72 | 0.30 |
| 1980 | 8 | 4.469 | -0.502 | 8.675 | 0.34 | 28.59 | 0.40 | 1984 | 12 | -6.359 | -0.039 | -6.950 | -0.612 | 27.34 | -0.10 |
| 1980 | 9 | 8.153 | -0.335 | 2.825 | 0.279 | 28.59 | -0.50 | 1985 | 1 | -6.741 | 0.274 | -5.934 | -0.562 | 27.74 | -0.30 |
| 1980 | 10 | 2.465 | 0.263 | -1.939 | 0.206 | 28.78 | 0.00 | 1985 | 2 | -9.187 | 0.442 | -6.784 | -0.601 | 27.49 | 1.20 |
| 1980 | 11 | -1.688 | 0.147 | -3.482 | 0.236 | 28.89 | -0.30 | 1985 | 3 | -6.955 | 0.366 | -9.259 | -0.732 | 27.51 | 0.80 |
| 1980 | 12 | -6.300 | 0.257 | -4.093 | 0.118 | 28.58 | -0.10 | 1985 | 4 | -2.215 | 0.235 | -6.453 | -0.484 | 27.66 | 1.20 |
| 1981 | 1 | -7.862 | -0.016 | -6.229 | -0.245 | 28.15 | 0.40 | 1985 | 5 | -2.827 | 0.001 | -1.158 | -0.73 | 28.06 | 0.40 |
| 1981 | 2 | -9.656 | 0.152 | -7.884 | -0.164 | 28.07 | -0.20 | 1985 | 6 | 8.218 | -0.407 | 5.235 | -0.094 | 28.07 | -0.40 |
| 1981 | 3 | -10.280 | 0.190 | -7.359 | 0.443 | 28.47 | -1.30 | 1985 | 7 | 2.678 | 0.081 | 6.813 | -0.156 | 28.34 | -0.10 |
| 1981 | 4 | -8.084 | 0.290 | -5.962 | 0.637 | 28.42 | -0.10 | 1985 | 8 | 9.428 | 0.146 | 8.943 | -0.392 | 28.37 | 1.00 |
| 1981 | 5 | -5.005 | 0.200 | -1.659 | 0.12 | 28.76 | 0.80 | 1985 | 9 | 7.977 | 0.160 | 3.589 | -0.541 | 28.38 | 0.00 |
| 1981 | 6 | 5.214 | -0.023 | 6.292 | -0.018 | 28.53 | 1.20 | 1985 | 10 | 3.058 | 0.104 | 0.308 | -0.14 | 28.39 | -0.40 |
| 1981 | 7 | 4.787 | 0.238 | 8.258 | -0.034 | 28.35 | 0.80 | 1985 | 11 | -3.899 | 0.352 | -4.237 | -0.05 | 28.45 | -0.20 |
| 1981 | 8 | 9.259 | 0.311 | 8.061 | -0.073 | 28.36 | 0.70 | 1985 | 12 | -3.984 | 0.184 | -6.672 | -0.293 | 28.36 | 0.20 |
| 1981 | 9 | 2.142 | -0.347 | 6.228 | 0.184 | 28.52 | 0.30 | 1986 | 1 | -8.949 | 0.077 | -4.798 | -0.307 | 27.89 | 1.00 |
| 1981 | 10 | 1.529 | 0.209 | -1.849 | 0.089 | 28.55 | -0.40 | 1986 | 2 | -6.193 | 0.048 | -5.309 | -0.195 | 27.87 | -1.00 |
| 1981 | 11 | -2.450 | -0.048 | -2.636 | -0.055 | 28.51 | 0.20 | 1986 | 3 | -9.958 | -0.029 | -8.545 | 0.028 | 27.96 | 0.50 |
| 1981 | 12 | -6.681 | 0.218 | -5.303 | -0.153 | 28.54 | 0.50 | 1986 | 4 | -8.244 | 0.079 | -7.078 | -0.169 | 28.23 | 0.30 |
| 1982 | 1 | -7.358 | 0.332 | -5.724 | -0.282 | 28.13 | 1.20 | 1986 | 5 | 1.379 | 0.697 | -2.584 | 0.305 | 28.59 | -0.20 |
| 1982 | 2 | -7.949 | 0.354 | -7.749 | -0.148 | 28.04 | 0.30 | 1986 | 6 | 4.172 | -0.638 | 7.959 | 0.311 | 28.86 | 1.00 |
| 1982 | 3 | -7.588 | 0.222 | -7.109 | 0.085 | 28.47 | 0.60 | 1986 | 7 | 6.498 | -0.233 | 7.762 | 0.384 | 28.92 | 0.30 |
| 1982 | 4 | -5.644 | 0.321 | -6.695 | -0.041 | 28.87 | 0.10 | 1986 | 8 | 13.362 | -0.099 | 7.438 | 0.804 | 29 | -0.40 |
| 1982 | 5 | -3.394 | 0.446 | -3.030 | 0.407 | 29.33 | -0.30 | 1986 | 9 | 6.589 | 0.244 | 3.488 | 1.166 | 29.18 | -0.50 |
| 1982 | 6 | 1.745 | 0.469 | 5.527 | 0.951 | 29.43 | -1.00 | 1986 | 10 | 1.126 | 0.337 | -2.599 | 0.996 | 29.23 | 0.60 |
| 1982 | 7 | 7.730 | 0.583 | 7.932 | 1.62 | 29 | -1.50 | 1986 | 11 | 0.797 | 0.029 | -3.762 | 0.873 | 29.28 | -1.20 |
| 1982 | 8 | 7.936 | 0.559 | 10.031 | 1.825 | 28.93 | -1.70 | 1986 | 12 | -6.091 | 0.044 | -6.017 | 1.183 | 29.02 | -1.40 |
| 1982 | 9 | 8.435 | 0.835 | 2.954 | 1.794 | 29.06 | -1.70 | 1987 | 1 | -9.048 | 0.101 | -5.456 | 1.237 | 28.87 | -0.70 |
| 1982 | 10 | 1.270 | 1.009 | -4.200 | 2.024 | 29.53 | -1.70 | 1987 | 2 | -8.929 | 0.226 | -5.733 | 1.187 | 28.9 | -1.20 |
| 1982 | 11 | -3.445 | 0.556 | -3.818 | 2.453 | 29.24 | -2.60 | 1987 | 3 | -11.253 | 0.028 | -7.550 | 1.722 | 29.15 | -1.30 |
| 1982 | 12 | -5.605 | 0.071 | -8.754 | 2.413 | 29.11 | -2.20 | 1987 | 4 | -6.902 | 0.496 | -8.242 | 1.865 | 29.02 | -1.40 |

ตารางที่ ก.1 ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา (ต่อ)

| YEAR | MOUNTH | WNPMI | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI | YEAR | MOUNTH | WNPMI | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1987 | 5 | -5.334 | 0.393 | -5.333 | 2.122 | 29.37 | -1.30 | 1991 | 9 | 9.285 | 0.486 | 2.440 | 0.737 | 28.99 | -1.50 |
| 1987 | 6 | 1.461 | 0.321 | 7.570 | 1.91 | 29.57 | -1.10 | 1991 | 10 | 3.225 | 0.349 | -1.023 | 1.017 | 29.39 | -1.00 |
| 1987 | 7 | 4.166 | 0.517 | 4.371 | 1.847 | 29.45 | -1.40 | 1991 | 11 | -1.588 | 0.307 | -5.181 | 1.201 | 29.32 | -0.70 |
| 1987 | 8 | 3.202 | 0.597 | 6.780 | 1.951 | 29.39 | -0.90 | 1991 | 12 | -7.631 | 0.301 | -6.475 | 1.32 | 29.27 | -1.80 |
| 1987 | 9 | 6.289 | 0.782 | 2.159 | 1.835 | 29.51 | -1.00 | 1992 | 1 | -8.024 | -0.142 | -7.937 | 1.75 | 28.92 | -2.90 |
| 1987 | 10 | 0.421 | 0.639 | -1.560 | 1.61 | 29.61 | -0.40 | 1992 | 2 | -9.370 | -0.211 | -8.075 | 1.87 | 28.97 | -0.90 |
| 1987 | 11 | -0.427 | 0.224 | -1.997 | 1.253 | 29.63 | 0.00 | 1992 | 3 | -9.395 | -0.506 | -10.028 | 1.992 | 29.15 | -2.00 |
| 1987 | 12 | -5.033 | 0.384 | -4.151 | 1.251 | 29.39 | -0.50 | 1992 | 4 | -6.851 | -0.350 | -6.951 | 2.271 | 29.27 | -1.00 |
| 1988 | 1 | -8.161 | 0.536 | -6.370 | 1.091 | 28.94 | -0.10 | 1992 | 5 | -3.301 | -0.323 | -4.440 | 2.13 | 29.53 | 0.30 |
| 1988 | 2 | -7.903 | 0.334 | -6.445 | 0.668 | 28.54 | -0.40 | 1992 | 6 | 0.238 | -0.641 | 5.687 | 1.722 | 29.2 | -0.60 |
| 1988 | 3 | -9.613 | -0.141 | -6.745 | 0.46 | 28.6 | 0.60 | 1992 | 7 | 1.468 | -0.160 | 9.315 | 0.946 | 29.16 | -0.60 |
| 1988 | 4 | -7.289 | 0.789 | -6.179 | 0.307 | 28.24 | 0.10 | 1992 | 8 | 9.633 | -0.459 | 10.577 | 0.536 | 28.83 | 0.40 |
| 1988 | 5 | -3.110 | -0.281 | -0.981 | 0.088 | 28.23 | 0.90 | 1992 | 9 | 6.446 | -0.435 | 4.192 | 0.512 | 28.79 | 0.10 |
| 1988 | 6 | 0.031 | -0.484 | 7.294 | -0.697 | 28.04 | 0.10 | 1992 | 10 | 5.579 | 0.235 | 0.378 | 0.669 | 28.7 | -1.40 |
| 1988 | 7 | 1.952 | 0.172 | 9.815 | -1.174 | 27.86 | 1.00 | 1992 | 11 | -1.826 | 0.121 | -2.775 | 0.603 | 28.73 | -0.70 |
| 1988 | 8 | -2.629 | 0.200 | 7.422 | -1.374 | 27.78 | 1.50 | 1992 | 12 | -8.796 | -0.083 | -6.690 | 0.644 | 28.74 | -0.60 |
| 1988 | 9 | 2.651 | 0.135 | 7.265 | -1.586 | 27.66 | 1.80 | 1993 | 1 | -7.491 | -0.016 | -9.791 | 0.699 | 28.74 | -0.90 |
| 1988 | 10 | 9.314 | 0.123 | -0.776 | -1.35 | 27.09 | 1.40 | 1993 | 2 | -7.881 | 0.213 | -7.263 | 0.997 | 28.56 | -0.70 |
| 1988 | 11 | -4.218 | 0.103 | -3.287 | -1.468 | 26.97 | 1.70 | 1993 | 3 | -8.607 | -0.132 | -7.315 | 0.978 | 28.66 | -0.50 |
| 1988 | 12 | -4.625 | 0.398 | -5.814 | -1.343 | 26.86 | 1.20 | 1993 | 4 | -7.765 | 0.174 | -6.991 | 1.388 | 29.02 | -1.20 |
| 1989 | 1 | -7.516 | -0.086 | -8.201 | -1.167 | 26.65 | 1.50 | 1993 | 5 | -7.223 | 0.197 | -4.504 | 1.987 | 29.33 | -0.30 |
| 1989 | 2 | -5.953 | 0.144 | -10.577 | -1.308 | 26.73 | 1.20 | 1993 | 6 | -2.966 | 0.166 | 6.887 | 1.478 | 29.23 | -0.80 |
| 1989 | 3 | -6.351 | -0.144 | -6.150 | -1.056 | 27.04 | 1.10 | 1993 | 7 | 2.052 | 0.158 | 9.988 | 1.09 | 29.16 | -0.80 |
| 1989 | 4 | -6.539 | -0.269 | -6.976 | -0.842 | 27.53 | 1.60 | 1993 | 8 | 6.881 | -0.390 | 6.207 | 1.003 | 28.99 | -0.90 |
| 1989 | 5 | -2.019 | -0.364 | 0.096 | -0.487 | 28.07 | 1.20 | 1993 | 9 | 5.661 | 0.221 | 5.456 | 0.982 | 29.07 | -0.70 |
| 1989 | 6 | 0.230 | -0.557 | 7.874 | -0.266 | 27.98 | 0.70 | 1993 | 10 | 2.411 | 0.230 | 0.719 | 1.059 | 29 | -1.10 |
| 1989 | 7 | 4.458 | -0.121 | 8.494 | -0.454 | 28.19 | 0.90 | 1993 | 11 | -1.618 | 0.121 | -3.410 | 0.823 | 29.05 | -0.10 |
| 1989 | 8 | 6.993 | -0.002 | 8.677 | -0.501 | 28.06 | -0.30 | 1993 | 12 | -3.899 | 0.023 | -4.115 | 0.561 | 28.82 | 0.20 |
| 1989 | 9 | 5.731 | 0.177 | 3.261 | -0.28 | 28.3 | 0.50 | 1994 | 1 | -8.213 | 0.207 | -6.900 | 0.337 | 28.46 | -0.10 |
| 1989 | 10 | 3.468 | 0.015 | -0.409 | -0.318 | 28.29 | 0.80 | 1994 | 2 | -9.804 | 0.039 | -6.730 | 0.192 | 28.13 | 0.30 |
| 1989 | 11 | -2.334 | 0.061 | -6.738 | -0.066 | 28.35 | -0.20 | 1994 | 3 | -9.485 | 0.361 | -8.503 | 0.158 | 28.39 | -0.70 |
| 1989 | 12 | -4.760 | 0.655 | -5.655 | 0.142 | 28.55 | -0.50 | 1994 | 4 | -6.418 | 0.541 | -6.027 | 0.423 | 28.75 | -1.30 |
| 1990 | 1 | -6.933 | 0.798 | -8.572 | 0.233 | 28.49 | -0.10 | 1994 | 5 | -0.785 | 0.757 | -2.746 | 0.522 | 29.08 | -0.70 |
| 1990 | 2 | -8.116 | -0.106 | -6.044 | 0.536 | 28.52 | -1.80 | 1994 | 6 | 0.800 | 0.638 | 9.650 | 0.747 | 29.18 | -0.40 |
| 1990 | 3 | -7.634 | 0.275 | -5.490 | 0.919 | 28.73 | -0.40 | 1994 | 7 | 10.986 | 0.859 | 10.666 | 0.823 | 29.37 | -1.30 |
| 1990 | 4 | -7.357 | -0.180 | -6.197 | 0.393 | 28.79 | 0.20 | 1994 | 8 | 7.677 | 1.102 | 8.907 | 0.743 | 29.47 | -1.20 |
| 1990 | 5 | -0.996 | -0.124 | 2.063 | 0.595 | 29.05 | 1.20 | 1994 | 9 | 8.414 | 0.919 | 3.972 | 0.88 | 29.26 | -1.60 |
| 1990 | 6 | 5.335 | -0.352 | 7.034 | 0.408 | 28.91 | 0.30 | 1994 | 10 | 2.577 | 1.083 | -2.364 | 1.433 | 29.46 | -1.10 |
| 1990 | 7 | 5.914 | 0.655 | 6.283 | 0.084 | 29.05 | 0.50 | 1994 | 11 | -4.844 | 0.560 | -4.359 | 1.276 | 29.56 | -0.60 |
| 1990 | 8 | 9.917 | -0.083 | 10.228 | 0.123 | 29.03 | -0.20 | 1994 | 12 | -5.694 | 0.495 | -7.213 | 1.183 | 29.36 | -1.20 |
| 1990 | 9 | 7.640 | 0.213 | 4.929 | 0.376 | 28.95 | -0.70 | 1995 | 1 | -9.877 | 0.320 | -6.252 | 1.199 | 29.18 | -0.40 |
| 1990 | 10 | 1.334 | 0.048 | -0.838 | 0.241 | 29.1 | 0.30 | 1995 | 2 | -9.784 | 0.338 | -7.348 | 0.959 | 28.99 | -0.10 |
| 1990 | 11 | 1.985 | 0.183 | -2.979 | 0.371 | 28.99 | -0.50 | 1995 | 3 | -9.089 | 0.117 | -7.048 | 0.858 | 29.11 | 0.80 |
| 1990 | 12 | -8.141 | 0.236 | -6.727 | 0.334 | 29.09 | -0.20 | 1995 | 4 | -9.162 | -0.015 | -7.435 | 0.419 | 29.05 | -0.70 |
| 1991 | 1 | -9.359 | 0.244 | -7.496 | 0.309 | 28.93 | 0.60 | 1995 | 5 | -2.968 | -0.026 | -1.634 | 0.495 | 29.3 | -0.40 |
| 1991 | 2 | -9.664 | 0.780 | -7.694 | 0.309 | 28.69 | 0.30 | 1995 | 6 | -3.737 | 0.138 | 4.462 | 0.463 | 29.24 | 0.10 |
| 1991 | 3 | -8.033 | 0.127 | -6.241 | 0.392 | 28.72 | -0.70 | 1995 | 7 | 2.009 | 0.147 | 9.602 | 0.182 | 29.02 | 0.40 |
| 1991 | 4 | -7.467 | 0.484 | -5.832 | 0.444 | 29.05 | -0.60 | 1995 | 8 | 4.341 | 0.166 | 6.715 | -0.197 | 28.72 | 0.30 |
| 1991 | 5 | -6.163 | 0.597 | -5.782 | 0.719 | 29.37 | -1.00 | 1995 | 9 | 5.923 | 0.220 | 5.105 | -0.468 | 28.6 | 0.30 |
| 1991 | 6 | 0.004 | 0.469 | 5.936 | 1.154 | 29.4 | -0.10 | 1995 | 10 | 3.183 | 0.030 | -0.145 | -0.487 | 28.39 | 0.00 |
| 1991 | 7 | 3.908 | 0.575 | 10.379 | 1.011 | 29.27 | 0.00 | 1995 | 11 | -4.030 | -0.013 | -2.184 | -0.496 | 28.32 | 0.00 |
| 1991 | 8 | 8.692 | 0.355 | 8.953 | 1.012 | 29.18 | -0.40 | 1995 | 12 | -6.224 | 0.324 | -7.410 | -0.559 | 28.21 | -0.50 |

ตารางที่ ก.1 ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา (ต่อ)

| YEAR | MOUNTH | WNPMI | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI | YEAR | MOUNTH | WNPMI | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1996 | 1 | -8.181 | 0.165 | -7.592 | -0.644 | 27.91 | 1.00 | 2000 | 5 | 2.686 | 0.341 | 1.596 | 0.161 | 27.89 | 0.40 |
| 1996 | 2 | -9.377 | 0.156 | -7.022 | -0.595 | 27.79 | 0.30 | 2000 | 6 | -1.188 | 0.198 | 7.662 | -0.129 | 28.14 | -0.20 |
| 1996 | 3 | -10.152 | 0.912 | -7.576 | -0.266 | 28.09 | 1.10 | 2000 | 7 | 6.752 | 0.398 | 8.644 | -0.201 | 28.2 | -0.20 |
| 1996 | 4 | -4.358 | -0.157 | -5.092 | -0.505 | 28.32 | 0.80 | 2000 | 8 | 6.929 | 0.445 | 8.731 | -0.14 | 28.24 | 0.70 |
| 1996 | 5 | -0.059 | -0.038 | -3.341 | -0.174 | 28.59 | 0.30 | 2000 | 9 | 4.773 | 0.384 | 3.486 | -0.247 | 28.29 | 0.90 |
| 1996 | 6 | -5.756 | -0.176 | 8.438 | 0.011 | 28.78 | 1.20 | 2000 | 10 | 4.982 | 0.247 | 1.750 | -0.381 | 28.19 | 1.10 |
| 1996 | 7 | 5.441 | -0.324 | 9.571 | -0.208 | 28.59 | 0.70 | 2000 | 11 | -2.655 | 0.026 | -4.974 | -0.755 | 28.1 | 1.80 |
| 1996 | 8 | 1.739 | -0.369 | 7.868 | -0.396 | 28.39 | 0.70 | 2000 | 12 | -3.546 | 0.010 | -5.888 | -0.581 | 27.65 | 0.80 |
| 1996 | 9 | 8.544 | 0.312 | 4.438 | -0.499 | 28.43 | 0.60 | 2001 | 1 | -7.928 | 0.241 | -6.647 | -0.54 | 27.44 | 1.00 |
| 1996 | 10 | 1.089 | -0.710 | 1.694 | -0.387 | 28.49 | 0.60 | 2001 | 2 | -5.758 | 0.167 | -6.644 | -0.713 | 27.33 | 1.70 |
| 1996 | 11 | 2.017 | -0.513 | -4.348 | -0.164 | 28.54 | -0.10 | 2001 | 3 | -8.301 | 0.154 | -4.933 | -0.603 | 27.68 | 0.90 |
| 1996 | 12 | -6.466 | 0.179 | -5.016 | -0.338 | 28.48 | 0.90 | 2001 | 4 | -7.088 | 0.342 | -5.443 | -0.145 | 28.17 | 0.20 |
| 1997 | 1 | -6.900 | 0.083 | -5.690 | -0.487 | 28.36 | 0.50 | 2001 | 5 | -1.117 | 0.362 | 1.039 | 0.188 | 28.58 | -0.50 |
| 1997 | 2 | -7.623 | 0.258 | -9.354 | -0.607 | 28.29 | 1.70 | 2001 | 6 | 2.015 | 0.343 | 8.229 | -0.056 | 28.77 | 0.30 |
| 1997 | 3 | -5.924 | 0.210 | -9.294 | -0.253 | 28.49 | -0.40 | 2001 | 7 | 7.799 | 0.179 | 8.689 | 0.253 | 28.94 | -0.20 |
| 1997 | 4 | -5.067 | 0.254 | -4.960 | 0.493 | 29.04 | -0.60 | 2001 | 8 | 12.173 | 0.103 | 8.482 | 0.367 | 28.89 | -0.40 |
| 1997 | 5 | -1.169 | 0.252 | -3.833 | 1.119 | 29.48 | -1.30 | 2001 | 9 | 4.691 | 0.171 | 2.943 | -0.126 | 28.97 | 0.20 |
| 1997 | 6 | 1.014 | 0.300 | 2.570 | 2.307 | 29.34 | -1.40 | 2001 | 10 | 1.664 | 0.056 | 1.543 | -0.276 | 28.84 | 0.00 |
| 1997 | 7 | 5.489 | 0.764 | 9.845 | 2.756 | 29.49 | -0.80 | 2001 | 11 | -1.665 | 0.035 | -3.290 | -0.181 | 28.78 | 0.70 |
| 1997 | 8 | 9.978 | 0.939 | 8.375 | 3.001 | 29.44 | -1.40 | 2001 | 12 | -6.753 | 0.178 | -6.776 | 0.003 | 28.45 | -0.80 |
| 1997 | 9 | 2.274 | 0.158 | 2.509 | 3 | 29.55 | -1.40 | 2002 | 1 | -10.006 | 0.440 | -6.047 | -0.05 | 28.54 | 0.40 |
| 1997 | 10 | -1.736 | 0.259 | -3.895 | 2.358 | 29.51 | -1.50 | 2002 | 2 | -7.695 | 0.908 | -7.723 | -0.208 | 28.35 | 1.10 |
| 1997 | 11 | -5.082 | 0.542 | -4.431 | 2.517 | 29.56 | -1.20 | 2002 | 3 | -7.234 | 0.177 | -6.956 | -0.196 | 28.55 | -0.20 |
| 1997 | 12 | -8.384 | 1.092 | -5.852 | 2.32 | 29.23 | -1.00 | 2002 | 4 | -6.525 | -0.147 | -6.639 | 0.339 | 28.87 | -0.10 |
| 1998 | 1 | -11.154 | 0.749 | -7.942 | 2.482 | 29.17 | -2.70 | 2002 | 5 | -1.297 | -0.103 | -0.025 | 0.78 | 29.18 | -0.80 |
| 1998 | 2 | -9.836 | 0.662 | -7.087 | 2.777 | 28.94 | -2.00 | 2002 | 6 | -0.271 | 0.279 | 8.371 | 0.864 | 29.41 | -0.20 |
| 1998 | 3 | -9.778 | 0.121 | -7.135 | 2.752 | 28.8 | -2.40 | 2002 | 7 | 9.217 | 0.578 | 4.764 | 0.596 | 29.36 | -0.50 |
| 1998 | 4 | -7.634 | 0.258 | -6.703 | 2.673 | 28.73 | -1.40 | 2002 | 8 | 9.103 | 0.953 | 8.250 | 0.922 | 29.3 | -1.00 |
| 1998 | 5 | -2.618 | 0.368 | -2.077 | 2.171 | 29 | 0.30 | 2002 | 9 | 7.582 | 0.680 | 3.131 | 0.808 | 29.3 | -0.60 |
| 1998 | 6 | -3.714 | 0.368 | 8.323 | 1.151 | 28.55 | 1.00 | 2002 | 10 | 0.910 | 0.788 | -1.254 | 0.952 | 29.48 | -0.40 |
| 1998 | 7 | -3.479 | -0.055 | 8.723 | 0.285 | 28.33 | 1.20 | 2002 | 11 | -4.590 | 0.368 | -4.080 | 1.057 | 29.57 | -0.50 |
| 1998 | 8 | -0.349 | -0.254 | 6.624 | -0.41 | 28.04 | 1.20 | 2002 | 12 | -7.465 | 0.073 | -6.929 | 1.109 | 29.29 | -1.10 |
| 1998 | 9 | 4.810 | -0.084 | 7.350 | -0.667 | 27.99 | 1.00 | 2003 | 1 | -8.016 | -0.059 | -6.057 | 1.184 | 28.98 | -0.20 |
| 1998 | 10 | 2.769 | 0.337 | 4.421 | -0.849 | 27.66 | 1.10 | 2003 | 2 | -9.197 | 0.203 | -6.787 | 0.927 | 28.78 | -0.70 |
| 1998 | 11 | -0.949 | 0.366 | -0.738 | -1.17 | 27.52 | 1.00 | 2003 | 3 | -8.239 | 0.125 | -7.231 | 0.819 | 28.94 | -0.30 |
| 1998 | 12 | -3.949 | -0.096 | -3.611 | -1.012 | 27.21 | 1.40 | 2003 | 4 | -5.339 | 0.103 | -5.570 | 0.308 | 28.92 | -0.10 |
| 1999 | 1 | -8.570 | 0.663 | -6.105 | -1.151 | 26.77 | 1.80 | 2003 | 5 | 1.522 | 0.621 | -3.115 | 0.05 | 28.9 | -0.30 |
| 1999 | 2 | -7.931 | 0.156 | -6.891 | -1.233 | 26.66 | 1.00 | 2003 | 6 | -2.053 | 0.352 | 5.560 | 0.033 | 29.01 | -0.60 |
| 1999 | 3 | -6.476 | 0.280 | -7.463 | -1.061 | 27.27 | 1.30 | 2003 | 7 | 1.781 | 0.445 | 11.591 | 0.089 | 29.02 | 0.30 |
| 1999 | 4 | -1.590 | 0.203 | -4.459 | -1.022 | 27.62 | 1.40 | 2003 | 8 | 7.315 | 0.412 | 8.041 | 0.241 | 28.89 | 0.10 |
| 1999 | 5 | -2.085 | 0.434 | 1.920 | -0.678 | 27.97 | 0.20 | 2003 | 9 | 9.254 | 0.335 | 4.733 | 0.441 | 28.95 | -0.10 |
| 1999 | 6 | 2.166 | 0.790 | 5.531 | -0.412 | 28.04 | 0.30 | 2003 | 10 | 2.552 | 0.149 | 0.229 | 0.509 | 29.17 | 0.00 |
| 1999 | 7 | 5.932 | 0.425 | 8.561 | -0.465 | 27.96 | 0.50 | 2003 | 11 | -1.152 | 0.114 | -6.589 | 0.518 | 29.17 | -0.30 |
| 1999 | 8 | 3.144 | 0.326 | 6.290 | -0.787 | 27.76 | 0.40 | 2003 | 12 | -6.603 | 0.415 | -6.129 | 0.314 | 28.85 | 1.10 |
| 1999 | 9 | 5.810 | 0.347 | 5.187 | -1.004 | 27.93 | -0.10 | 2004 | 1 | -8.878 | 0.229 | -5.442 | 0.308 | 28.67 | -1.30 |
| 1999 | 10 | 0.821 | 0.202 | 3.515 | -1.011 | 27.84 | 1.00 | 2004 | 2 | -5.898 | 0.297 | -6.395 | 0.329 | 28.42 | 1.20 |
| 1999 | 11 | -0.404 | 0.166 | -4.333 | -1.08 | 27.57 | 1.00 | 2004 | 3 | -5.664 | 0.253 | -7.511 | -0.123 | 28.36 | 0.40 |
| 1999 | 12 | -4.557 | 0.089 | -3.882 | -1.208 | 27.24 | 1.40 | 2004 | 4 | -5.188 | 0.125 | -6.492 | 0.216 | 28.73 | -0.90 |
| 2000 | 1 | -8.269 | 0.660 | -8.008 | -1.198 | 26.91 | 0.70 | 2004 | 5 | -1.942 | 0.336 | 2.623 | 0.472 | 29.1 | 1.00 |
| 2000 | 2 | -8.481 | 0.178 | -6.632 | -1.242 | 26.71 | 1.70 | 2004 | 6 | 7.976 | -0.173 | 8.419 | 0.19 | 29.12 | -0.80 |
| 2000 | 3 | -6.196 | 0.314 | -8.225 | -1.134 | 26.95 | 1.30 | 2004 | 7 | 1.933 | 0.155 | 8.539 | 0.472 | 29.26 | -0.50 |
| 2000 | 4 | -7.342 | 0.353 | -4.852 | -0.521 | 27.4 | 1.20 | 2004 | 8 | 11.756 | 0.171 | 8.004 | 0.669 | 29.23 | -0.30 |

ตารางที่ ก.1 ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา (ต่อ)

| YEAR | MOUNTH | WNPMI | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI | YEAR | MOUNTH | WNPMI | DMI | IMI | MEI | NINO4 | SOI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2004 | 9 | 2.554 | 0.289 | 4.192 | 0.524 | 29.4 | -0.30 | 2009 | 1 | -6.350 | 0.222 | -6.213 | -0.753 | 27.55 | 1.10 |
| 2004 | 10 | 3.467 | 0.384 | -1.398 | 0.467 | 29.42 | -0.10 | 2009 | 2 | -8.518 | 0.352 | -6.797 | -0.715 | 27.57 | 1.90 |
| 2004 | 11 | -1.763 | 0.114 | -5.382 | 0.785 | 29.35 | -0.70 | 2009 | 3 | -7.121 | 0.269 | -5.521 | -0.713 | 27.93 | 0.40 |
| 2004 | 12 | -3.887 | 0.098 | -6.158 | 0.643 | 29.2 | -0.80 | 2009 | 4 | -2.218 | 0.327 | -4.799 | -0.159 | 28.41 | 0.80 |
| 2005 | 1 | -8.167 | 0.587 | -5.653 | 0.301 | 29.08 | 0.30 | 2009 | 5 | 0.245 | 0.480 | -0.722 | 0.37 | 28.97 | -0.10 |
| 2005 | 2 | -9.087 | -0.372 | -8.033 | 0.799 | 28.7 | -3.10 | 2009 | 6 | 2.268 | 0.311 | 2.673 | 0.943 | 29.16 | 0.10 |
| 2005 | 3 | -8.326 | -0.263 | -6.470 | 1.018 | 28.79 | 0.30 | 2009 | 7 | 7.376 | 0.122 | 7.585 | 0.938 | 29.24 | 0.20 |
| 2005 | 4 | -6.140 | 0.287 | -6.321 | 0.559 | 28.87 | -0.60 | 2009 | 8 | 7.028 | 0.254 | 4.469 | 0.944 | 29.29 | -0.20 |
| 2005 | 5 | -3.754 | 0.192 | -2.709 | 0.758 | 29.09 | -0.80 | 2009 | 9 | 12.344 | 0.288 | 3.919 | 0.764 | 29.27 | 0.30 |
| 2005 | 6 | -0.679 | 0.038 | 7.774 | 0.499 | 29.05 | 0.40 | 2009 | 10 | 5.845 | 0.374 | -1.302 | 1.02 | 29.6 | -1.20 |
| 2005 | 7 | 5.017 | -0.064 | 9.950 | 0.492 | 28.88 | 0.20 | 2009 | 11 | -3.809 | 0.197 | -3.516 | 1.061 | 29.83 | -0.60 |
| 2005 | 8 | 7.309 | -0.037 | 6.737 | 0.321 | 28.77 | -0.30 | 2009 | 12 | -6.537 | 0.389 | -5.203 | 1.007 | 29.76 | -0.70 |
| 2005 | 9 | 9.610 | -0.136 | 8.278 | 0.255 | 28.79 | 0.40 | 2010 | 1 | -7.953 | 0.477 | -4.823 | 1.152 | 29.47 | -1.10 |
| 2005 | 10 | 2.528 | -0.420 | 1.189 | -0.166 | 28.77 | 1.20 | 2010 | 2 | -8.506 | 0.213 | -5.072 | 1.52 | 29.05 | -1.50 |
| 2005 | 11 | -2.145 | 0.005 | -3.787 | -0.409 | 28.58 | -0.20 | 2010 | 3 | -7.175 | 0.633 | -6.586 | 1.39 | 29.19 | -0.70 |
| 2005 | 12 | -7.662 | -0.061 | -4.600 | -0.586 | 28.2 | 0.00 | 2010 | 4 | -6.613 | 0.568 | -5.684 | 0.863 | 29.21 | 1.20 |
| 2006 | 1 | -7.593 | 0.060 | -7.710 | -0.472 | 27.72 | 1.70 | 2010 | 5 | -5.072 | 0.192 | -1.554 | 0.577 | 28.91 | 0.90 |
| 2006 | 2 | -8.408 | -0.116 | -7.389 | -0.45 | 27.43 | 0.10 | 2010 | 6 | -2.773 | 0.714 | 4.687 | -0.433 | 28.56 | 0.40 |
| 2006 | 3 | -8.033 | -0.056 | -4.687 | -0.588 | 27.81 | 1.80 | 2010 | 7 | -1.235 | 0.315 | 9.474 | -1.166 | 28.17 | 1.80 |
| 2006 | 4 | -9.223 | 0.190 | -4.969 | -0.687 | 28.28 | 1.10 | 2010 | 8 | 5.421 | 0.253 | 8.470 | -1.822 | 27.55 | 1.80 |
| 2006 | 5 | -2.434 | 0.144 | 0.293 | -0.034 | 28.81 | -0.50 | 2010 | 9 | 0.557 | 0.132 | 4.468 | -2.03 | 27.41 | 2.20 |
| 2006 | 6 | -2.452 | 0.154 | 7.052 | 0.564 | 28.98 | -0.20 | 2010 | 10 | 3.227 | 0.043 | 2.179 | -1.946 | 27.27 | 1.70 |
| 2006 | 7 | 8.318 | 0.353 | 9.466 | 0.628 | 28.99 | -0.60 | 2010 | 11 | -3.235 | 0.207 | -1.825 | -1.606 | 27.21 | 1.30 |
| 2006 | 8 | 9.825 | 0.532 | 8.364 | 0.759 | 29.12 | -1.00 | 2010 | 12 | -7.203 | 0.029 | -3.428 | -1.58 | 27.07 | 2.90 |
| 2006 | 9 | 5.420 | 0.815 | 7.445 | 0.793 | 29.26 | -0.60 | 2011 | 1 | -7.739 | 0.377 | -6.025 | -1.678 | 26.88 | 2.30 |
| 2006 | 10 | 5.320 | 0.957 | -2.218 | 0.892 | 29.34 | -1.30 | 2011 | 2 | -6.995 | 0.422 | -5.153 | -1.56 | 27.08 | 2.70 |
| 2006 | 11 | -5.386 | 0.769 | -4.890 | 1.289 | 29.38 | 0.10 | 2011 | 3 | -7.594 | 0.542 | -5.953 | -1.559 | 27.55 | 2.50 |
| 2006 | 12 | -4.809 | 0.399 | -7.412 | 0.95 | 29.26 | -0.30 | 2011 | 4 | -4.874 | 0.361 | -2.369 | -1.492 | 27.81 | 1.90 |
| 2007 | 1 | -7.937 | 0.406 | -7.249 | 0.973 | 28.8 | -0.80 | 2011 | 5 | -2.177 | 0.135 | -1.304 | -0.322 | 28.28 | 0.40 |
| 2007 | 2 | -8.465 | 0.335 | -6.854 | 0.515 | 28.44 | -0.10 | 2011 | 6 | 2.029 | 0.268 | 5.640 | -0.169 | 28.39 | 0.20 |
| 2007 | 3 | -8.088 | 0.280 | -6.581 | 0.076 | 28.44 | 0.20 | 2011 | 7 | 6.241 | 0.539 | 7.422 | -0.087 | 28.31 | 1.00 |
| 2007 | 4 | -7.769 | 0.300 | -4.928 | -0.049 | 28.6 | -0.10 | 2011 | 8 | 6.137 | 0.654 | 8.061 | -0.472 | 28.1 | 0.40 |
| 2007 | 5 | -3.247 | 0.494 | -0.443 | 0.187 | 28.76 | -0.10 | 2011 | 9 | 9.390 | 0.595 | 5.482 | -0.764 | 28.01 | 1.00 |
| 2007 | 6 | -4.365 | 0.248 | 9.391 | -0.331 | 28.85 | 0.50 | 2011 | 10 | 2.335 | 0.747 | -2.547 | -0.965 | 27.92 | 0.80 |
| 2007 | 7 | 0.063 | 0.367 | 8.149 | -0.29 | 28.67 | -0.30 | 2011 | 11 | -1.248 | 0.607 | -3.711 | -0.98 | 27.88 | 1.10 |
| 2007 | 8 | 7.689 | 0.545 | 6.954 | -0.44 | 28.51 | 0.40 | 2011 | 12 | -5.726 | 0.104 | -5.000 | -0.979 | 27.41 | 2.50 |
| 2007 | 9 | 8.409 | 0.632 | 7.666 | -1.162 | 28.13 | 0.20 | 2012 | 1 | -9.591 | 0.231 | -5.690 | -1.046 | 27.25 | 1.10 |
| 2007 | 10 | 4.496 | 0.464 | 0.167 | -1.142 | 27.9 | 0.70 | 2012 | 2 | -8.031 | 0.104 | -7.107 | -0.702 | 27.37 | 0.50 |
| 2007 | 11 | 3.208 | 0.255 | -4.146 | -1.179 | 27.51 | 0.90 | 2012 | 3 | -7.179 | 0.200 | -6.552 | -0.41 | 27.73 | 0.70 |
| 2007 | 12 | -7.759 | 0.011 | -6.487 | -1.168 | 27.36 | 1.70 | 2012 | 4 | -6.547 | -0.056 | -5.335 | 0.059 | 28.19 | -0.30 |
| 2008 | 1 | -7.257 | 0.307 | -6.939 | -1.012 | 26.88 | 1.80 | 2012 | 5 | -0.595 | -0.113 | -2.196 | 0.706 | 28.53 | 0.00 |
| 2008 | 2 | -7.489 | 0.116 | -7.214 | -1.398 | 26.64 | 2.60 | 2012 | 6 | 4.718 | 0.224 | 3.159 | 0.903 | 28.66 | -0.40 |
| 2008 | 3 | -6.980 | 0.274 | -6.158 | -1.631 | 27.06 | 1.40 | 2012 | 7 | 6.673 | 0.862 | 6.659 | 1.139 | 28.72 | 0.00 |
| 2008 | 4 | -7.367 | 0.050 | -4.693 | -0.942 | 27.55 | 0.70 | 2012 | 8 | 8.858 | 0.953 | 6.185 | 0.579 | 28.96 | -0.20 |
| 2008 | 5 | 2.469 | 0.406 | -1.424 | -0.353 | 27.96 | -0.10 | 2012 | 9 | 7.838 | 0.848 | 5.082 | 0.271 | 28.97 | 0.20 |
| 2008 | 6 | -2.050 | 0.430 | 6.140 | 0.136 | 28.15 | 0.60 | 2012 | 10 | 1.676 | 0.502 | -2.657 | 0.103 | 29 | 0.30 |
| 2008 | 7 | 3.307 | 0.559 | 7.937 | 0.003 | 28.32 | 0.30 | 2012 | 11 | -7.706 | 0.174 | -3.314 | 0.166 | 28.98 | 0.30 |
| 2008 | 8 | 1.936 | 0.429 | 6.448 | -0.266 | 28.31 | 1.00 | 2012 | 12 | -7.636 | 0.495 | -5.416 | 0.037 | 28.55 | -0.60 |
| 2008 | 9 | 6.881 | 0.483 | 4.732 | -0.643 | 28.23 | 1.20 | | | | | | | | |
| 2008 | 10 | -0.608 | 0.422 | -1.629 | -0.78 | 28.27 | 1.30 | | | | | | | | |
| 2008 | 11 | -4.536 | 0.154 | -3.762 | -0.625 | 28.1 | 1.30 | | | | | | | | |
| 2008 | 12 | -5.006 | 0.181 | -5.679 | -0.667 | 27.73 | 1.40 | | | | | | | | |

# ภาคผนวก ข

# ตารางที่ ข.1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน

| ปี | เดือน | สถานี | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | กาญจนบุรี | ปทุมธานี | ตากฟ้า สกษ. | กำแพงเพชร | อู่ทอง สกษ. | ราชบุรี | นครปฐม | สุพรรณบุรี | ฉะเชิงเทรา | สนามบินดอนเมือง | ลพบุรี | พระนครศรีอยุธยา | กรุงเทพมหานคร | นครสวรรค์ | ชัยนาท |
| 1970 | 1 | 0.0 | - | 0.7 | - | 2.0 | - | - | 0.4 | - | 20.3 | 0.0 | - | 1.2 | 0.0 | 3.6 |
| 1970 | 2 | 89.6 | - | 0.3 | - | 45.7 | - | - | 2.0 | - | 27.7 | 14.8 | - | 68.2 | 20.9 | 10.8 |
| 1970 | 3 | 20.4 | - | 66.4 | - | 20.8 | - | - | 7.6 | - | 80.1 | 139.3 | - | 44.6 | 110.9 | 21.9 |
| 1970 | 4 | 103.7 | - | 88.7 | - | 82.6 | - | - | 38.8 | - | 109.4 | 70.7 | - | 157.5 | 80.8 | 84.6 |
| 1970 | 5 | 132.4 | - | 157.9 | - | 103.1 | - | - | 239.9 | - | 301.1 | 132.8 | - | 283.0 | 297.0 | 173.6 |
| 1970 | 6 | 118.8 | - | 208.5 | - | 87.1 | - | - | 199.0 | - | 316.2 | 281.2 | - | 301.1 | 289.1 | 286.4 |
| 1970 | 7 | 90.7 | - | 131.5 | - | 84.9 | - | - | 123.5 | - | 176.6 | 184.9 | - | 189.0 | 128.2 | 112.1 |
| 1970 | 8 | 179.4 | - | 170.6 | - | 224.1 | - | - | 220.3 | - | 238.2 | 234.6 | - | 144.3 | 200.5 | 206.9 |
| 1970 | 9 | 332.0 | - | 207.8 | - | 240.2 | - | - | 240.4 | - | 308.9 | 168.3 | - | 355.2 | 163.4 | 288.7 |
| 1970 | 10 | 268.0 | - | 232.2 | - | 142.1 | - | - | 189.0 | - | 148.4 | 158.0 | - | 187.3 | 160.0 | 196.9 |
| 1970 | 11 | 103.7 | - | 6.1 | - | 55.3 | - | - | 14.8 | - | 41.2 | 11.0 | - | 50.4 | 10.6 | 20.4 |
| 1970 | 12 | 75.7 | - | 9.3 | - | 56.4 | - | - | 60.4 | - | 134.1 | 49.1 | - | 103.2 | 23.9 | 20.2 |
| 1971 | 1 | 0.0 | - | 9.2 | - | 0.0 | - | - | 3.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 4.6 | 1.4 |
| 1971 | 2 | 24.3 | - | 63.0 | - | 2.3 | - | - | 1.4 | - | 17.6 | 26.6 | - | 28.1 | 109.1 | 23.5 |
| 1971 | 3 | 17.2 | - | 64.7 | - | 0.0 | - | - | 10.4 | - | 6.1 | 42.3 | - | 11.0 | 63.5 | 12.8 |
| 1971 | 4 | 109.9 | - | 61.1 | - | 36.2 | - | - | 138.9 | - | 35.0 | 68.1 | - | 31.1 | 12.8 | 41.3 |
| 1971 | 5 | 135.3 | - | 163.2 | - | 82.9 | - | - | 93.8 | - | 192.7 | 204.7 | - | 236.3 | 163.4 | 179.0 |
| 1971 | 6 | 75.7 | - | 143.4 | - | 60.3 | - | - | 91.8 | - | 109.7 | 128.6 | - | 82.2 | 43.1 | 121.1 |
| 1971 | 7 | 94.1 | - | 60.6 | - | 38.2 | - | - | 54.4 | - | 151.3 | 51.2 | - | 178.9 | 42.5 | 48.9 |
| 1971 | 8 | 147.1 | - | 337.7 | - | 348.7 | - | - | 185.4 | - | 345.1 | 328.0 | - | 352.1 | 411.2 | 427.9 |
| 1971 | 9 | 285.0 | - | 146.5 | - | 140.4 | - | - | 259.2 | - | 169.0 | 179.2 | - | 383.2 | 80.9 | 189.7 |
| 1971 | 10 | 178.1 | - | 77.2 | - | 174.5 | - | - | 222.2 | - | 192.7 | 120.1 | - | 177.4 | 51.6 | 135.3 |
| 1971 | 11 | 6.2 | - | 0.0 | - | 5.1 | - | - | 0.6 | - | 4.4 | 7.6 | - | 2.8 | 2.9 | 2.7 |
| 1971 | 12 | 4.0 | - | 0.0 | - | 6.6 | - | - | 10.0 | - | 0.3 | 4.1 | - | 0.8 | 9.2 | 0.8 |
| 1972 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1972 | 2 | 0.0 | - | 0.3 | - | 0.0 | - | - | 0.2 | - | 9.8 | 1.1 | - | 19.9 | 3.2 | 0.0 |
| 1972 | 3 | 44.3 | - | 28.9 | - | 12.2 | - | - | 16.1 | - | 84.9 | 21.1 | - | 18.8 | 14.1 | 30.9 |
| 1972 | 4 | 115.0 | - | 107.3 | - | 97.7 | - | - | 109.6 | - | 96.9 | 91.4 | - | 146.9 | 117.2 | 104.0 |
| 1972 | 5 | 58.2 | - | 59.5 | - | 119.9 | - | - | 78.8 | - | 62.2 | 5.9 | - | 55.1 | 34.9 | 35.0 |
| 1972 | 6 | 179.3 | - | 160.5 | - | 123.1 | - | - | 111.6 | - | 158.4 | 180.6 | - | 127.8 | 108.9 | 115.6 |
| 1972 | 7 | 64.9 | - | 134.0 | - | 60.5 | - | - | 71.0 | - | 102.7 | 98.3 | - | 69.5 | 44.1 | 96.8 |
| 1972 | 8 | 109.9 | - | 59.4 | - | 51.9 | - | - | 96.8 | - | 60.6 | 125.4 | - | 157.0 | 238.3 | 179.3 |
| 1972 | 9 | 413.6 | - | 357.9 | - | 397.5 | - | - | 488.4 | - | 551.6 | 516.5 | - | 676.3 | 246.1 | 401.9 |
| 1972 | 10 | 89.2 | - | 184.1 | - | 258.2 | - | - | 235.4 | - | 173.8 | 172.0 | - | 237.9 | 188.6 | 152.1 |
| 1972 | 11 | 99.9 | - | 37.4 | - | 117.7 | - | - | 68.9 | - | 71.5 | 108.8 | - | 88.4 | 63.2 | 132.1 |
| 1972 | 12 | 17.9 | - | 5.1 | - | 60.0 | - | - | 71.9 | - | 106.4 | 33.9 | - | 54.7 | 42.7 | 3.8 |
| 1973 | 1 | 1.5 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1973 | 2 | 2.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1973 | 3 | 55.4 | - | 45.3 | - | 3.6 | - | 33.2 | 55.2 | - | 34.6 | 46.2 | - | 102.6 | 108.6 | 28.2 |
| 1973 | 4 | 6.1 | - | 0.0 | - | 65.4 | - | 9.5 | 5.8 | - | 0.0 | 0.0 | - | 5.6 | 27.4 | 24.5 |
| 1973 | 5 | 190.0 | - | 170.1 | - | 40.0 | - | 173.5 | 196.3 | - | 68.9 | 126.7 | - | 157.5 | 148.3 | 204.1 |
| 1973 | 6 | 73.7 | - | 114.3 | - | 94.8 | - | 156.6 | 180.6 | - | 157.3 | 151.0 | - | 131.9 | 131.2 | 118.1 |
| 1973 | 7 | 84.5 | - | 115.1 | - | 199.2 | - | 161.7 | 127.8 | - | 107.4 | 102.1 | - | 68.5 | 188.6 | 68.4 |
| 1973 | 8 | 85.7 | - | 173.7 | - | 147.6 | - | 106.9 | 160.2 | - | 98.3 | 87.8 | - | 97.3 | 219.2 | 164.3 |
| 1973 | 9 | 218.9 | - | 285.8 | - | 339.2 | - | 178.8 | 409.8 | - | 251.1 | 279.1 | - | 364.7 | 193.2 | 228.7 |
| 1973 | 10 | 238.5 | - | 81.0 | - | 332.6 | - | 261.7 | 154.7 | - | 146.2 | 67.0 | - | 113.8 | 60.1 | 78.9 |
| 1973 | 11 | 107.2 | - | 43.5 | - | 27.9 | - | 73.3 | 8.4 | - | 32.7 | 11.6 | - | 36.8 | 9.3 | 32.4 |
| 1973 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.4 | - | 1.0 | 1.4 | - | 4.5 | 0.1 | - | 11.2 | 0.0 | 0.5 |
| 1974 | 1 | 0.0 | - | 0.5 | - | 2.4 | - | 0.0 | 0.2 | - | 0.3 | 0.0 | - | 0.7 | 0.2 | 0.0 |
| 1974 | 2 | 0.0 | - | 7.1 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 2.1 | 0.0 | - | 0.0 | 0.2 | 46.0 |
| 1974 | 3 | 213.0 | - | 42.5 | - | 99.3 | - | 30.9 | 141.1 | - | 61.3 | 67.6 | - | 10.2 | 12.7 | 67.2 |
| 1974 | 4 | 146.4 | - | 153.8 | - | 110.8 | - | 173.8 | 227.2 | - | 120.3 | 108.7 | - | 130.2 | 22.1 | 77.6 |
| 1974 | 5 | 133.0 | - | 104.9 | - | 122.9 | - | 43.1 | 80.9 | - | 117.5 | 180.4 | - | 179.2 | 139.0 | 150.0 |
| 1974 | 6 | 64.8 | - | 99.9 | - | 84.3 | - | 122.6 | 196.9 | - | 95.1 | 155.3 | - | 82.3 | 119.7 | 104.0 |
| 1974 | 7 | 151.9 | - | 186.4 | - | 77.8 | - | 172.8 | 102.7 | - | 186.4 | 142.7 | - | 129.9 | 178.3 | 222.2 |
| 1974 | 8 | 198.6 | - | 148.1 | - | 163.3 | - | 119.4 | 175.4 | - | 120.1 | 138.7 | - | 160.9 | 121.6 | 125.4 |
| 1974 | 9 | 265.1 | - | 231.6 | - | 291.1 | - | 322.3 | 228.0 | - | 115.1 | 297.1 | - | 219.7 | 218.3 | 297.0 |
| 1974 | 10 | 366.6 | - | 244.7 | - | 460.7 | - | 320.9 | 380.9 | - | 267.5 | 252.4 | - | 471.2 | 269.6 | 349.6 |
| 1974 | 11 | 28.9 | - | 29.8 | - | 107.9 | - | 48.2 | 43.3 | - | 42.0 | 44.9 | - | 134.8 | 33.9 | 36.2 |
| 1974 | 12 | 12.0 | - | 5.2 | - | 8.9 | - | 1.1 | 0.0 | - | 0.0 | 2.7 | - | 0.0 | 0.0 | 4.1 |
| 1975 | 1 | 77.9 | - | 64.1 | - | 163.1 | - | 60.9 | 86.1 | - | 86.4 | 35.2 | - | 38.1 | 103.3 | 66.5 |
| 1975 | 2 | 0.0 | - | 0.9 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 18.4 | - | 1.0 | 26.6 | 26.3 |
| 1975 | 3 | 56.1 | - | 10.3 | - | 13.1 | - | 0.1 | 9.1 | - | 26.3 | 24.6 | - | 32.4 | 36.8 | 51.8 |

ตารางที่ ข.1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน (ต่อ)

| ปี | เดือน | สถานี | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | กาญจนบุรี | ปทุมธานี | ตากฟ้า สกษ. | กำแพงเพชร | อู่ทอง สกษ. | ราชบุรี | นครปฐม | สุพรรณบุรี | ฉะเชิงเทรา | สนามบินดอนเมือง | ลพบุรี | พระนครศรีอยุธยา | กรุงเทพมหานคร | นครสวรรค์ | ชัยนาท |
| 1975 | 4 | 59.8 | - | 29.9 | - | 47.0 | - | 5.0 | 10.6 | - | 3.7 | 31.0 | - | 3.9 | 14.9 | 0.1 |
| 1975 | 5 | 204.1 | - | 118.9 | - | 166.9 | - | 166.3 | 258.3 | - | 125.4 | 102.6 | - | 186.2 | 118.4 | 104.9 |
| 1975 | 6 | 104.2 | - | 155.6 | - | 122.3 | - | 153.7 | 123.4 | - | 121.3 | 93.7 | - | 100.7 | 45.5 | 56.3 |
| 1975 | 7 | 126.3 | - | 206.3 | - | 95.0 | - | 68.3 | 80.7 | - | 107.4 | 172.3 | - | 174.8 | 140.1 | 170.8 |
| 1975 | 8 | 84.6 | - | 118.4 | - | 151.1 | - | 99.8 | 237.4 | - | 134.5 | 227.7 | - | 323.7 | 232.0 | 199.5 |
| 1975 | 9 | 222.0 | - | 262.4 | - | 257.0 | - | 243.0 | 198.3 | - | 214.9 | 197.4 | - | 211.5 | 262.2 | 182.9 |
| 1975 | 10 | 295.6 | - | 259.7 | - | 298.8 | - | 272.3 | 193.1 | - | 102.0 | 139.2 | - | 261.5 | 191.7 | 185.4 |
| 1975 | 11 | 34.3 | - | 123.1 | - | 12.1 | - | 60.6 | 62.4 | - | 13.2 | 64.2 | - | 35.0 | 55.3 | 55.3 |
| 1975 | 12 | 23.9 | - | 11.3 | - | 0.0 | - | 18.7 | 76.2 | - | 9.9 | 8.4 | - | 9.0 | 1.8 | 15.4 |
| 1976 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1976 | 2 | 5.6 | - | 0.6 | - | 39.4 | - | 64.0 | 37.8 | - | 28.8 | 20.4 | - | 52.2 | 0.7 | 2.4 |
| 1976 | 3 | 116.3 | - | 73.5 | - | 21.9 | - | 2.5 | 1.3 | - | 3.0 | 59.8 | - | 1.8 | 37.6 | 47.6 |
| 1976 | 4 | 6.3 | - | 108.8 | - | 10.8 | - | 14.5 | 14.1 | - | 33.9 | 56.3 | - | 55.1 | 89.7 | 2.9 |
| 1976 | 5 | 124.9 | - | 161.5 | - | 222.4 | - | 199.8 | 306.6 | - | 163.2 | 219.7 | - | 409.6 | 314.7 | 396.8 |
| 1976 | 6 | 48.2 | - | 69.5 | - | 70.8 | - | 66.8 | 44.5 | - | 60.3 | 59.7 | - | 72.5 | 43.2 | 78.9 |
| 1976 | 7 | 164.5 | - | 144.7 | - | 77.0 | - | 76.4 | 57.4 | - | 288.5 | 205.2 | - | 283.0 | 110.6 | 58.3 |
| 1976 | 8 | 186.6 | - | 408.0 | - | 210.2 | - | 237.7 | 110.6 | - | 262.7 | 303.4 | - | 247.6 | 224.2 | 192.8 |
| 1976 | 9 | 216.4 | - | 263.5 | - | 198.0 | - | 235.6 | 431.8 | - | 186.5 | 163.8 | - | 297.3 | 175.5 | 328.3 |
| 1976 | 10 | 329.9 | - | 127.0 | - | 281.4 | - | 154.8 | 245.5 | - | 110.9 | 176.5 | - | 198.8 | 110.6 | 192.2 |
| 1976 | 11 | 87.8 | - | 30.5 | - | 55.5 | - | 88.8 | 47.1 | - | 25.1 | 14.0 | - | 16.8 | 4.5 | 10.4 |
| 1976 | 12 | 4.1 | - | 0.0 | - | 0.1 | - | 0.0 | 7.1 | - | 14.7 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1977 | 1 | 0.3 | - | 0.0 | - | 0.3 | - | 0.0 | 0.0 | - | 30.7 | 11.7 | - | 27.1 | 0.2 | 0.0 |
| 1977 | 2 | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 21.6 | 0.0 | - | 25.7 | 0.0 | 0.0 |
| 1977 | 3 | 11.7 | - | 14.5 | - | 4.4 | - | 11.5 | 5.6 | - | 0.0 | 14.7 | - | 4.2 | 16.7 | 2.4 |
| 1977 | 4 | 39.9 | - | 44.2 | - | 37.2 | - | 110.5 | 32.7 | - | 82.8 | 50.8 | - | 28.4 | 39.2 | 8.7 |
| 1977 | 5 | 184.9 | - | 145.8 | - | 269.9 | - | 156.0 | 41.4 | - | 48.9 | 196.8 | - | 101.3 | 218.9 | 114.8 |
| 1977 | 6 | 50.5 | - | 97.9 | - | 53.6 | - | 107.2 | 29.1 | - | 85.7 | 80.6 | - | 61.3 | 32.7 | 46.3 |
| 1977 | 7 | 96.5 | - | 146.1 | - | 139.5 | - | 108.0 | 110.7 | - | 192.2 | 66.8 | - | 113.3 | 56.1 | 78.5 |
| 1977 | 8 | 60.4 | - | 175.9 | - | 24.0 | - | 80.3 | 87.0 | - | 161.0 | 192.7 | - | 120.7 | 175.7 | 167.5 |
| 1977 | 9 | 112.9 | - | 118.8 | - | 244.3 | - | 200.3 | 180.6 | - | 150.5 | 301.2 | - | 358.5 | 84.5 | 142.9 |
| 1977 | 10 | 68.6 | - | 138.3 | - | 68.9 | - | 140.4 | 187.4 | - | 89.8 | 95.0 | - | 135.9 | 40.9 | 99.5 |
| 1977 | 11 | 2.0 | - | 3.5 | - | 0.5 | - | 11.3 | 28.8 | - | 10.6 | 5.0 | - | 59.8 | 0.0 | 0.0 |
| 1977 | 12 | 0.0 | - | 6.4 | - | 1.3 | - | 0.6 | 14.4 | - | 12.0 | 27.4 | - | 3.9 | 33.7 | 33.6 |
| 1978 | 1 | 26.2 | - | 0.2 | - | 45.4 | - | 9.8 | 31.9 | - | 6.1 | 1.2 | - | 23.5 | 0.5 | 1.2 |
| 1978 | 2 | 20.3 | - | 65.5 | - | 23.4 | - | 26.7 | 14.7 | - | 103.3 | 100.6 | - | 103.6 | 55.5 | 34.3 |
| 1978 | 3 | 1.6 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.5 | 0.1 | - | 0.0 | 0.0 | - | 1.0 | 10.6 | 0.0 |
| 1978 | 4 | 69.4 | - | 43.2 | - | 54.5 | - | 101.1 | 230.7 | - | 18.0 | 10.5 | - | 13.0 | 21.7 | 97.0 |
| 1978 | 5 | 214.1 | - | 196.4 | - | 162.9 | - | 208.1 | 187.4 | - | 237.7 | 179.2 | - | 245.3 | 86.0 | 202.3 |
| 1978 | 6 | 75.8 | - | 134.8 | - | 114.7 | - | 165.0 | 72.6 | - | 79.7 | 87.1 | - | 255.2 | 162.6 | 183.8 |
| 1978 | 7 | 110.0 | - | 268.3 | - | 208.4 | - | 266.0 | 212.3 | - | 294.7 | 225.7 | - | 135.1 | 253.9 | 383.7 |
| 1978 | 8 | 63.9 | - | 133.5 | - | 72.8 | - | 40.2 | 67.6 | - | 96.1 | 83.7 | - | 81.9 | 142.6 | 66.5 |
| 1978 | 9 | 186.3 | - | 470.0 | - | 309.2 | - | 271.1 | 459.4 | - | 289.9 | 370.8 | - | 274.7 | 332.4 | 373.2 |
| 1978 | 10 | 81.2 | - | 29.2 | - | 85.7 | - | 87.6 | 146.5 | - | 117.6 | 10.7 | - | 102.5 | 139.9 | 119.8 |
| 1978 | 11 | 5.7 | - | 2.8 | - | 3.1 | - | 6.1 | 4.8 | - | 3.1 | 0.0 | - | 0.6 | 2.8 | 3.7 |
| 1978 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1979 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | - | 1.1 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.8 | - | 36.7 | 0.3 | 0.0 |
| 1979 | 2 | 16.3 | - | 0.0 | - | 1.4 | - | 15.4 | 0.0 | - | 0.8 | 38.6 | - | 6.8 | 3.4 | 0.3 |
| 1979 | 3 | 0.7 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1979 | 4 | 37.8 | - | 96.5 | - | 43.8 | - | 136.3 | 10.7 | - | 34.5 | 119.9 | - | 10.7 | 56.1 | 74.3 |
| 1979 | 5 | 28.2 | - | 127.6 | - | 57.1 | - | 69.2 | 89.3 | - | 128.4 | 191.4 | - | 141.6 | 79.9 | 33.4 |
| 1979 | 6 | 214.9 | - | 116.0 | - | 165.6 | - | 96.0 | 87.9 | - | 78.4 | 47.2 | - | 373.8 | 49.6 | 76.9 |
| 1979 | 7 | 29.4 | - | 228.1 | - | 55.5 | - | 73.4 | 106.2 | - | 47.0 | 85.0 | - | 101.7 | 69.0 | 67.3 |
| 1979 | 8 | 120.9 | - | 180.5 | - | 80.8 | - | 29.6 | 81.4 | - | 97.4 | 53.0 | - | 130.4 | 140.4 | 122.5 |
| 1979 | 9 | 238.5 | - | 175.5 | - | 201.6 | - | 306.1 | 320.6 | - | 150.8 | 236.2 | - | 295.9 | 279.2 | 412.1 |
| 1979 | 10 | 75.7 | - | 0.4 | - | 27.5 | - | 52.1 | 9.8 | - | 25.3 | 0.0 | - | 22.3 | 0.4 | 1.7 |
| 1979 | 11 | 6.5 | - | 0.0 | - | 0.9 | - | 22.6 | 0.0 | - | 22.3 | 0.0 | - | 13.3 | 0.0 | 0.3 |
| 1979 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.2 | 0.0 | 0.0 |
| 1980 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1980 | 2 | 9.0 | - | 0.2 | - | 2.8 | - | 1.8 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.3 | 22.1 | 9.4 |
| 1980 | 3 | 18.7 | - | 13.3 | - | 1.5 | - | 2.2 | 0.9 | - | 12.7 | 6.8 | - | 4.0 | 14.0 | 15.0 |
| 1980 | 4 | 77.9 | - | 21.7 | - | 50.1 | - | 0.0 | 7.4 | - | 22.5 | 141.4 | - | 52.5 | 22.7 | 21.9 |
| 1980 | 5 | 198.6 | - | 181.6 | - | 86.4 | - | 63.8 | 36.6 | - | 96.9 | 89.9 | - | 29.9 | 154.3 | 80.1 |
| 1980 | 6 | 135.2 | - | 73.6 | - | 193.2 | - | 207.7 | 132.5 | - | 238.4 | 195.7 | - | 267.5 | 129.4 | 174.3 |

ตารางที่ ข.1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน (ต่อ)

| ปี | เดือน | สถานี | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | กาญจนบุรี | ปทุมธานี | ตากฟ้า สกษ. | กำแพงเพชร | อู่ทอง สกษ. | ราชบุรี | นครปฐม | สุพรรณบุรี | ฉะเชิงเทรา | สนามบินดอนเมือง | ลพบุรี | พระนครศรีอยุธยา | กรุงเทพมหานคร | นครสวรรค์ | ชัยนาท |
| 1980 | 7 | 113.3 | - | 129.0 | - | 59.2 | - | 70.3 | 141.0 | - | 89.2 | 104.0 | - | 205.5 | 181.4 | 141.9 |
| 1980 | 8 | 149.4 | - | 120.3 | - | 168.2 | - | 147.4 | 93.1 | - | 196.6 | 219.1 | - | 200.6 | 123.2 | 132.0 |
| 1980 | 9 | 190.0 | - | 402.6 | - | 197.3 | - | 157.9 | 216.1 | - | 394.3 | 183.1 | - | 352.3 | 304.5 | 329.5 |
| 1980 | 10 | 177.9 | - | 234.0 | - | 432.7 | - | 342.7 | 249.6 | - | 224.3 | 120.5 | - | 324.5 | 221.3 | 164.6 |
| 1980 | 11 | 72.0 | - | 8.1 | - | 32.0 | - | 16.4 | 52.4 | - | 56.6 | 44.6 | - | 33.9 | 49.6 | 19.9 |
| 1980 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1981 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1981 | 2 | 23.3 | - | 39.0 | 2.3 | 57.5 | - | 3.2 | 6.3 | - | 11.6 | 12.8 | - | 10.6 | 7.8 | 18.1 |
| 1981 | 3 | 1.0 | - | 25.6 | 7.8 | 10.2 | - | 1.5 | 25.6 | - | 18.8 | 71.1 | - | 16.7 | 37.3 | 30.3 |
| 1981 | 4 | 122.6 | - | 111.6 | 56.5 | 46.9 | - | 53.1 | 6.1 | - | 62.3 | 52.3 | - | 153.5 | 130.8 | 75.3 |
| 1981 | 5 | 89.5 | - | 86.6 | 128.6 | 141.5 | - | 147.8 | 91.3 | - | 243.3 | 191.0 | - | 417.2 | 141.8 | 139.5 |
| 1981 | 6 | 75.0 | - | 72.3 | 114.9 | 36.3 | - | 82.0 | 63.9 | - | 114.9 | 154.3 | - | 101.1 | 331.4 | 72.7 |
| 1981 | 7 | 75.3 | - | 166.1 | 302.2 | 167.0 | - | 157.3 | 145.9 | - | 140.8 | 160.9 | - | 157.1 | 206.7 | 287.7 |
| 1981 | 8 | 88.2 | - | 179.4 | 191.9 | 34.7 | - | 113.1 | 117.3 | - | 94.9 | 131.1 | - | 144.5 | 209.8 | 138.7 |
| 1981 | 9 | 221.2 | - | 225.0 | 174.9 | 106.4 | - | 256.1 | 188.2 | - | 294.6 | 248.0 | - | 178.5 | 186.5 | 232.5 |
| 1981 | 10 | 132.7 | - | 112.3 | 141.8 | 65.1 | - | 48.1 | 80.4 | - | 97.0 | 58.5 | - | 257.2 | 85.4 | 41.6 |
| 1981 | 11 | 305.1 | - | 41.9 | 145.1 | 173.5 | - | 244.3 | 82.3 | - | 131.4 | 99.2 | - | 156.3 | 114.1 | 200.7 |
| 1981 | 12 | 0.2 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.9 |
| 1982 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1982 | 2 | 36.6 | - | 0.0 | 37.3 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 17.4 | - | 19.7 | 0.0 | 56.0 |
| 1982 | 3 | 34.2 | - | 13.8 | 10.5 | 3.4 | - | 14.9 | 11.2 | - | 27.5 | 18.9 | - | 176.0 | 2.3 | 0.0 |
| 1982 | 4 | 207.2 | - | 29.8 | 33.7 | 161.2 | - | 114.3 | 82.8 | - | 157.6 | 109.1 | - | 223.2 | 91.1 | 77.7 |
| 1982 | 5 | 111.0 | - | 46.0 | 149.1 | 72.5 | - | 125.5 | 74.6 | - | 153.7 | 164.7 | - | 235.5 | 89.0 | 85.3 |
| 1982 | 6 | 93.8 | - | 81.3 | 167.2 | 63.1 | - | 117.9 | 125.5 | - | 198.9 | 162.4 | - | 187.8 | 57.9 | 35.5 |
| 1982 | 7 | 95.1 | - | 153.7 | 189.0 | 110.7 | - | 80.4 | 116.9 | - | 95.6 | 104.7 | - | 199.2 | 97.7 | 168.6 |
| 1982 | 8 | 51.2 | - | 189.6 | 146.0 | 95.3 | - | 80.3 | 69.7 | - | 93.9 | 136.9 | - | 220.7 | 255.8 | 162.5 |
| 1982 | 9 | 86.7 | - | 265.3 | 344.6 | 189.8 | - | 213.2 | 187.0 | - | 156.4 | 294.3 | - | 254.8 | 248.4 | 230.5 |
| 1982 | 10 | 111.0 | - | 147.2 | 78.6 | 55.4 | - | 170.3 | 86.3 | - | 172.1 | 182.0 | - | 248.8 | 96.9 | 167.8 |
| 1982 | 11 | 30.5 | - | 30.5 | 49.7 | 31.7 | - | 8.5 | 19.3 | - | 30.7 | 27.9 | - | 44.3 | 47.6 | 14.8 |
| 1982 | 12 | 17.8 | - | 1.6 | 2.7 | 9.4 | - | 5.1 | 6.6 | - | 1.4 | 0.0 | - | 19.6 | 11.3 | 39.8 |
| 1983 | 1 | 0.0 | - | 1.7 | 4.3 | 1.7 | - | 0.0 | 0.0 | - | 15.0 | 0.0 | - | 0.3 | 0.0 | 0.0 |
| 1983 | 2 | 0.0 | - | 0.0 | 16.4 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 30.5 | 10.0 | - | 16.3 | 0.0 | 0.0 |
| 1983 | 3 | 0.0 | - | 0.0 | 27.8 | 4.2 | - | 0.0 | 5.3 | - | 11.7 | 80.0 | - | 105.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1983 | 4 | 0.0 | - | 0.0 | 7.1 | 0.0 | - | 0.0 | 60.9 | - | 25.8 | 120.0 | - | 138.1 | 0.0 | 0.0 |
| 1983 | 5 | 0.0 | - | 184.0 | 64.9 | 176.0 | - | 100.0 | 92.3 | - | 89.5 | 117.5 | - | 209.8 | 90.0 | 10.0 |
| 1983 | 6 | 27.3 | - | 110.0 | 117.9 | 225.9 | - | 75.4 | 143.2 | - | 135.3 | 141.5 | - | 161.4 | 74.7 | 77.1 |
| 1983 | 7 | 144.7 | - | 207.9 | 179.2 | 180.4 | - | 279.1 | 136.4 | - | 160.5 | 142.6 | - | 230.2 | 233.2 | 162.5 |
| 1983 | 8 | 204.1 | - | 400.1 | 281.2 | 257.4 | - | 175.1 | 220.1 | - | 414.3 | 196.1 | - | 574.5 | 244.6 | 209.8 |
| 1983 | 9 | 303.1 | - | 334.6 | 360.9 | 251.4 | - | 276.3 | 295.4 | - | 237.2 | 312.7 | - | 453.8 | 219.5 | 277.5 |
| 1983 | 10 | 255.0 | - | 295.3 | 349.6 | 390.5 | - | 380.6 | 384.2 | - | 267.0 | 389.0 | - | 487.2 | 201.3 | 267.7 |
| 1983 | 11 | 120.1 | - | 38.9 | 141.9 | 100.2 | - | 144.9 | 209.4 | - | 94.2 | 98.0 | - | 131.8 | 61.1 | 99.5 |
| 1983 | 12 | 3.5 | - | 29.0 | 10.2 | 2.8 | - | 11.5 | 34.7 | - | 15.0 | 1.2 | - | 13.6 | 13.4 | 38.2 |
| 1984 | 1 | 3.2 | - | 1.8 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 2.1 | 0.2 | - | 0.6 | 0.0 | 6.5 |
| 1984 | 2 | 8.8 | - | 19.2 | 22.3 | 16.9 | - | 8.7 | 42.9 | - | 46.9 | 58.7 | - | 12.9 | 22.0 | 2.2 |
| 1984 | 3 | 29.5 | - | 26.2 | 29.9 | 6.5 | - | 19.2 | 7.1 | - | 119.4 | 35.3 | - | 33.9 | 4.4 | 20.6 |
| 1984 | 4 | 49.3 | - | 75.0 | 87.5 | 9.3 | - | 20.9 | 4.9 | - | 149.0 | 121.4 | - | 52.9 | 48.1 | 21.1 |
| 1984 | 5 | 118.5 | - | 176.1 | 127.4 | 296.2 | - | 117.6 | 76.4 | - | 24.9 | 56.5 | - | 184.0 | 106.0 | 192.5 |
| 1984 | 6 | 125.8 | - | 124.5 | 192.8 | 56.3 | - | 40.9 | 30.6 | - | 100.6 | 96.3 | - | 130.9 | 94.7 | 60.5 |
| 1984 | 7 | 126.3 | - | 162.3 | 97.8 | 149.9 | - | 70.2 | 177.3 | - | 103.4 | 259.4 | - | 239.8 | 232.8 | 252.3 |
| 1984 | 8 | 16.9 | - | 135.9 | 72.3 | 31.2 | - | 46.6 | 35.5 | - | 150.4 | 144.0 | - | 93.2 | 119.7 | 164.2 |
| 1984 | 9 | 248.6 | - | 306.3 | 327.7 | 301.6 | - | 120.2 | 271.8 | - | 208.9 | 177.6 | - | 331.2 | 191.0 | 250.3 |
| 1984 | 10 | 204.5 | - | 36.0 | 159.0 | 118.2 | - | 107.3 | 132.9 | - | 111.8 | 123.6 | - | 292.8 | 58.8 | 83.4 |
| 1984 | 11 | 26.7 | - | 5.3 | 11.4 | 0.0 | - | 8.7 | 0.1 | - | 2.0 | 51.3 | - | 25.8 | 8.5 | 0.0 |
| 1984 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.1 | 0.1 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1985 | 1 | 0.2 | - | 36.5 | 0.0 | 2.5 | - | 0.3 | 0.0 | - | 35.6 | 5.3 | - | 18.7 | 2.2 | 21.3 |
| 1985 | 2 | 0.0 | - | 0.0 | 11.7 | 60.3 | - | 6.0 | 0.0 | - | 0.0 | 2.0 | - | 5.5 | 0.2 | 4.7 |
| 1985 | 3 | 1.0 | - | 39.2 | 17.1 | 15.2 | - | 1.5 | 0.2 | - | 0.0 | 0.0 | - | 11.3 | 25.0 | 7.4 |
| 1985 | 4 | 57.6 | - | 109.8 | 50.7 | 151.7 | - | 88.4 | 25.0 | - | 78.1 | 42.2 | - | 60.6 | 44.0 | 16.9 |
| 1985 | 5 | 142.2 | - | 131.4 | 233.3 | 124.1 | - | 136.4 | 125.8 | - | 87.2 | 103.5 | - | 174.0 | 198.8 | 59.8 |
| 1985 | 6 | 32.1 | - | 53.7 | 151.6 | 59.9 | - | 48.8 | 75.5 | - | 90.7 | 113.6 | - | 90.5 | 90.3 | 33.4 |
| 1985 | 7 | 192.2 | - | 130.1 | 172.2 | 106.3 | - | 175.8 | 121.4 | - | 108.1 | 104.8 | - | 143.0 | 97.8 | 142.4 |
| 1985 | 8 | 78.3 | - | 138.4 | 91.5 | 109.6 | - | 89.3 | 87.4 | - | 75.6 | 157.4 | - | 134.6 | 217.5 | 158.5 |
| 1985 | 9 | 222.2 | - | 317.7 | 231.7 | 389.8 | - | 241.0 | 288.4 | - | 284.5 | 255.7 | - | 337.6 | 270.4 | 346.8 |

ตารางที่ ข.1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน (ต่อ)

| ปี | เดือน | สถานี | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | กาญจนบุรี | ปทุมธานี | ตากฟ้า สกษ. | กำแพงเพชร | อู่ทอง สกษ. | ราชบุรี | นครปฐม | สุพรรณบุรี | ฉะเชิงเทรา | สนามบินดอนเมือง | ลพบุรี | พระนครศรีอยุธยา | กรุงเทพมหานคร | นครสวรรค์ | ชัยนาท |
| 1985 | 10 | 214.4 | - | 179.5 | 249.4 | 217.0 | - | 103.3 | 188.6 | - | 209.5 | 234.2 | - | 375.8 | 207.6 | 151.9 |
| 1985 | 11 | 79.1 | - | 160.4 | 98.5 | 44.9 | - | 104.7 | 65.6 | - | 11.4 | 23.9 | - | 17.1 | 44.1 | 53.2 |
| 1985 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1986 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1986 | 2 | 0.1 | - | 0.0 | 0.5 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 5.9 | 2.2 | 0.0 |
| 1986 | 3 | 1.8 | - | 0.0 | 15.7 | 0.0 | - | 5.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1986 | 4 | 51.8 | - | 66.4 | 18.1 | 119.6 | - | 40.3 | 44.7 | - | 134.7 | 72.6 | - | 36.2 | 80.8 | 73.5 |
| 1986 | 5 | 165.5 | - | 349.5 | 551.7 | 124.0 | - | 141.4 | 129.0 | - | 225.2 | 121.7 | - | 504.5 | 173.9 | 228.7 |
| 1986 | 6 | 66.2 | - | 171.2 | 224.7 | 39.1 | - | 117.9 | 76.2 | - | 88.6 | 133.7 | - | 72.1 | 51.5 | 87.8 |
| 1986 | 7 | 89.0 | - | 74.7 | 67.4 | 156.6 | - | 151.9 | 163.8 | - | 157.9 | 176.0 | - | 155.4 | 91.9 | 114.3 |
| 1986 | 8 | 63.3 | - | 174.8 | 123.9 | 132.9 | - | 179.8 | 183.1 | - | 132.0 | 178.6 | - | 201.7 | 274.7 | 152.0 |
| 1986 | 9 | 189.2 | - | 84.4 | 228.5 | 267.4 | - | 288.6 | 189.6 | - | 249.2 | 219.9 | - | 357.6 | 126.8 | 199.5 |
| 1986 | 10 | 321.8 | - | 102.2 | 137.2 | 382.6 | - | 301.5 | 335.5 | - | 128.0 | 125.5 | - | 330.0 | 88.1 | 127.5 |
| 1986 | 11 | 4.3 | - | 1.5 | 73.9 | 7.5 | - | 36.4 | 7.3 | - | 26.1 | 0.9 | - | 134.0 | 5.3 | 5.5 |
| 1986 | 12 | 21.1 | - | 2.1 | 6.7 | 13.7 | - | 14.0 | 6.2 | - | 34.2 | 1.2 | - | 10.1 | 2.1 | 15.9 |
| 1987 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.8 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.7 | 0.0 | 0.0 |
| 1987 | 2 | 0.0 | - | 0.0 | 0.3 | 0.0 | - | 0.3 | 0.3 | - | 1.4 | 2.4 | - | 0.0 | 39.3 | 0.8 |
| 1987 | 3 | 5.2 | - | 14.3 | 27.7 | 5.6 | - | 1.4 | 5.7 | - | 10.2 | 10.9 | - | 41.4 | 37.4 | 20.5 |
| 1987 | 4 | 12.3 | - | 117.0 | 26.8 | 104.2 | - | 87.3 | 40.5 | - | 8.5 | 78.3 | - | 54.4 | 99.6 | 45.3 |
| 1987 | 5 | 153.4 | - | 81.9 | 91.6 | 63.1 | - | 21.5 | 60.4 | - | 93.1 | 59.2 | - | 145.7 | 71.0 | 7.7 |
| 1987 | 6 | 80.8 | - | 128.1 | 172.9 | 43.7 | - | 18.4 | 101.7 | - | 85.9 | 177.3 | - | 286.4 | 109.1 | 47.2 |
| 1987 | 7 | 40.4 | - | 113.5 | 16.2 | 65.8 | - | 5.2 | 36.4 | - | 97.2 | 118.4 | - | 31.9 | 91.8 | 50.4 |
| 1987 | 8 | 32.0 | - | 101.1 | 206.8 | 25.2 | - | 80.1 | 143.6 | - | 30.4 | 144.9 | - | 49.9 | 113.1 | 115.3 |
| 1987 | 9 | 275.3 | - | 413.0 | 282.2 | 221.3 | - | 136.9 | 86.2 | - | 263.9 | 329.7 | - | 433.5 | 338.2 | 317.2 |
| 1987 | 10 | 168.6 | - | 207.3 | 89.0 | 80.5 | - | 270.9 | 82.8 | - | 160.0 | 150.9 | - | 217.2 | 90.0 | 128.2 |
| 1987 | 11 | 360.4 | - | 111.5 | 116.5 | 274.4 | - | 213.8 | 195.4 | - | 107.8 | 98.2 | - | 109.2 | 133.5 | 63.2 |
| 1987 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1988 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1988 | 2 | 5.0 | - | 13.4 | 19.7 | 80.1 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 1.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1988 | 3 | 13.2 | - | 22.0 | 4.3 | 0.0 | - | 0.9 | 6.2 | - | 0.0 | 0.0 | - | 2.7 | 64.8 | 42.5 |
| 1988 | 4 | 125.1 | - | 84.0 | 78.9 | 47.4 | - | 33.9 | 78.6 | - | 108.1 | 151.8 | - | 139.3 | 165.6 | 59.0 |
| 1988 | 5 | 156.7 | - | 212.6 | 222.7 | 91.8 | - | 45.0 | 121.0 | - | 163.3 | 158.1 | - | 394.4 | 187.6 | 165.1 |
| 1988 | 6 | 72.1 | - | 234.0 | 253.6 | 75.6 | - | 67.3 | 112.6 | - | 253.9 | 175.1 | - | 99.7 | 186.4 | 133.7 |
| 1988 | 7 | 58.5 | - | 269.1 | 160.4 | 150.8 | - | 216.5 | 117.1 | - | 144.4 | 94.4 | - | 177.8 | 225.3 | 171.7 |
| 1988 | 8 | 174.1 | - | 416.0 | 272.6 | 146.9 | - | 160.0 | 156.3 | - | 185.4 | 282.0 | - | 315.0 | 186.2 | 261.6 |
| 1988 | 9 | 324.3 | - | 213.9 | 221.6 | 278.6 | - | 136.2 | 344.2 | - | 378.4 | 239.9 | - | 487.4 | 331.9 | 216.9 |
| 1988 | 10 | 256.2 | - | 167.7 | 294.4 | 298.9 | - | 155.0 | 255.7 | - | 341.7 | 142.9 | - | 380.3 | 266.5 | 330.4 |
| 1988 | 11 | 1.2 | - | 0.1 | 2.7 | 1.3 | - | 0.1 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 4.2 | 0.1 | 0.0 |
| 1988 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1989 | 1 | 22.3 | - | 6.1 | 2.1 | 88.3 | - | 7.1 | 28.9 | 6.0 | 46.9 | 4.0 | - | 29.2 | 1.3 | 3.3 |
| 1989 | 2 | 12.7 | - | 9.6 | 24.2 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 22.2 | 0.0 | 0.0 | - | 0.9 | 0.0 | 0.0 |
| 1989 | 3 | 1.1 | - | 0.3 | 11.5 | 63.9 | - | 20.7 | 0.0 | 56.7 | 96.6 | 7.7 | - | 82.0 | 16.6 | 15.1 |
| 1989 | 4 | 52.5 | - | 8.9 | 41.9 | 55.0 | - | 2.7 | 2.1 | 27.3 | 7.1 | 43.9 | - | 2.4 | 4.5 | 1.6 |
| 1989 | 5 | 90.6 | - | 134.5 | 109.0 | 69.2 | - | 66.3 | 80.8 | 127.4 | 181.4 | 177.3 | - | 178.2 | 72.6 | 74.5 |
| 1989 | 6 | 75.8 | - | 86.0 | 159.1 | 17.7 | - | 87.1 | 173.7 | 183.6 | 198.9 | 70.0 | - | 86.5 | 94.7 | 37.8 |
| 1989 | 7 | 54.6 | - | 168.2 | 173.1 | 124.3 | - | 98.1 | 66.1 | 154.4 | 180.1 | 64.7 | - | 176.8 | 97.1 | 131.3 |
| 1989 | 8 | 86.1 | - | 209.1 | 87.8 | 118.1 | - | 111.1 | 162.1 | 256.4 | 199.2 | 180.2 | - | 181.1 | 263.0 | 170.2 |
| 1989 | 9 | 200.5 | - | 193.3 | 296.3 | 175.4 | - | 268.4 | 237.5 | 199.4 | 358.3 | 315.2 | - | 410.1 | 157.6 | 301.8 |
| 1989 | 10 | 168.1 | - | 100.8 | 402.9 | 177.9 | - | 94.1 | 147.4 | 130.1 | 151.3 | 141.3 | - | 315.5 | 117.0 | 80.0 |
| 1989 | 11 | 44.1 | - | 2.4 | 54.4 | 7.8 | - | 36.2 | 8.7 | 38.6 | 22.3 | 18.0 | - | 33.7 | 15.7 | 9.6 |
| 1989 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1990 | 1 | 0.0 | - | 7.2 | 1.2 | 7.9 | - | 2.8 | 10.2 | 0.0 | 1.1 | 0.0 | - | 1.4 | 0.4 | 0.0 |
| 1990 | 2 | 0.5 | - | 0.0 | 5.6 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 6.8 | 0.0 | 0.0 | - | 1.2 | 29.4 | 0.0 |
| 1990 | 3 | 25.6 | - | 57.2 | 28.6 | 8.8 | - | 43.6 | 10.1 | 85.0 | 24.7 | 31.8 | - | 50.7 | 45.0 | 53.2 |
| 1990 | 4 | 81.2 | - | 37.8 | 11.9 | 6.6 | - | 3.2 | 7.3 | 69.2 | 37.6 | 13.8 | - | 15.5 | 6.6 | 2.5 |
| 1990 | 5 | 224.4 | - | 110.3 | 321.3 | 147.4 | - | 145.3 | 135.7 | 167.9 | 186.9 | 249.9 | - | 220.2 | 244.3 | 95.5 |
| 1990 | 6 | 54.2 | - | 113.5 | 146.1 | 29.5 | - | 27.4 | 26.0 | 66.7 | 87.2 | 133.1 | - | 59.3 | 78.8 | 69.3 |
| 1990 | 7 | 68.3 | - | 80.0 | 126.3 | 38.7 | - | 64.1 | 37.2 | 226.5 | 86.3 | 58.6 | - | 159.9 | 51.7 | 116.6 |
| 1990 | 8 | 47.5 | - | 86.1 | 83.0 | 76.7 | - | 30.7 | 128.0 | 84.9 | 101.1 | 50.4 | - | 172.5 | 155.7 | 88.1 |
| 1990 | 9 | 115.3 | - | 253.9 | 258.1 | 304.1 | - | 105.2 | 110.0 | 355.6 | 247.8 | 261.7 | - | 258.6 | 198.4 | 149.4 |
| 1990 | 10 | 299.8 | - | 211.2 | 216.9 | 489.0 | - | 373.7 | 453.1 | 333.7 | 474.3 | 444.6 | - | 401.0 | 211.9 | 273.1 |
| 1990 | 11 | 50.6 | - | 2.9 | 45.2 | 86.2 | - | 45.1 | 42.9 | 7.2 | 47.6 | 70.0 | - | 22.6 | 32.3 | 36.7 |
| 1990 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |

ตารางที่ ข.1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน (ต่อ)

| ปี | เดือน | สถานี | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | กาญจนบุรี | ปทุมธานี | ตากฟ้า สกษ. | กำแพงเพชร | อู่ทอง สกษ. | ราชบุรี | นครปฐม | สุพรรณบุรี | ฉะเชิงเทรา | สนามบินดอนเมือง | ลพบุรี | พระนครศรีอยุธยา | กรุงเทพมหานคร | นครสวรรค์ | ชัยนาท |
| 1991 | 1 | 0.0 | - | 2.0 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 3.2 | 0.5 | - | 3.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1991 | 2 | 25.5 | - | 0.0 | 0.0 | 62.1 | - | 23.3 | 6.0 | 10.0 | 9.7 | 1.1 | - | 7.1 | 0.0 | 0.0 |
| 1991 | 3 | 14.8 | - | 57.7 | 29.8 | 39.3 | - | 61.4 | 40.9 | 156.3 | 9.2 | 9.6 | - | 12.0 | 18.7 | 24.6 |
| 1991 | 4 | 52.3 | - | 54.0 | 8.2 | 16.5 | - | 52.5 | 11.2 | 93.6 | 30.4 | 74.2 | - | 48.5 | 43.5 | 109.1 |
| 1991 | 5 | 196.2 | - | 127.3 | 141.2 | 129.8 | - | 39.3 | 108.5 | 214.1 | 110.9 | 169.7 | - | 229.7 | 115.4 | 123.6 |
| 1991 | 6 | 78.5 | - | 177.4 | 77.8 | 22.7 | - | 90.9 | 21.9 | 55.5 | 71.8 | 84.6 | - | 107.5 | 24.8 | 47.6 |
| 1991 | 7 | 51.2 | - | 49.3 | 59.5 | 16.8 | - | 54.8 | 52.0 | 249.2 | 227.2 | 89.3 | - | 182.4 | 80.4 | 28.6 |
| 1991 | 8 | 79.4 | - | 290.2 | 251.7 | 109.3 | - | 113.7 | 176.1 | 224.9 | 111.6 | 121.7 | - | 160.5 | 122.8 | 145.2 |
| 1991 | 9 | 165.3 | - | 185.4 | 147.9 | 233.4 | - | 174.6 | 146.2 | 490.3 | 252.8 | 163.8 | - | 266.8 | 65.8 | 88.7 |
| 1991 | 10 | 271.4 | - | 107.6 | 140.6 | 186.4 | - | 153.1 | 215.4 | 193.7 | 166.7 | 82.5 | - | 339.7 | 127.9 | 111.2 |
| 1991 | 11 | 17.8 | - | 0.0 | 38.1 | 0.5 | - | 28.6 | 0.0 | 2.7 | 22.7 | 0.0 | - | 1.3 | 0.0 | 0.0 |
| 1991 | 12 | 44.3 | - | 20.2 | 2.3 | 74.7 | - | 43.8 | 41.7 | 0.4 | 6.0 | 19.9 | - | 0.0 | 9.2 | 15.8 |
| 1992 | 1 | 21.6 | - | 37.8 | 1.6 | 0.0 | 1.0 | 3.3 | 1.6 | 12.6 | 5.0 | 0.3 | - | 7.8 | 0.9 | 0.7 |
| 1992 | 2 | 9.9 | - | 0.0 | 19.2 | 3.4 | 3.8 | 5.6 | 3.6 | 29.6 | 2.8 | 4.3 | - | 12.7 | 0.4 | 1.0 |
| 1992 | 3 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 23.7 | 0.0 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1992 | 4 | 0.0 | - | 0.0 | 21.5 | 0.2 | 0.0 | 0.0 | 0.9 | 89.9 | 0.0 | 4.2 | - | 0.0 | 18.4 | 0.0 |
| 1992 | 5 | 15.6 | - | 90.6 | 131.4 | 68.2 | 93.2 | 32.5 | 30.6 | 35.3 | 137.2 | 35.8 | - | 68.0 | 154.6 | 107.1 |
| 1992 | 6 | 64.0 | - | 207.3 | 137.7 | 115.3 | 99.3 | 105.0 | 131.5 | 125.8 | 36.3 | 180.4 | - | 141.2 | 135.9 | 108.0 |
| 1992 | 7 | 197.2 | - | 95.0 | 239.5 | 129.9 | 124.5 | 87.0 | 133.1 | 230.9 | 280.5 | 216.6 | - | 217.6 | 145.3 | 173.6 |
| 1992 | 8 | 140.9 | - | 143.8 | 243.4 | 130.6 | 197.9 | 93.3 | 168.9 | 228.0 | 211.7 | 129.0 | - | 245.2 | 134.6 | 92.1 |
| 1992 | 9 | 75.4 | - | 209.5 | 286.0 | 80.4 | 114.8 | 195.6 | 117.9 | 115.2 | 204.9 | 205.8 | - | 382.2 | 207.3 | 132.9 |
| 1992 | 10 | 319.3 | - | 126.4 | 304.2 | 297.4 | 397.5 | 382.3 | 445.9 | 238.3 | 276.8 | 180.2 | - | 355.3 | 171.5 | 223.3 |
| 1992 | 11 | 0.0 | - | 0.0 | 2.6 | 0.0 | 8.4 | 0.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | 1.6 | 0.0 | 0.0 |
| 1992 | 12 | 15.8 | - | 6.0 | 60.6 | 0.0 | 1.5 | 2.8 | 0.3 | 28.2 | 11.0 | 26.3 | - | 11.3 | 15.0 | 0.0 |
| 1993 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | 17.0 | 6.4 | 8.0 | 0.0 | 3.3 | 9.7 | 2.5 | 0.0 | 0.0 | 4.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1993 | 2 | 0.0 | - | 0.0 | 0.4 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 15.5 | 0.0 | 0.0 | 3.5 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1993 | 3 | 30.1 | - | 23.6 | 49.3 | 21.0 | 53.2 | 30.3 | 12.4 | 43.7 | 29.1 | 7.1 | 21.5 | 78.9 | 64.2 | 4.6 |
| 1993 | 4 | 21.6 | - | 109.0 | 20.6 | 37.3 | 11.4 | 48.7 | 95.6 | 88.0 | 48.8 | 23.0 | 50.5 | 44.8 | 30.3 | 54.3 |
| 1993 | 5 | 124.5 | - | 71.7 | 161.4 | 55.2 | 122.1 | 91.3 | 194.4 | 184.6 | 49.4 | 224.2 | 224.8 | 148.3 | 91.6 | 94.9 |
| 1993 | 6 | 55.5 | - | 103.5 | 62.3 | 90.0 | 111.9 | 72.6 | 114.8 | 129.1 | 127.8 | 23.1 | 45.2 | 149.2 | 54.2 | 112.4 |
| 1993 | 7 | 59.7 | - | 108.2 | 48.1 | 61.0 | 59.5 | 56.7 | 13.5 | 82.1 | 212.5 | 99.6 | 63.5 | 121.0 | 104.1 | 71.6 |
| 1993 | 8 | 74.0 | - | 218.0 | 112.7 | 99.0 | 141.8 | 96.9 | 69.1 | 284.1 | 215.2 | 123.6 | 244.7 | 473.0 | 147.6 | 194.8 |
| 1993 | 9 | 383.0 | - | 327.0 | 244.4 | 141.1 | 203.2 | 173.3 | 136.7 | 227.9 | 327.9 | 267.6 | 172.9 | 275.2 | 321.8 | 222.2 |
| 1993 | 10 | 189.4 | - | 138.2 | 79.1 | 132.4 | 243.5 | 191.1 | 88.9 | 179.7 | 224.7 | 85.9 | 97.8 | 244.5 | 76.7 | 122.6 |
| 1993 | 11 | 0.2 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 23.6 | 0.0 | 0.4 | 0.0 | 0.0 | 0.3 | 0.0 | 4.4 | 0.0 | 0.0 |
| 1993 | 12 | 17.0 | - | 0.3 | 0.0 | 24.4 | 24.5 | 4.9 | 5.1 | 6.4 | 1.4 | 1.2 | 3.5 | 0.3 | 0.0 | 0.2 |
| 1994 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 14.7 | 0.0 | 0.0 | 3.3 | 1.9 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1994 | 2 | 0.0 | - | 0.0 | 9.2 | 0.0 | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 1.0 | 10.4 | 0.0 | 0.0 | 1.3 |
| 1994 | 3 | 45.1 | - | 99.6 | 106.3 | 132.4 | 70.3 | 58.9 | 75.2 | 181.9 | 85.3 | 216.6 | 26.6 | 35.1 | 175.1 | 177.7 |
| 1994 | 4 | 51.3 | - | 47.0 | 7.9 | 10.7 | 0.0 | 33.4 | 23.3 | 82.6 | 47.8 | 87.8 | 117.6 | 153.4 | 24.5 | 2.1 |
| 1994 | 5 | 195.4 | - | 244.8 | 393.2 | 54.8 | 243.1 | 100.3 | 167.2 | 89.2 | 351.8 | 73.9 | 143.9 | 409.1 | 234.6 | 171.6 |
| 1994 | 6 | 99.5 | - | 302.8 | 220.9 | 129.3 | 136.9 | 245.1 | 192.7 | 285.1 | 366.1 | 130.4 | 352.8 | 232.7 | 186.3 | 111.4 |
| 1994 | 7 | 169.8 | - | 94.2 | 123.0 | 45.8 | 84.4 | 96.9 | 65.0 | 65.4 | 113.3 | 36.9 | 73.1 | 85.2 | 41.9 | 23.8 |
| 1994 | 8 | 105.8 | - | 108.9 | 387.4 | 54.7 | 81.2 | 108.7 | 46.3 | 155.5 | 158.4 | 166.9 | 180.7 | 140.5 | 156.9 | 60.2 |
| 1994 | 9 | 276.3 | - | 164.4 | 278.3 | 165.9 | 247.5 | 231.6 | 252.6 | 117.5 | 321.0 | 259.0 | 252.4 | 375.0 | 99.7 | 173.0 |
| 1994 | 10 | 190.9 | - | 84.6 | 65.8 | 40.7 | 80.3 | 141.5 | 108.4 | 90.0 | 71.4 | 176.0 | 106.4 | 155.8 | 73.1 | 113.6 |
| 1994 | 11 | 2.6 | - | 2.8 | 11.0 | 1.1 | 0.0 | 13.5 | 0.0 | 3.1 | 29.3 | 0.0 | 0.2 | 4.3 | 0.3 | 0.0 |
| 1994 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | 10.8 | 0.0 | 9.8 | 0.0 | 0.0 | 13.6 | 5.9 | 0.0 | 0.4 | 5.3 | 0.1 | 0.7 |
| 1995 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | 1.6 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.6 | 0.0 | 12.6 | 0.0 | 0.0 | 0.8 | 0.0 |
| 1995 | 2 | 0.3 | - | 0.0 | 1.4 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 1.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.0 |
| 1995 | 3 | 25.2 | - | 13.9 | 3.6 | 2.8 | 55.9 | 6.6 | 0.7 | 28.9 | 16.0 | 0.5 | 21.0 | 56.6 | 8.5 | 0.3 |
| 1995 | 4 | 64.1 | - | 108.1 | 6.8 | 6.2 | 0.0 | 15.0 | 14.3 | 97.7 | 33.6 | 38.6 | 55.4 | 3.8 | 18.2 | 29.1 |
| 1995 | 5 | 102.6 | - | 283.5 | 123.9 | 18.1 | 155.7 | 154.8 | 94.9 | 194.4 | 193.7 | 132.7 | 99.9 | 188.0 | 156.0 | 147.4 |
| 1995 | 6 | 68.8 | - | 89.8 | 156.8 | 125.0 | 172.5 | 127.1 | 79.4 | 82.8 | 99.0 | 76.6 | 69.1 | 247.8 | 181.3 | 129.6 |
| 1995 | 7 | 95.3 | - | 115.4 | 263.9 | 148.5 | 203.7 | 118.5 | 100.6 | 174.1 | 232.4 | 155.1 | 118.2 | 196.7 | 220.3 | 237.1 |
| 1995 | 8 | 186.8 | - | 326.2 | 205.4 | 263.4 | 183.6 | 239.8 | 156.0 | 203.4 | 225.8 | 280.7 | 285.2 | 385.2 | 282.7 | 128.1 |
| 1995 | 9 | 298.4 | - | 294.0 | 422.5 | 422.6 | 371.7 | 479.0 | 424.0 | 400.7 | 328.4 | 379.3 | 463.4 | 343.4 | 342.6 | 257.1 |
| 1995 | 10 | 96.9 | - | 115.8 | 153.7 | 149.6 | 221.5 | 130.5 | 86.5 | 235.2 | 179.5 | 60.4 | 108.1 | 253.4 | 89.7 | 64.1 |
| 1995 | 11 | 27.2 | - | 8.7 | 44.9 | 2.8 | 31.6 | 18.0 | 11.9 | 12.8 | 37.0 | 4.7 | 26.5 | 18.6 | 17.6 | 18.1 |
| 1995 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 3.9 | 0.0 | 4.9 | 0.0 | 6.4 | 0.0 | 0.4 | 0.0 | 0.0 |
| 1996 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 5.8 | 0.0 | 29.4 | 11.6 | 0.0 | 0.0 | 0.3 | 0.0 | 0.0 |
| 1996 | 2 | 0.0 | - | 3.1 | 55.9 | 3.3 | 12.0 | 0.0 | 1.5 | 39.2 | 9.6 | 6.4 | 5.9 | 14.0 | 18.5 | 0.3 |
| 1996 | 3 | 18.1 | - | 10.4 | 66.8 | 1.5 | 17.9 | 17.5 | 0.5 | 46.9 | 11.6 | 1.7 | 14.6 | 2.4 | 15.0 | 29.3 |

ตารางที่ ข.1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน (ต่อ)

| ปี | เดือน | สถานี | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | กาญจนบุรี | ปทุมธานี | ตากฟ้า สกษ. | กำแพงเพชร | อู่ทอง สกษ. | ราชบุรี | นครปฐม | สุพรรณบุรี | ฉะเชิงเทรา | สนามบินดอนเมือง | ลพบุรี | พระนครศรีอยุธยา | กรุงเทพมหานคร | นครสวรรค์ | ชัยนาท |
| 1996 | 4 | 64.9 | - | 181.0 | 137.8 | 131.3 | 139.5 | 43.6 | 87.4 | 87.5 | 116.6 | 166.0 | 75.9 | 201.5 | 131.2 | 54.8 |
| 1996 | 5 | 143.3 | - | 108.9 | 271.1 | 102.6 | 185.0 | 183.5 | 110.4 | 165.9 | 281.6 | 204.4 | 181.2 | 314.4 | 151.9 | 109.9 |
| 1996 | 6 | 169.0 | - | 188.7 | 247.3 | 160.5 | 187.6 | 71.9 | 107.8 | 113.1 | 262.9 | 146.0 | 200.6 | 138.1 | 131.7 | 153.7 |
| 1996 | 7 | 209.5 | - | 139.5 | 80.2 | 64.4 | 174.5 | 117.6 | 132.7 | 176.5 | 171.5 | 166.1 | 86.2 | 269.8 | 63.1 | 58.5 |
| 1996 | 8 | 181.5 | - | 127.4 | 128.5 | 82.3 | 110.5 | 62.3 | 128.6 | 81.8 | 173.5 | 61.5 | 67.1 | 93.4 | 128.3 | 114.3 |
| 1996 | 9 | 469.7 | - | 221.6 | 427.1 | 297.1 | 375.4 | 330.7 | 331.0 | 261.3 | 338.5 | 394.4 | 280.9 | 405.4 | 242.2 | 318.0 |
| 1996 | 10 | 192.3 | - | 93.2 | 160.4 | 174.9 | 249.9 | 182.8 | 176.8 | 134.1 | 214.8 | 145.6 | 125.8 | 202.9 | 155.1 | 129.0 |
| 1996 | 11 | 47.4 | - | 118.3 | 79.0 | 67.0 | 65.1 | 73.5 | 124.0 | 46.0 | 134.8 | 109.1 | 19.0 | 111.0 | 131.2 | 53.3 |
| 1996 | 12 | 0.5 | - | 0.0 | 15.1 | 0.6 | 4.1 | 0.0 | 0.6 | 0.0 | 0.0 | 0.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1997 | 1 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 79.7 | 1.0 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 1997 | 2 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 7.5 | 0.0 | 0.0 | 1.0 | 12.8 | 0.3 | 0.0 | 0.0 | 38.8 | 0.0 | 0.0 |
| 1997 | 3 | 6.3 | - | 39.9 | 63.0 | 7.6 | 2.0 | 126.2 | 0.0 | 33.5 | 27.1 | 4.8 | 18.0 | 28.5 | 112.4 | 4.3 |
| 1997 | 4 | 22.9 | - | 41.5 | 109.2 | 62.7 | 41.0 | 59.2 | 55.9 | 61.4 | 36.4 | 11.6 | 38.2 | 94.9 | 68.0 | 133.5 |
| 1997 | 5 | 24.7 | - | 64.2 | 65.0 | 22.5 | 21.7 | 37.1 | 135.7 | 72.5 | 107.8 | 57.4 | 67.0 | 88.1 | 127.4 | 144.0 |
| 1997 | 6 | 3.2 | - | 38.3 | 42.9 | 36.2 | 62.9 | 16.9 | 25.0 | 112.5 | 45.9 | 14.4 | 77.3 | 46.1 | 73.9 | 48.5 |
| 1997 | 7 | 60.5 | - | 148.3 | 142.3 | 19.2 | 47.8 | 50.8 | 40.9 | 79.0 | 47.0 | 75.2 | 41.5 | 34.0 | 109.7 | 70.7 |
| 1997 | 8 | 135.6 | - | 131.2 | 147.0 | 116.6 | 86.4 | 153.4 | 81.2 | 123.5 | 121.4 | 114.4 | 183.8 | 122.6 | 121.9 | 100.2 |
| 1997 | 9 | 252.8 | - | 279.1 | 173.4 | 164.6 | 336.1 | 184.2 | 292.1 | 369.9 | 379.1 | 308.5 | 192.5 | 360.3 | 286.2 | 348.1 |
| 1997 | 10 | 85.9 | - | 126.9 | 163.3 | 221.7 | 341.7 | 133.5 | 151.3 | 187.6 | 168.5 | 200.2 | 104.0 | 218.8 | 115.5 | 127.0 |
| 1997 | 11 | 78.1 | - | 11.4 | 10.8 | 19.6 | 348.7 | 36.0 | 18.4 | 24.6 | 12.9 | 64.0 | 18.7 | 31.6 | 2.5 | 0.4 |
| 1997 | 12 | 0.0 | - | 0.0 | 0.0 | 2.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 1.6 | 0.0 |
| 1998 | 1 | 0.0 | - | 14.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.5 | 0.0 | 0.3 | 1.0 | 33.7 | 0.0 | 44.7 | 1.0 | 0.0 |
| 1998 | 2 | 10.7 | - | 74.2 | 0.0 | 16.6 | 7.8 | 0.0 | 31.9 | 34.3 | 13.7 | 6.9 | 0.0 | 33.2 | 0.2 | 46.3 |
| 1998 | 3 | 0.0 | - | 74.6 | 50.6 | 1.9 | 1.9 | 0.0 | 0.2 | 59.1 | 0.5 | 23.8 | 0.0 | 0.9 | 13.0 | 0.0 |
| 1998 | 4 | 2.2 | 52.3 | 190.4 | 54.4 | 50.4 | 1.7 | 34.3 | 69.6 | 148.1 | 14.0 | 94.3 | 12.7 | 55.6 | 12.4 | 12.8 |
| 1998 | 5 | 96.0 | 146.5 | 131.1 | 140.2 | 163.4 | 135.3 | 89.4 | 89.8 | 133.4 | 175.1 | 172.4 | 182.8 | 231.4 | 198.7 | 104.8 |
| 1998 | 6 | 130.9 | 212.8 | 173.4 | 83.5 | 121.9 | 255.9 | 109.0 | 116.1 | 84.2 | 190.2 | 83.5 | 167.6 | 224.4 | 152.1 | 166.6 |
| 1998 | 7 | 123.3 | 295.2 | 139.4 | 228.7 | 93.2 | 298.7 | 264.5 | 229.5 | 153.4 | 348.9 | 184.8 | 279.0 | 269.4 | 262.8 | 143.5 |
| 1998 | 8 | 119.6 | 167.4 | 135.0 | 134.7 | 47.7 | 168.5 | 168.6 | 147.6 | 252.3 | 350.0 | 230.2 | 246.1 | 442.0 | 173.6 | 72.7 |
| 1998 | 9 | 125.2 | 137.8 | 158.3 | 157.7 | 245.3 | 252.7 | 302.9 | 254.9 | 122.5 | 387.3 | 182.6 | 121.9 | 586.3 | 166.7 | 192.7 |
| 1998 | 10 | 455.8 | 123.0 | 206.6 | 105.8 | 281.2 | 165.5 | 209.8 | 277.3 | 238.1 | 146.3 | 144.5 | 160.8 | 202.3 | 89.3 | 115.1 |
| 1998 | 11 | 139.6 | 39.4 | 31.4 | 117.2 | 105.3 | 57.4 | 46.3 | 87.9 | 50.6 | 27.7 | 46.6 | 39.8 | 18.9 | 39.1 | 95.4 |
| 1998 | 12 | 0.0 | 14.5 | 0.0 | 0.0 | 0.7 | 9.0 | 0.0 | 0.6 | 0.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 5.9 | 45.0 |
| 1999 | 1 | 0.5 | 13.4 | 3.1 | 5.9 | 0.2 | 1.6 | 0.0 | 14.9 | 11.0 | 33.8 | 27.3 | 29.8 | 35.1 | 2.8 | 34.2 |
| 1999 | 2 | 23.3 | 31.3 | 81.0 | 15.7 | 62.5 | 8.8 | 19.6 | 64.1 | 18.4 | 46.6 | 4.1 | 8.5 | 52.3 | 21.9 | 67.2 |
| 1999 | 3 | 1.1 | 82.2 | 127.4 | 54.6 | 27.2 | 7.0 | 7.7 | 112.6 | 102.2 | 36.3 | 16.2 | 7.2 | 50.9 | 9.6 | 2.5 |
| 1999 | 4 | 271.7 | 317.7 | 194.6 | 45.9 | 265.3 | 157.8 | 173.2 | 144.4 | 286.1 | 223.9 | 229.7 | 168.3 | 189.6 | 125.3 | 310.4 |
| 1999 | 5 | 190.0 | 437.3 | 331.8 | 329.5 | 144.5 | 297.9 | 210.4 | 220.9 | 127.7 | 533.4 | 288.1 | 287.9 | 409.6 | 345.0 | 402.5 |
| 1999 | 6 | 39.5 | 166.0 | 109.4 | 105.9 | 81.3 | 121.2 | 146.8 | 120.1 | 95.7 | 127.6 | 45.0 | 121.5 | 104.1 | 66.8 | 75.0 |
| 1999 | 7 | 69.2 | 64.4 | 168.4 | 241.9 | 126.5 | 73.7 | 58.5 | 171.8 | 96.4 | 115.3 | 107.5 | 190.3 | 72.3 | 156.7 | 117.3 |
| 1999 | 8 | 93.8 | 186.9 | 159.1 | 94.1 | 31.3 | 119.5 | 66.9 | 64.3 | 116.9 | 149.1 | 161.6 | 189.6 | 158.7 | 123.9 | 225.1 |
| 1999 | 9 | 150.0 | 183.0 | 164.6 | 201.4 | 148.8 | 174.4 | 196.0 | 154.7 | 152.7 | 208.4 | 164.9 | 189.0 | 211.2 | 150.0 | 226.0 |
| 1999 | 10 | 305.7 | 180.4 | 301.3 | 336.5 | 526.1 | 280.3 | 442.1 | 209.3 | 247.4 | 267.7 | 168.2 | 188.8 | 383.8 | 172.3 | 227.4 |
| 1999 | 11 | 80.9 | 77.9 | 49.9 | 64.3 | 169.7 | 56.3 | 60.3 | 72.9 | 112.6 | 59.2 | 28.8 | 21.7 | 88.1 | 40.4 | 53.7 |
| 1999 | 12 | 4.7 | 0.7 | 0.2 | 3.3 | 11.2 | 1.4 | 5.3 | 0.8 | 0.6 | 2.4 | 0.1 | 0.0 | 0.5 | 0.2 | 3.4 |
| 2000 | 1 | 3.3 | 0.0 | 0.0 | 2.2 | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 3.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 2000 | 2 | 79.3 | 38.1 | 0.0 | 27.6 | 22.7 | 16.0 | 13.1 | 7.5 | 114.1 | 8.5 | 4.0 | 18.6 | 40.0 | 8.6 | 3.3 |
| 2000 | 3 | 36.9 | 2.8 | 14.4 | 2.2 | 2.3 | 17.2 | 14.0 | 0.3 | 53.7 | 66.9 | 27.0 | 21.2 | 43.9 | 38.4 | 0.6 |
| 2000 | 4 | 267.1 | 370.3 | 147.7 | 95.6 | 91.0 | 152.8 | 79.4 | 189.2 | 73.6 | 261.0 | 135.5 | 154.4 | 209.3 | 181.2 | 159.8 |
| 2000 | 5 | 142.4 | 117.7 | 202.0 | 206.8 | 183.1 | 82.4 | 96.9 | 107.5 | 199.9 | 249.5 | 90.5 | 96.4 | 257.3 | 167.4 | 176.3 |
| 2000 | 6 | 80.2 | 224.5 | 171.3 | 156.9 | 43.2 | 77.9 | 61.9 | 96.1 | 127.1 | 188.4 | 88.2 | 102.5 | 263.0 | 269.8 | 51.5 |
| 2000 | 7 | 48.7 | 83.6 | 136.4 | 133.6 | 24.6 | 53.1 | 37.2 | 59.0 | 138.4 | 101.8 | 128.0 | 78.9 | 261.0 | 117.2 | 94.9 |
| 2000 | 8 | 102.9 | 208.9 | 238.2 | 213.5 | 66.9 | 116.8 | 80.7 | 178.5 | 157.3 | 161.9 | 236.4 | 164.2 | 226.0 | 89.1 | 143.0 |
| 2000 | 9 | 153.8 | 212.2 | 137.0 | 304.6 | 132.0 | 109.6 | 92.1 | 124.7 | 262.5 | 273.0 | 130.3 | 157.4 | 214.6 | 175.6 | 136.6 |
| 2000 | 10 | 139.1 | 192.7 | 196.5 | 182.5 | 150.5 | 405.4 | 244.1 | 346.2 | 171.1 | 79.1 | 144.8 | 97.0 | 358.8 | 209.7 | 159.8 |
| 2000 | 11 | 15.7 | 2.8 | 0.0 | 6.4 | 1.1 | 6.5 | 2.5 | 3.1 | 10.8 | 0.8 | 4.3 | 8.6 | 0.0 | 0.1 | 8.4 |
| 2000 | 12 | 0.0 | 5.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 1.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 4.4 | 0.0 | 0.0 |
| 2001 | 1 | 3.9 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 17.8 | 0.6 | 29.8 | 25.1 | 0.0 | 10.8 | 2.5 | 0.0 |
| 2001 | 2 | 0.0 | 17.0 | 3.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 3.8 | 0.0 | 10.8 | 2.8 | 0.0 | 4.5 | 9.4 | 2.7 | 1.8 |
| 2001 | 3 | 101.6 | 180.7 | 80.3 | 99.7 | 150.4 | 190.1 | 116.5 | 103.1 | 135.2 | 161.2 | 111.4 | 171.1 | 175.1 | 66.2 | 45.9 |
| 2001 | 4 | 4.5 | 60.2 | 50.2 | 6.0 | 0.0 | 7.3 | 0.8 | 0.0 | 104.0 | 58.6 | 50.6 | 1.4 | 28.7 | 34.9 | 7.6 |
| 2001 | 5 | 79.7 | 130.5 | 203.9 | 415.1 | 114.4 | 239.3 | 150.9 | 168.5 | 227.6 | 199.0 | 193.5 | 230.8 | 257.2 | 217.0 | 210.4 |
| 2001 | 6 | 92.7 | 159.5 | 78.0 | 182.0 | 74.8 | 95.9 | 114.0 | 80.1 | 206.2 | 99.6 | 99.3 | 87.2 | 101.7 | 163.6 | 92.9 |

ตารางที่ ข.1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน (ต่อ)

| ปี | เดือน | สถานี | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | กาญจนบุรี | ปทุมธานี | ตากฟ้า สกษ. | กำแพงเพชร | อู่ทอง สกษ. | ราชบุรี | นครปฐม | สุพรรณบุรี | ฉะเชิงเทรา | สนามบินดอนเมือง | ลพบุรี | พระนครศรีอยุธยา | กรุงเทพมหานคร | นครสวรรค์ | ชัยนาท |
| 2001 | 7 | 49.9 | 110.9 | 150.3 | 125.5 | 125.7 | 148.3 | 71.8 | 84.0 | 103.0 | 101.9 | 47.1 | 84.6 | 61.5 | 185.0 | 144.9 |
| 2001 | 8 | 72.6 | 155.6 | 212.8 | 247.4 | 59.3 | 31.1 | 104.5 | 101.5 | 135.3 | 87.3 | 44.2 | 112.8 | 148.9 | 116.2 | 75.4 |
| 2001 | 9 | 134.5 | 199.9 | 287.3 | 213.2 | 137.6 | 310.4 | 231.6 | 163.7 | 165.6 | 268.4 | 118.6 | 84.5 | 450.1 | 192.9 | 160.1 |
| 2001 | 10 | 222.5 | 212.6 | 174.7 | 227.1 | 332.0 | 294.8 | 332.0 | 212.7 | 129.3 | 280.9 | 170.1 | 87.5 | 479.5 | 104.3 | 111.9 |
| 2001 | 11 | 15.7 | 58.4 | 3.7 | 9.4 | 13.1 | 28.4 | 36.6 | 39.9 | 5.8 | 2.7 | 16.6 | 3.3 | 37.3 | 5.5 | 1.6 |
| 2001 | 12 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.3 | 1.3 | 0.9 | 16.3 | 20.7 | 3.0 | 0.5 | 10.8 | 4.3 | 0.0 | 0.0 |
| 2002 | 1 | 0.0 | 0.0 | 22.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.5 | 0.0 | 11.1 | 49.4 | 0.0 | 26.4 | 8.8 |
| 2002 | 2 | 0.2 | 15.2 | 0.3 | 0.3 | 1.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 43.2 | 5.2 | 0.0 | 5.0 | 52.5 | 0.0 | 0.0 |
| 2002 | 3 | 3.6 | 88.5 | 0.0 | 123.7 | 4.3 | 25.0 | 45.9 | 73.7 | 53.7 | 4.3 | 10.7 | 13.7 | 43.7 | 6.3 | 0.0 |
| 2002 | 4 | 49.1 | 10.0 | 87.5 | 11.8 | 50.1 | 3.1 | 16.5 | 126.8 | 144.1 | 23.7 | 28.8 | 9.8 | 9.2 | 38.8 | 28.0 |
| 2002 | 5 | 174.4 | 175.0 | 168.7 | 75.7 | 168.2 | 123.6 | 108.2 | 82.5 | 215.0 | 204.1 | 176.9 | 95.8 | 229.3 | 174.4 | 110.8 |
| 2002 | 6 | 81.0 | 70.1 | 164.0 | 137.9 | 103.7 | 195.1 | 79.0 | 58.5 | 131.2 | 179.0 | 121.8 | 52.2 | 85.2 | 165.4 | 69.8 |
| 2002 | 7 | 57.8 | 115.5 | 33.6 | 108.9 | 85.5 | 45.0 | 108.7 | 54.5 | 137.7 | 100.9 | 115.6 | 36.6 | 85.6 | 181.0 | 33.9 |
| 2002 | 8 | 41.4 | 186.7 | 217.9 | 193.7 | 103.0 | 111.8 | 109.1 | 99.0 | 229.6 | 176.2 | 248.2 | 195.8 | 122.8 | 216.4 | 178.8 |
| 2002 | 9 | 251.9 | 156.4 | 347.0 | 451.4 | 161.8 | 240.0 | 184.6 | 160.5 | 223.1 | 289.6 | 183.7 | 304.4 | 197.6 | 306.8 | 246.8 |
| 2002 | 10 | 158.8 | 190.2 | 75.6 | 216.0 | 167.5 | 182.4 | 126.1 | 109.3 | 87.5 | 207.9 | 81.1 | 54.3 | 346.6 | 187.1 | 63.2 |
| 2002 | 11 | 155.3 | 114.2 | 19.8 | 58.3 | 105.7 | 123.1 | 226.9 | 77.3 | 34.5 | 62.3 | 45.3 | 94.7 | 135.9 | 13.6 | 52.8 |
| 2002 | 12 | 18.7 | 9.6 | 19.7 | 32.4 | 21.0 | 18.2 | 62.6 | 38.6 | 14.9 | 4.6 | 67.8 | 104.5 | 54.1 | 50.0 | 19.5 |
| 2003 | 1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 16.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 2003 | 2 | 20.3 | 75.2 | 0.2 | 4.1 | 0.5 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 48.0 | 19.9 | 4.6 | 0.0 | 0.7 | 40.1 | 22.5 |
| 2003 | 3 | 167.1 | 99.1 | 181.7 | 66.0 | 61.3 | 27.7 | 93.0 | 37.7 | 230.3 | 131.9 | 183.3 | 147.2 | 134.6 | 48.8 | 109.3 |
| 2003 | 4 | 115.6 | 6.3 | 46.0 | 25.4 | 7.5 | 20.1 | 1.2 | 52.1 | 70.1 | 29.5 | 2.1 | 14.1 | 12.3 | 35.4 | 13.8 |
| 2003 | 5 | 73.7 | 233.5 | 112.4 | 77.0 | 92.0 | 113.4 | 109.9 | 142.7 | 150.0 | 169.0 | 55.9 | 76.2 | 159.4 | 93.5 | 92.5 |
| 2003 | 6 | 197.1 | 234.9 | 172.7 | 194.0 | 134.7 | 152.5 | 176.1 | 160.4 | 188.9 | 305.7 | 109.2 | 126.8 | 191.9 | 204.8 | 101.9 |
| 2003 | 7 | 186.5 | 379.1 | 44.8 | 159.7 | 220.7 | 212.7 | 135.1 | 129.8 | 159.8 | 290.0 | 109.6 | 288.8 | 228.8 | 159.4 | 71.3 |
| 2003 | 8 | 52.0 | 266.3 | 190.7 | 125.0 | 76.0 | 183.8 | 75.9 | 64.7 | 104.7 | 195.7 | 176.1 | 101.5 | 315.2 | 201.9 | 176.0 |
| 2003 | 9 | 244.9 | 372.1 | 244.6 | 259.4 | 225.8 | 220.4 | 259.3 | 299.1 | 249.8 | 290.3 | 328.1 | 282.0 | 207.8 | 258.4 | 165.9 |
| 2003 | 10 | 127.3 | 150.7 | 57.5 | 163.6 | 139.2 | 287.6 | 96.2 | 198.0 | 85.7 | 52.5 | 60.7 | 107.4 | 121.3 | 68.7 | 25.0 |
| 2003 | 11 | 0.0 | 0.4 | 0.0 | 0.5 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 2003 | 12 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 2004 | 1 | 25.5 | 2.7 | 0.0 | 0.0 | 15.1 | 5.6 | 21.0 | 8.9 | 15.8 | 24.8 | 37.2 | 15.1 | 46.4 | 0.2 | 8.6 |
| 2004 | 2 | 37.7 | 49.9 | 17.4 | 32.9 | 2.2 | 10.9 | 44.9 | 5.9 | 27.9 | 38.3 | 38.6 | 30.9 | 72.8 | 72.2 | 47.8 |
| 2004 | 3 | 9.5 | 28.1 | 3.5 | 57.8 | 0.0 | 10.9 | 0.0 | 0.0 | 91.4 | 1.0 | 12.0 | 0.4 | 3.5 | 0.0 | 0.3 |
| 2004 | 4 | 88.6 | 23.4 | 19.1 | 124.4 | 52.2 | 10.8 | 1.0 | 30.6 | 99.9 | 49.1 | 57.9 | 29.2 | 91.1 | 12.5 | 28.8 |
| 2004 | 5 | 232.9 | 186.2 | 67.2 | 242.7 | 127.2 | 219.5 | 172.2 | 43.9 | 91.9 | 109.4 | 69.7 | 52.5 | 94.9 | 46.9 | 68.5 |
| 2004 | 6 | 79.3 | 83.7 | 82.6 | 91.8 | 77.8 | 57.7 | 33.1 | 72.9 | 180.2 | 235.0 | 129.6 | 69.0 | 170.1 | 146.8 | 62.6 |
| 2004 | 7 | 69.3 | 72.7 | 165.3 | 166.5 | 79.9 | 60.9 | 83.3 | 131.4 | 123.5 | 170.7 | 173.8 | 127.2 | 182.7 | 227.8 | 170.7 |
| 2004 | 8 | 96.0 | 88.8 | 130.9 | 160.6 | 105.6 | 69.5 | 77.9 | 105.5 | 166.3 | 175.0 | 133.3 | 176.4 | 230.0 | 120.2 | 119.1 |
| 2004 | 9 | 214.4 | 105.7 | 161.0 | 294.6 | 184.6 | 344.6 | 188.2 | 207.3 | 183.0 | 211.0 | 276.4 | 217.5 | 213.8 | 302.3 | 165.6 |
| 2004 | 10 | 28.8 | 57.7 | 46.5 | 12.2 | 36.7 | 173.7 | 88.3 | 18.9 | 81.7 | 66.2 | 42.3 | 8.3 | 50.1 | 0.0 | 25.6 |
| 2004 | 11 | 0.1 | 0.2 | 19.8 | 0.2 | 32.1 | 4.0 | 2.8 | 21.6 | 0.0 | 19.6 | 0.4 | 0.0 | 5.0 | 0.1 | 0.0 |
| 2004 | 12 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 2005 | 1 | 0.6 | 3.6 | 0.0 | 0.0 | 13.4 | 6.5 | 7.1 | 8.5 | 0.4 | 2.4 | 0.0 | 0.0 | 2.7 | 0.3 | 1.9 |
| 2005 | 2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 13.2 | 0.0 | 0.0 | 12.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 1.4 | 0.3 | 0.0 |
| 2005 | 3 | 36.9 | 51.5 | 102.2 | 8.8 | 37.9 | 9.6 | 107.9 | 18.5 | 69.3 | 77.2 | 20.0 | 30.6 | 17.4 | 118.9 | 30.4 |
| 2005 | 4 | 95.3 | 108.0 | 161.2 | 124.5 | 19.5 | 0.9 | 3.9 | 41.7 | 119.6 | 240.6 | 184.8 | 39.4 | 123.2 | 40.2 | 29.5 |
| 2005 | 5 | 213.6 | 134.5 | 124.0 | 44.8 | 115.3 | 87.2 | 80.2 | 63.3 | 116.9 | 304.0 | 143.0 | 33.1 | 283.7 | 44.0 | 69.2 |
| 2005 | 6 | 89.8 | 166.1 | 158.0 | 273.3 | 63.9 | 104.9 | 65.9 | 79.4 | 91.3 | 195.4 | 135.6 | 169.3 | 107.4 | 155.8 | 110.9 |
| 2005 | 7 | 88.5 | 92.7 | 198.2 | 160.7 | 98.9 | 140.8 | 90.9 | 95.0 | 108.1 | 114.8 | 93.5 | 73.6 | 150.3 | 164.3 | 119.8 |
| 2005 | 8 | 80.9 | 48.0 | 130.5 | 53.8 | 51.5 | 114.8 | 32.6 | 194.5 | 149.4 | 126.2 | 36.6 | 54.1 | 139.2 | 268.7 | 53.2 |
| 2005 | 9 | 234.8 | 463.3 | 349.3 | 266.4 | 419.0 | 145.8 | 300.4 | 502.2 | 350.5 | 290.4 | 327.4 | 331.0 | 358.5 | 294.5 | 372.1 |
| 2005 | 10 | 282.5 | 129.5 | 69.9 | 98.8 | 167.5 | 441.5 | 268.5 | 138.6 | 111.0 | 162.8 | 74.2 | 98.3 | 262.0 | 96.8 | 157.9 |
| 2005 | 11 | 13.0 | 117.7 | 72.5 | 122.9 | 124.5 | 39.1 | 48.5 | 148.2 | 117.0 | 74.4 | 168.8 | 295.5 | 172.5 | 35.6 | 104.1 |
| 2005 | 12 | 28.3 | 5.5 | 1.5 | 0.4 | 31.1 | 58.7 | 20.4 | 13.7 | 18.2 | 21.3 | 7.3 | 39.7 | 33.1 | 10.2 | 4.2 |
| 2006 | 1 | 1.4 | 1.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 2.6 | 0.0 | 0.0 | 5.8 | 0.0 | 0.0 | 0.9 | 0.0 | 0.0 |
| 2006 | 2 | 50.7 | 2.6 | 3.1 | 14.2 | 25.1 | 17.9 | 17.8 | 31.7 | 30.5 | 9.3 | 8.8 | 4.2 | 38.9 | 65.9 | 3.7 |
| 2006 | 3 | 54.2 | 134.8 | 38.4 | 6.8 | 94.5 | 13.2 | 22.6 | 17.8 | 101.2 | 103.0 | 68.5 | 84.6 | 74.5 | 5.8 | 13.1 |
| 2006 | 4 | 108.4 | 49.6 | 67.7 | 73.3 | 15.4 | 61.6 | 38.6 | 78.5 | 85.7 | 141.4 | 154.6 | 53.9 | 37.5 | 112.2 | 73.2 |
| 2006 | 5 | 169.6 | 153.1 | 164.5 | 273.3 | 131.8 | 202.6 | 117.0 | 122.5 | 220.5 | 310.1 | 184.4 | 144.1 | 250.1 | 74.6 | 49.6 |
| 2006 | 6 | 36.3 | 219.6 | 275.7 | 195.3 | 113.0 | 181.7 | 162.5 | 78.1 | 137.9 | 203.7 | 179.3 | 184.6 | 278.1 | 214.9 | 144.5 |
| 2006 | 7 | 83.5 | 171.8 | 179.3 | 135.7 | 60.7 | 82.9 | 74.3 | 42.2 | 193.6 | 120.6 | 86.8 | 216.4 | 149.7 | 105.0 | 138.9 |
| 2006 | 8 | 29.2 | 117.4 | 195.4 | 180.3 | 60.2 | 24.3 | 90.1 | 78.1 | 195.2 | 59.6 | 93.2 | 72.8 | 71.1 | 158.0 | 104.0 |
| 2006 | 9 | 318.5 | 377.6 | 272.9 | 264.5 | 198.4 | 150.7 | 338.2 | 335.5 | 404.0 | 228.6 | 334.8 | 309.0 | 317.3 | 258.0 | 462.3 |

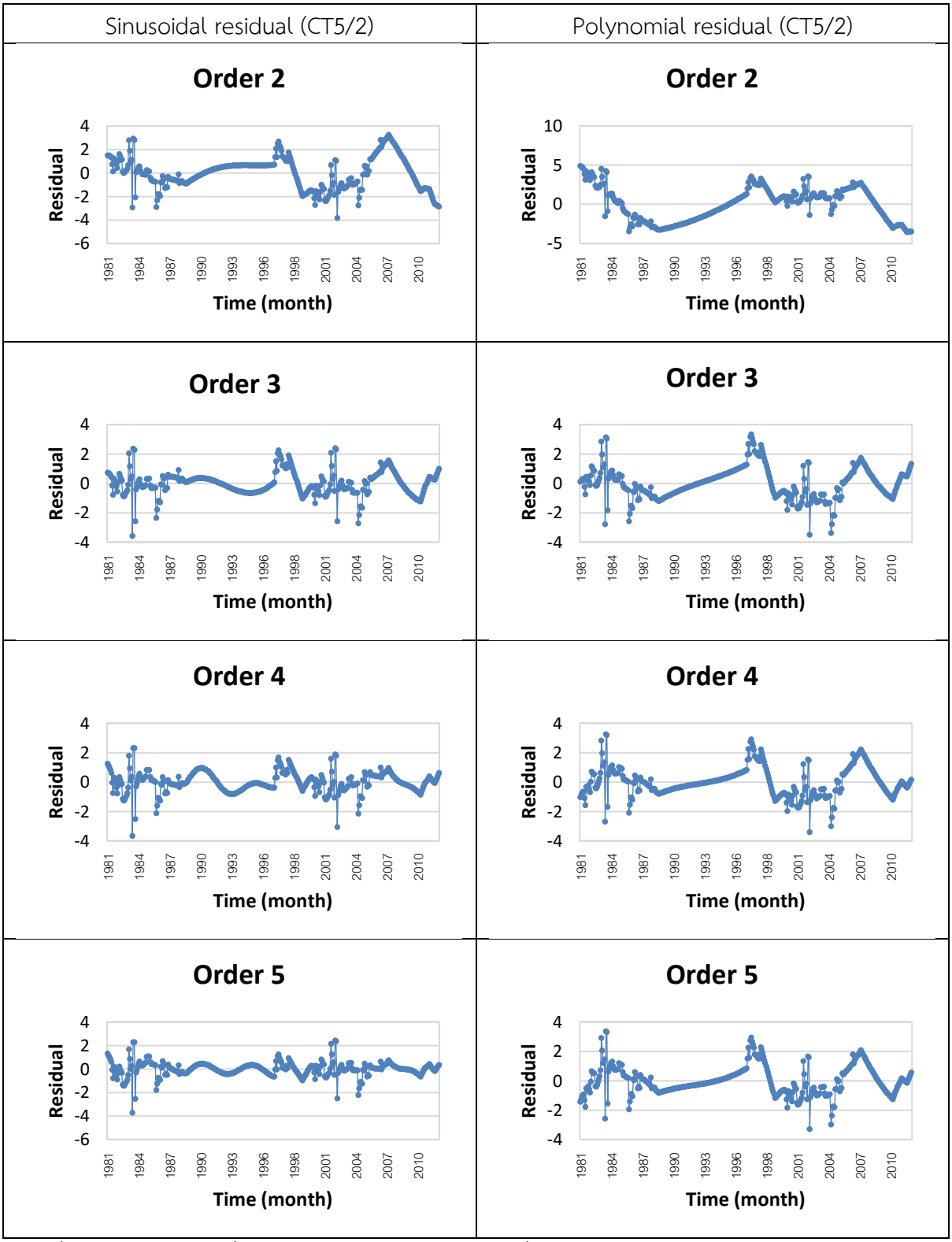
ตารางที่ ข.1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน (ต่อ)

| ปี | เดือน | สถานี | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | กาญจนบุรี | ปทุมธานี | ตากฟ้า สกษ. | กำแพงเพชร | อู่ทอง สกษ. | ราชบุรี | นครปฐม | สุพรรณบุรี | ฉะเชิงเทรา | สนามบินดอนเมือง | ลพบุรี | พระนครศรีอยุธยา | กรุงเทพมหานคร | นครสวรรค์ | ชัยนาท |
| 2006 | 10 | 174.6 | 167.5 | 176.3 | 108.9 | 163.9 | 214.7 | 114.1 | 151.9 | 164.1 | 190.3 | 116.5 | 219.6 | 336.8 | 218.3 | 178.7 |
| 2006 | 11 | 16.3 | 14.5 | 3.1 | 5.3 | 16.8 | 0.0 | 5.7 | 2.5 | 9.0 | 60.2 | 0.0 | 15.1 | 42.9 | 8.5 | 0.0 |
| 2006 | 12 | 3.1 | 22.1 | 0.0 | 0.0 | 18.0 | 9.4 | 7.2 | 1.5 | 0.0 | 0.4 | 0.0 | 0.0 | 0.9 | 0.0 | 0.0 |
| 2007 | 1 | 14.0 | 0.4 | 6.9 | 0.2 | 10.3 | 1.1 | 7.0 | 0.0 | 0.4 | 0.4 | 0.0 | 0.0 | 29.9 | 0.0 | 0.0 |
| 2007 | 2 | 0.0 | 0.0 | 0.4 | 2.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 23.5 | 1.5 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.9 |
| 2007 | 3 | 1.8 | 0.1 | 0.1 | 4.1 | 0.0 | 0.9 | 16.9 | 0.0 | 155.0 | 45.8 | 0.1 | 21.1 | 12.7 | 6.4 | 7.1 |
| 2007 | 4 | 170.7 | 225.8 | 58.9 | 85.6 | 87.0 | 90.6 | 151.3 | 41.7 | 248.3 | 159.0 | 102.0 | 130.3 | 143.1 | 110.8 | 40.8 |
| 2007 | 5 | 306.6 | 239.6 | 161.6 | 300.4 | 164.8 | 335.2 | 260.0 | 232.6 | 259.9 | 294.9 | 259.6 | 213.3 | 309.5 | 256.9 | 159.3 |
| 2007 | 6 | 95.5 | 168.1 | 159.9 | 223.5 | 99.3 | 107.4 | 149.2 | 101.6 | 115.2 | 258.9 | 151.9 | 93.6 | 268.2 | 141.0 | 124.8 |
| 2007 | 7 | 139.8 | 143.6 | 170.7 | 148.7 | 151.1 | 133.0 | 146.2 | 57.8 | 195.7 | 255.2 | 74.3 | 51.0 | 267.9 | 188.4 | 50.7 |
| 2007 | 8 | 76.3 | 116.7 | 60.2 | 89.4 | 140.7 | 218.3 | 183.1 | 58.1 | 58.3 | 106.8 | 70.9 | 126.5 | 147.0 | 63.8 | 35.5 |
| 2007 | 9 | 106.9 | 291.3 | 200.6 | 309.2 | 96.5 | 202.8 | 100.2 | 77.1 | 205.7 | 286.2 | 133.0 | 245.1 | 262.4 | 217.1 | 177.4 |
| 2007 | 10 | 147.3 | 118.7 | 157.4 | 259.3 | 101.1 | 117.6 | 164.6 | 192.6 | 76.8 | 132.0 | 108.7 | 63.4 | 225.9 | 184.0 | 196.2 |
| 2007 | 11 | 32.8 | 6.0 | 0.5 | 4.1 | 13.9 | 77.6 | 14.4 | 6.0 | 22.8 | 2.3 | 0.4 | 17.2 | 17.6 | 17.2 | 2.9 |
| 2007 | 12 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 14.5 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 2008 | 1 | 0.9 | 0.0 | 3.4 | 0.0 | 2.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 6.1 | 5.0 | 0.0 | 0.1 | 62.1 | 18.6 | 0.1 |
| 2008 | 2 | 161.3 | 38.6 | 43.2 | 49.0 | 43.9 | 43.8 | 42.8 | 4.5 | 43.6 | 16.7 | 5.7 | 9.4 | 69.3 | 21.0 | 29.6 |
| 2008 | 3 | 88.9 | 50.2 | 2.2 | 28.0 | 0.2 | 5.3 | 0.7 | 0.1 | 68.8 | 0.7 | 0.0 | 12.1 | 3.6 | 18.8 | 0.0 |
| 2008 | 4 | 71.7 | 84.6 | 105.7 | 66.1 | 81.4 | 77.4 | 54.6 | 69.8 | 235.2 | 91.7 | 201.2 | 137.5 | 180.8 | 137.4 | 98.4 |
| 2008 | 5 | 53.1 | 235.3 | 116.1 | 250.0 | 110.9 | 96.7 | 160.0 | 189.7 | 147.4 | 313.7 | 141.1 | 96.1 | 257.9 | 124.2 | 323.8 |
| 2008 | 6 | 192.8 | 224.9 | 115.9 | 226.5 | 141.2 | 169.0 | 188.0 | 55.0 | 220.1 | 210.6 | 249.0 | 100.9 | 163.6 | 131.5 | 260.2 |
| 2008 | 7 | 140.1 | 117.3 | 164.3 | 259.8 | 71.5 | 118.8 | 81.0 | 96.7 | 281.7 | 122.2 | 115.5 | 134.8 | 221.8 | 151.2 | 132.3 |
| 2008 | 8 | 103.7 | 252.4 | 125.4 | 176.9 | 127.3 | 97.0 | 124.6 | 120.0 | 221.2 | 186.3 | 112.4 | 194.0 | 172.1 | 216.6 | 124.3 |
| 2008 | 9 | 191.5 | 207.7 | 390.6 | 221.2 | 109.8 | 82.7 | 131.3 | 197.1 | 381.5 | 283.1 | 470.2 | 398.2 | 335.2 | 379.8 | 288.8 |
| 2008 | 10 | 231.5 | 171.5 | 195.2 | 372.7 | 253.2 | 282.1 | 225.7 | 136.6 | 248.5 | 286.9 | 164.1 | 85.5 | 399.3 | 242.2 | 144.5 |
| 2008 | 11 | 89.3 | 77.4 | 84.7 | 52.3 | 22.8 | 32.9 | 14.7 | 75.5 | 30.7 | 36.6 | 14.0 | 1.0 | 36.7 | 44.9 | 19.6 |
| 2008 | 12 | 0.0 | 0.0 | 0.3 | 1.9 | 0.0 | 2.2 | 0.0 | 0.0 | 0.6 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 2009 | 1 | 0.2 | 0.0 | 0.6 | 0.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.4 | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.4 |
| 2009 | 2 | 2.1 | 0.0 | 0.0 | 0.3 | 3.0 | 0.0 | 0.0 | 0.3 | 0.0 | 0.0 | 3.6 | 16.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 2009 | 3 | 105.4 | 140.7 | 127.7 | 73.5 | 10.4 | 99.7 | 15.9 | 5.0 | 166.4 | 104.0 | 72.4 | 37.4 | 30.2 | 33.2 | 8.7 |
| 2009 | 4 | 62.2 | 129.4 | 73.6 | 66.3 | 101.5 | 34.6 | 39.3 | 12.5 | 129.7 | 199.1 | 112.0 | 130.6 | 359.6 | 58.2 | 59.5 |
| 2009 | 5 | 364.2 | 251.3 | 163.6 | 108.0 | 146.5 | 141.8 | 343.2 | 64.0 | 184.8 | 403.0 | 189.5 | 116.2 | 463.4 | 284.5 | 137.0 |
| 2009 | 6 | 110.8 | 156.3 | 53.6 | 230.7 | 101.4 | 109.5 | 47.9 | 99.7 | 106.6 | 263.2 | 88.7 | 101.4 | 219.3 | 116.8 | 112.5 |
| 2009 | 7 | 80.7 | 176.8 | 129.3 | 157.6 | 68.3 | 171.0 | 90.9 | 92.7 | 105.9 | 155.2 | 90.0 | 136.2 | 175.7 | 191.9 | 105.2 |
| 2009 | 8 | 210.1 | 144.7 | 262.7 | 166.4 | 68.6 | 107.0 | 76.0 | 66.6 | 117.5 | 271.1 | 229.3 | 292.1 | 354.0 | 223.5 | 169.4 |
| 2009 | 9 | 197.9 | 161.1 | 362.0 | 209.3 | 253.4 | 161.5 | 220.6 | 76.5 | 190.8 | 312.3 | 236.1 | 232.3 | 351.8 | 296.7 | 197.7 |
| 2009 | 10 | 191.0 | 245.8 | 153.1 | 151.8 | 116.2 | 242.4 | 313.5 | 235.2 | 135.2 | 253.8 | 181.8 | 111.0 | 264.2 | 208.2 | 295.4 |
| 2009 | 11 | 4.6 | 6.0 | 2.4 | 5.2 | 5.2 | 22.2 | 5.2 | 1.3 | 39.6 | 51.5 | 2.8 | 36.3 | 46.5 | 2.4 | 2.0 |
| 2009 | 12 | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.8 | 0.7 | 0.0 | 0.0 | 7.3 | 0.0 | 0.0 |
| 2010 | 1 | 0.0 | 23.2 | 75.3 | 16.7 | 4.6 | 2.0 | 3.5 | 0.8 | 41.0 | 129.3 | 6.0 | 1.8 | 99.9 | 26.0 | 20.7 |
| 2010 | 2 | 8.4 | 5.3 | 0.0 | 8.0 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 27.6 | 12.7 | 1.1 | 0.0 | 2.9 | 0.0 | 0.0 |
| 2010 | 3 | 9.5 | 4.3 | 8.0 | 25.0 | 18.5 | 21.3 | 21.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.7 |
| 2010 | 4 | 6.6 | 51.5 | 40.5 | 79.0 | 1.6 | 13.3 | 19.6 | 36.5 | 157.4 | 107.1 | 0.3 | 1.8 | 17.3 | 7.2 | 2.6 |
| 2010 | 5 | 104.7 | 100.6 | 108.1 | 115.2 | 47.0 | 71.0 | 64.2 | 72.3 | 139.3 | 173.2 | 82.3 | 76.7 | 279.3 | 69.1 | 59.5 |
| 2010 | 6 | 124.2 | 234.1 | 223.3 | 204.6 | 152.2 | 147.2 | 289.6 | 112.9 | 175.7 | 220.8 | 225.6 | 137.8 | 198.8 | 231.2 | 120.6 |
| 2010 | 7 | 162.1 | 228.2 | 203.7 | 315.2 | 150.1 | 250.8 | 113.4 | 62.2 | 372.0 | 216.0 | 154.6 | 294.7 | 348.7 | 158.5 | 128.5 |
| 2010 | 8 | 126.2 | 226.3 | 263.4 | 245.0 | 236.8 | 185.2 | 185.8 | 144.3 | 274.7 | 387.4 | 154.3 | 228.8 | 343.1 | 242.2 | 309.3 |
| 2010 | 9 | 234.2 | 535.6 | 279.3 | 204.1 | 172.1 | 196.7 | 287.5 | 256.7 | 294.6 | 358.1 | 369.9 | 222.2 | 409.5 | 234.7 | 296.6 |
| 2010 | 10 | 332.7 | 223.9 | 371.0 | 328.4 | 252.8 | 291.6 | 239.8 | 255.5 | 212.5 | 216.1 | 229.9 | 193.3 | 256.3 | 588.0 | 461.3 |
| 2010 | 11 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 1.8 | 0.0 | 0.0 | 5.5 | 3.6 | 0.0 | 0.0 | 30.6 | 0.0 | 1.0 |
| 2010 | 12 | 11.8 | 39.8 | 23.2 | 53.2 | 39.7 | 24.0 | 11.1 | 18.3 | 0.7 | 75.1 | 3.7 | 28.1 | 22.7 | 18.6 | 16.4 |
| 2011 | 1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 2.8 | 0.0 | 4.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 0.2 |
| 2011 | 2 | 38.1 | 75.1 | 0.0 | 0.8 | 1.5 | 4.1 | 0.1 | 2.8 | 30.0 | 36.2 | 0.0 | 21.5 | 21.8 | 33.2 | 0.6 |
| 2011 | 3 | 240.6 | 145.8 | 47.5 | 124.7 | 88.7 | 50.2 | 53.8 | 83.9 | 93.3 | 146.0 | 47.5 | 68.6 | 173.3 | 100.7 | 77.0 |
| 2011 | 4 | 94.5 | 77.2 | 119.9 | 47.0 | 33.0 | 52.7 | 140.5 | 33.0 | 181.0 | 199.2 | 134.8 | 17.9 | 134.7 | 146.6 | 70.1 |
| 2011 | 5 | 137.1 | 260.1 | 253.1 | 297.2 | 127.0 | 134.4 | 125.9 | 228.5 | 262.6 | 264.4 | 173.1 | 227.4 | 296.5 | 297.6 | 178.6 |
| 2011 | 6 | 42.9 | 86.1 | 140.7 | 122.5 | 131.4 | 37.5 | 115.0 | 50.4 | 147.3 | 204.0 | 106.3 | 115.9 | 411.9 | 83.8 | 171.3 |
| 2011 | 7 | 81.2 | 115.9 | 208.5 | 270.1 | 138.2 | 141.1 | 107.9 | 110.8 | 208.8 | 350.3 | 143.6 | 179.7 | 317.6 | 210.1 | 190.2 |
| 2011 | 8 | 145.0 | 167.5 | 313.5 | 108.7 | 119.5 | 99.5 | 233.5 | 66.2 | 254.4 | 311.0 | 116.7 | 132.4 | 297.0 | 292.2 | 109.6 |
| 2011 | 9 | 131.8 | 307.6 | 277.9 | 368.8 | 186.9 | 110.6 | 168.2 | 189.7 | 362.8 | 329.7 | 325.5 | 283.3 | 223.6 | 210.9 | 264.8 |
| 2011 | 10 | 154.1 | 247.8 | 152.5 | 224.3 | 199.4 | 267.4 | 350.6 | 234.6 | 164.8 | 117.2 | 216.0 | 104.3 | 362.0 | 142.3 | 143.8 |
| 2011 | 11 | 1.7 | 0.0 | 50.3 | 27.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 15.6 | 156.3 | 7.1 | 3.3 | 0.9 | 24.9 | 0.0 |
| 2011 | 12 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 8.4 | 0.0 | 0.0 | 4.1 | 195.3 | 0.0 | 0.0 | 0.7 | 4.7 | 0.0 |

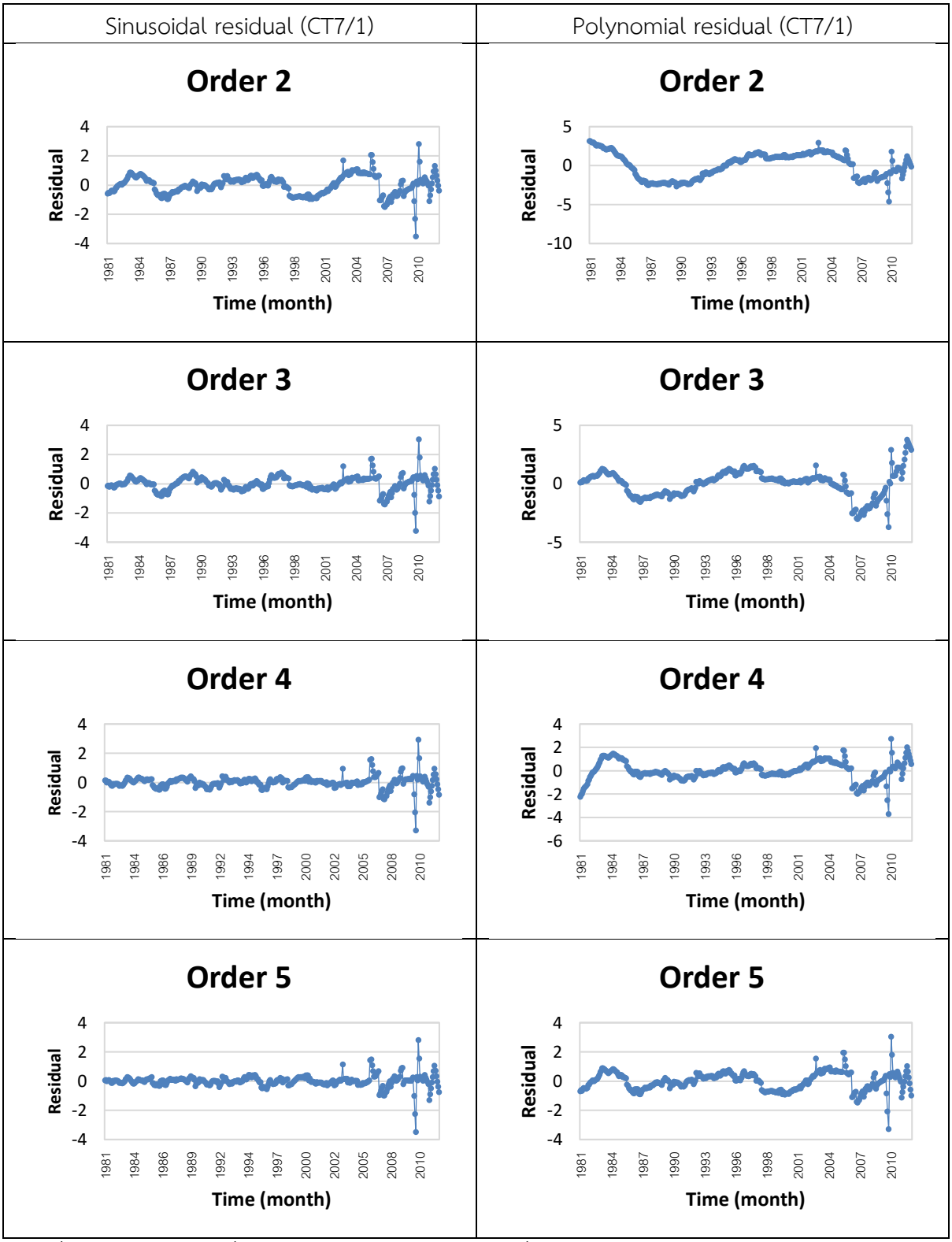
ตารางที่ ข.1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน (ต่อ)

| ปี | เดือน | สถานี | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | กาญจนบุรี | ปทุมธานี | ตากฟ้า สกษ. | กำแพงเพชร | อู่ทอง สกษ. | ราชบุรี | นครปฐม | สุพรรณบุรี | ฉะเชิงเทรา | สนามบินดอนเมือง | ลพบุรี | พระนครศรีอยุธยา | กรุงเทพมหานคร | นครสวรรค์ | ชัยนาท |
| 2012 | 1 | 14.3 | 21.9 | 21.5 | 1.9 | 8.1 | 13.2 | 7.4 | 1.1 | 57.5 | 0.0 | 0.4 | 4.1 | 44.2 | 23.0 | 0.8 |
| 2012 | 2 | 0.4 | 102.6 | 4.8 | 40.2 | 57.1 | 0.0 | 21.0 | 2.3 | 2.4 | 0.0 | 33.0 | 20.6 | 64.9 | 0.6 | 2.6 |
| 2012 | 3 | 66.0 | 15.4 | 2.6 | 25.9 | 0.0 | 20.6 | 4.5 | 0.1 | 85.7 | 8.5 | 18.5 | 45.9 | 24.1 | 19.1 | 13.4 |
| 2012 | 4 | 17.5 | 18.1 | 66.0 | 40.3 | 16.4 | 0.6 | 91.9 | 46.8 | 89.7 | 51.8 | 61.5 | 28.3 | 56.1 | 49.6 | 27.6 |
| 2012 | 5 | 102.9 | 120.9 | 175.6 | 159.9 | 85.4 | 193.7 | 45.5 | 162.1 | 152.7 | 111.5 | 134.1 | 237.0 | 121.9 | 163.8 | 232.1 |
| 2012 | 6 | 60.5 | 52.1 | 126.9 | 179.0 | 79.6 | 12.4 | 40.2 | 38.0 | 124.9 | 158.7 | 92.0 | 156.1 | 134.8 | 91.7 | 90.5 |
| 2012 | 7 | 157.1 | 219.4 | 112.3 | 164.8 | 123.8 | 127.9 | 121.2 | 158.0 | 249.8 | 346.5 | 131.8 | 256.4 | 196.4 | 119.1 | 105.5 |
| 2012 | 8 | 45.0 | 142.1 | 129.7 | 156.0 | 100.3 | 131.9 | 59.3 | 120.9 | 131.2 | 215.0 | 159.8 | 216.0 | 186.6 | 109.3 | 84.3 |
| 2012 | 9 | 442.7 | 503.0 | 361.2 | 381.5 | 401.8 | 264.0 | 458.5 | 411.8 | 484.3 | 449.1 | 300.1 | 311.2 | 601.1 | 318.3 | 365.1 |
| 2012 | 10 | 125.6 | 132.8 | 214.0 | 96.9 | 187.7 | 135.3 | 131.4 | 182.7 | 234.5 | 137.4 | 78.2 | 143.4 | 201.2 | 164.6 | 128.5 |
| 2012 | 11 | 114.4 | 48.1 | 51.1 | 23.7 | 43.5 | 128.7 | 114.2 | 77.9 | 38.3 | 133.4 | 49.4 | 110.6 | 88.9 | 56.7 | 27.4 |
| 2012 | 12 | 0.0 | 0.0 | 3.2 | 31.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 3.0 | 49.9 | 0.0 | 0.0 | 8.1 | 2.9 | 0.0 |

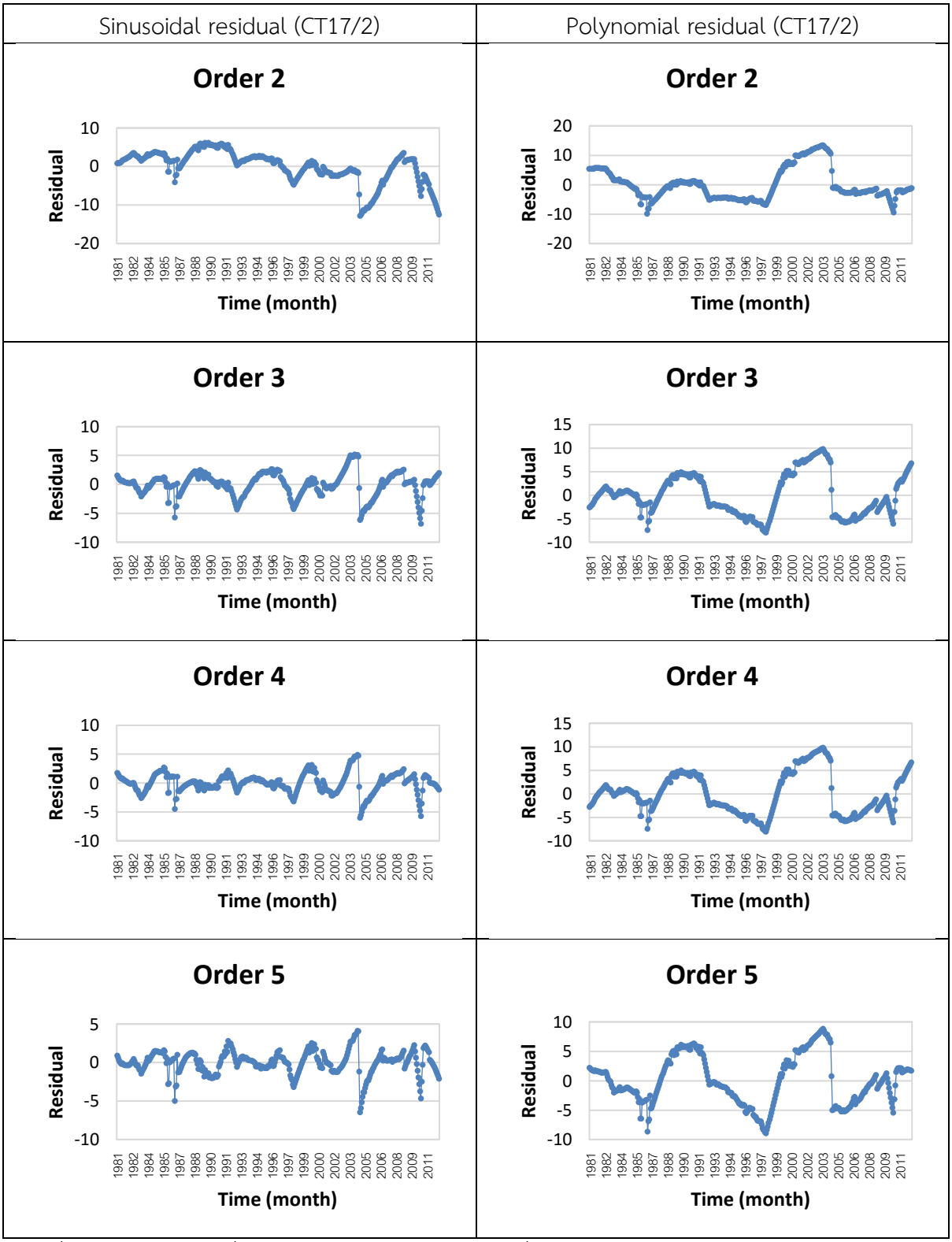
# ภาคผนวก ค



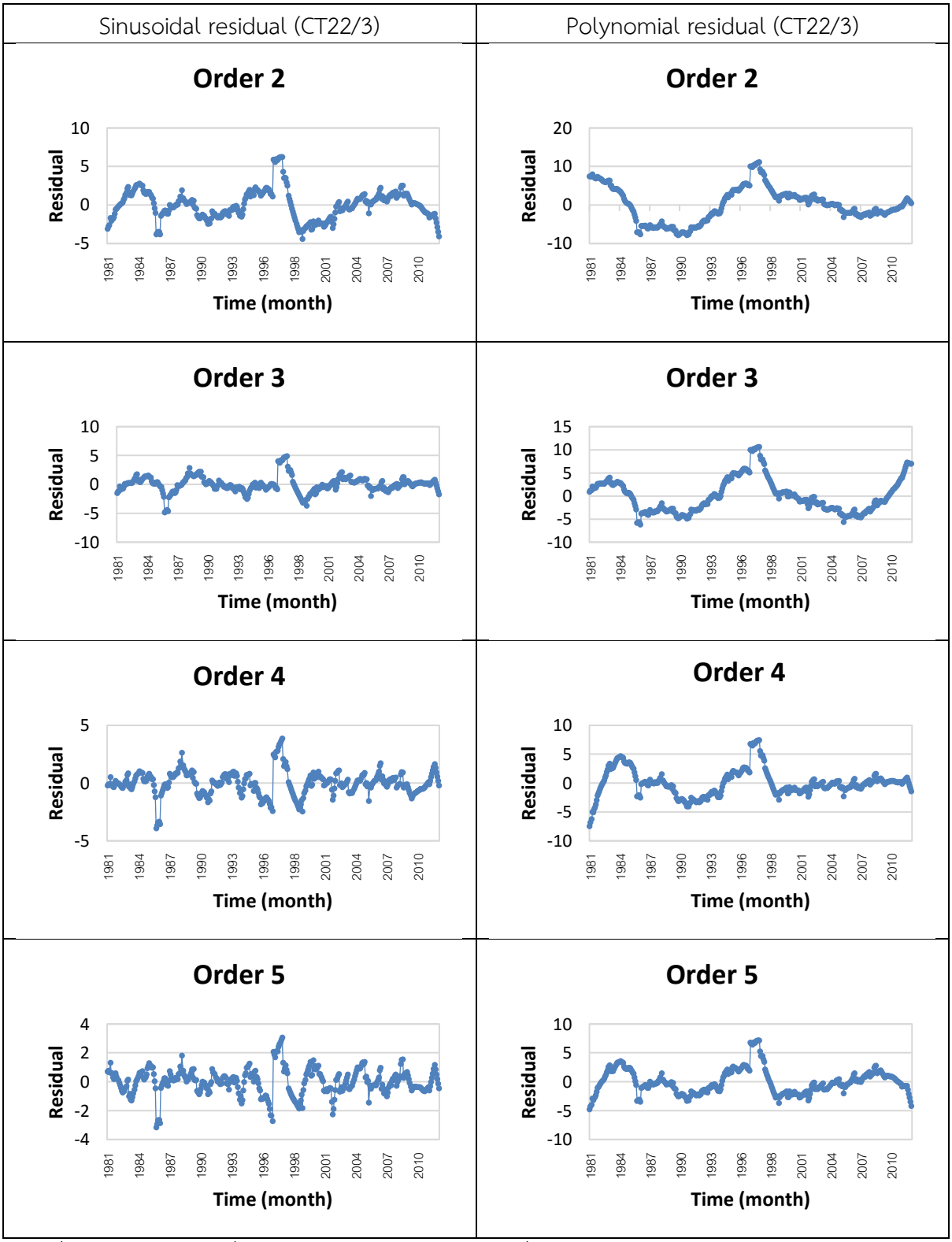

รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ




รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

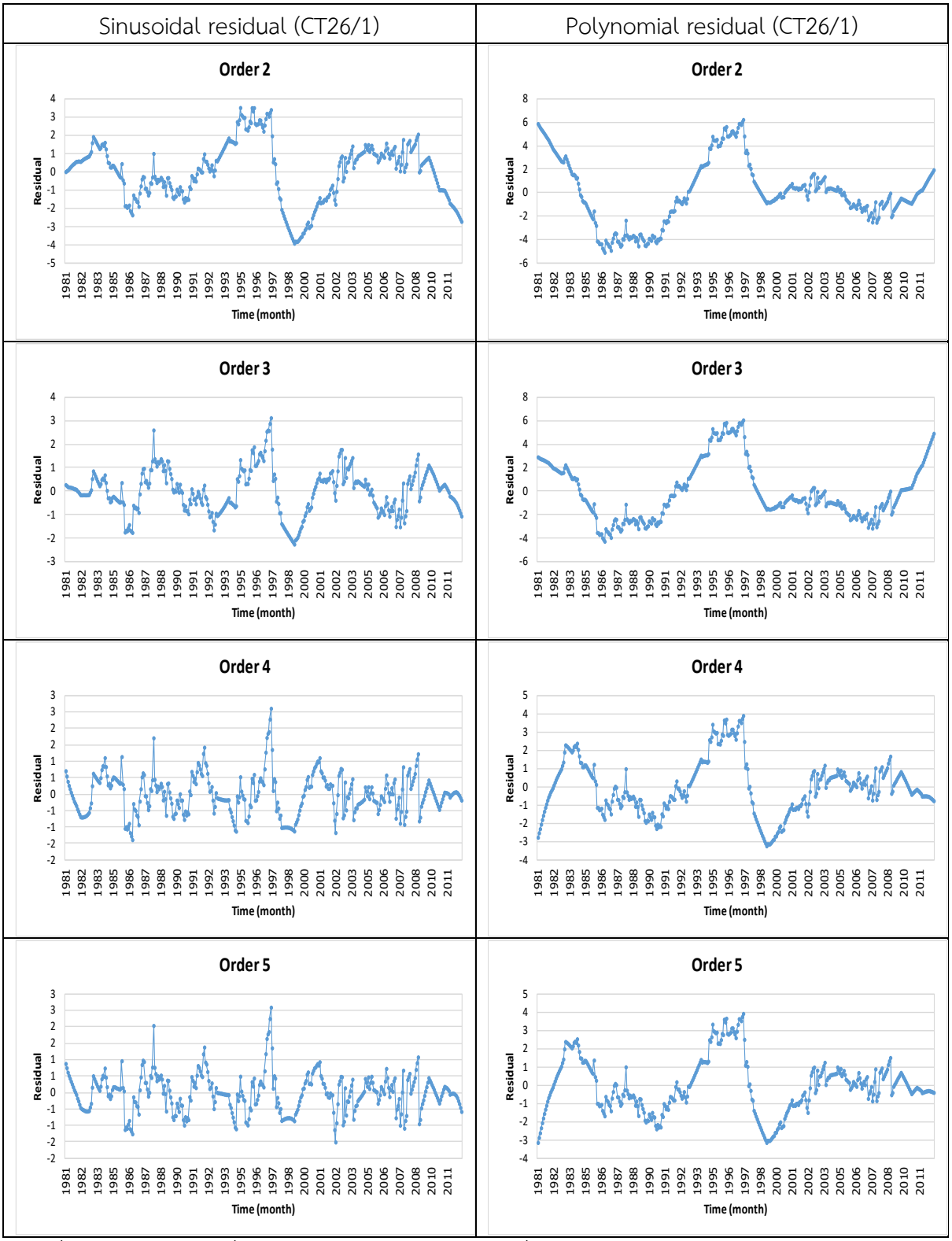



รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

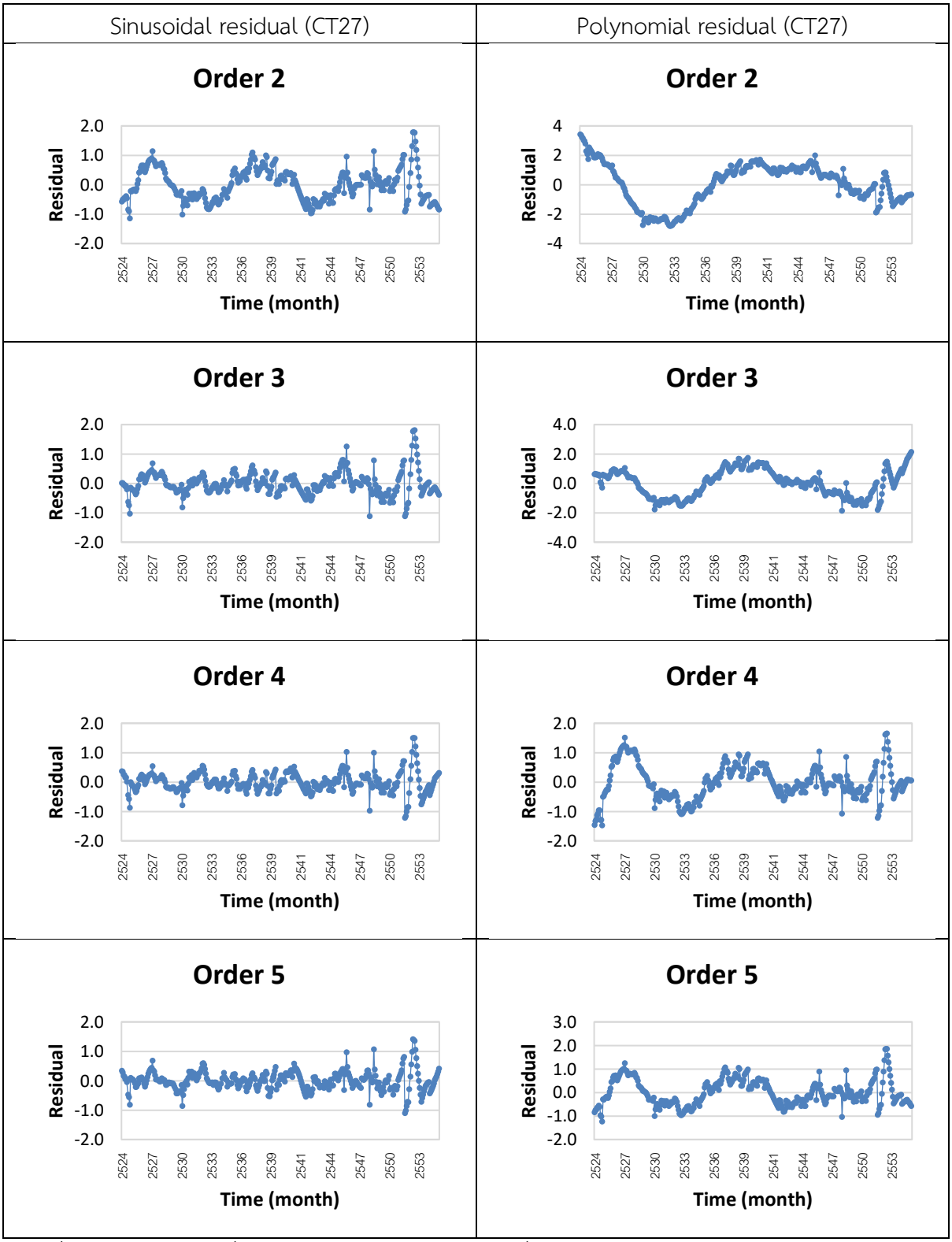



รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)



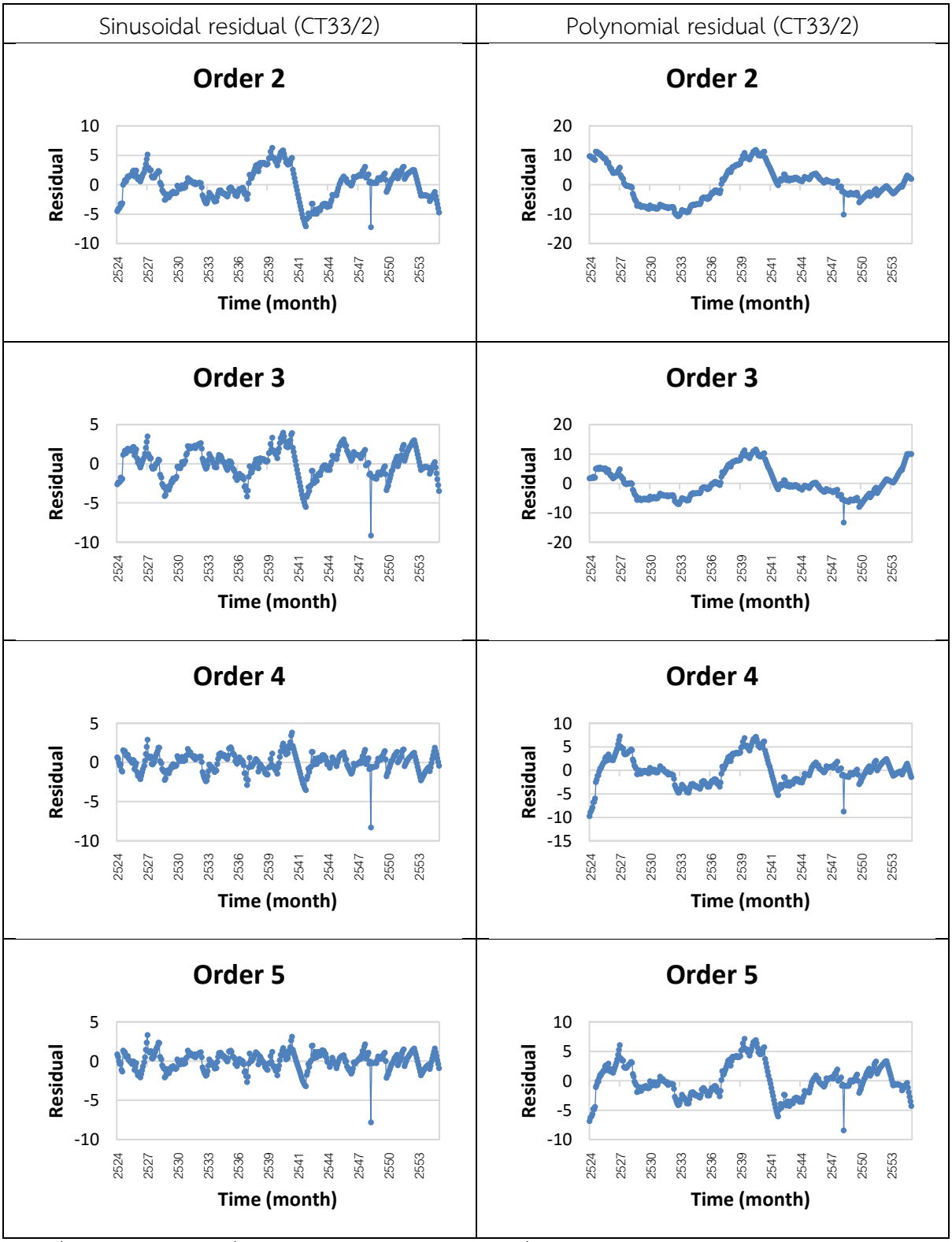

รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)



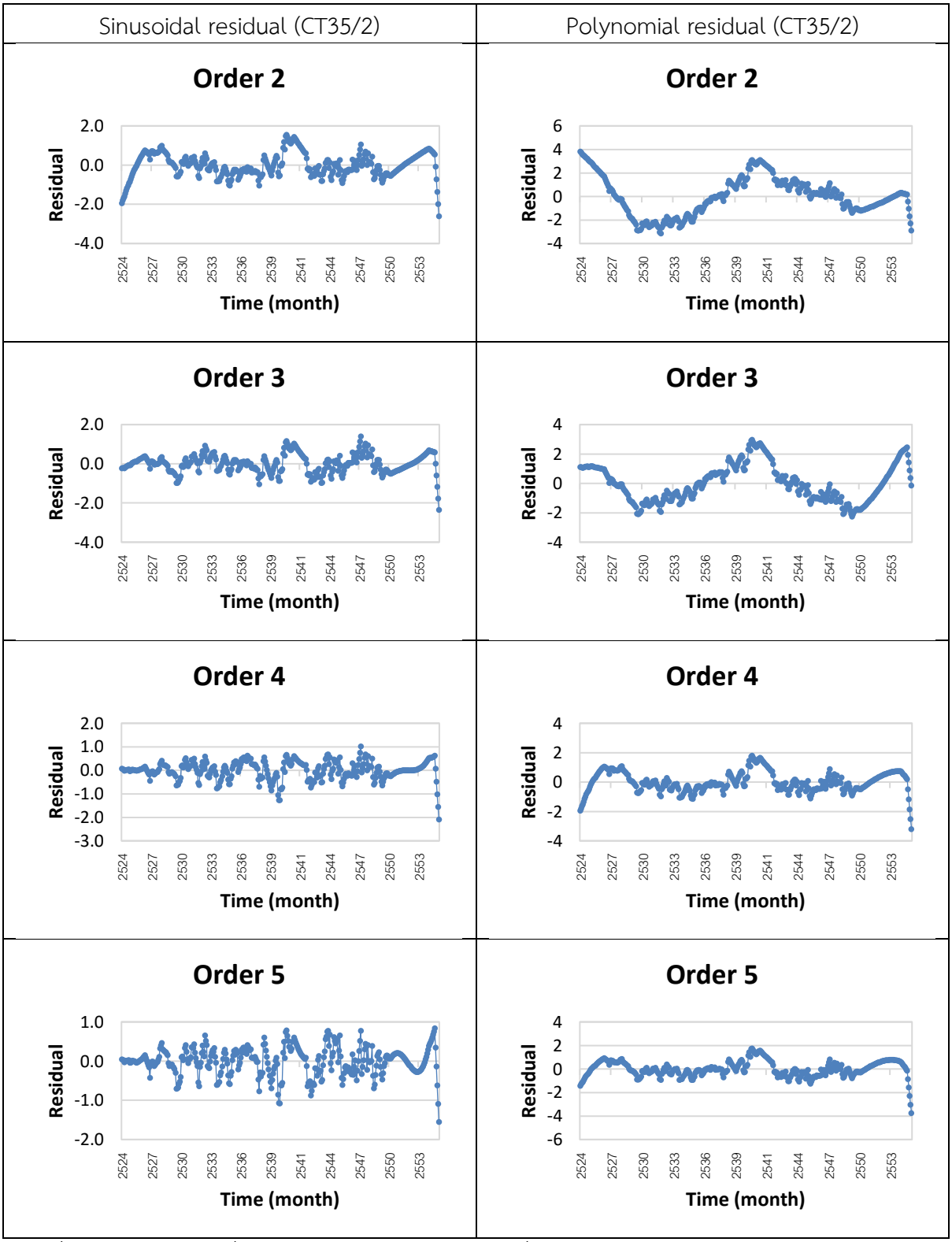

รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

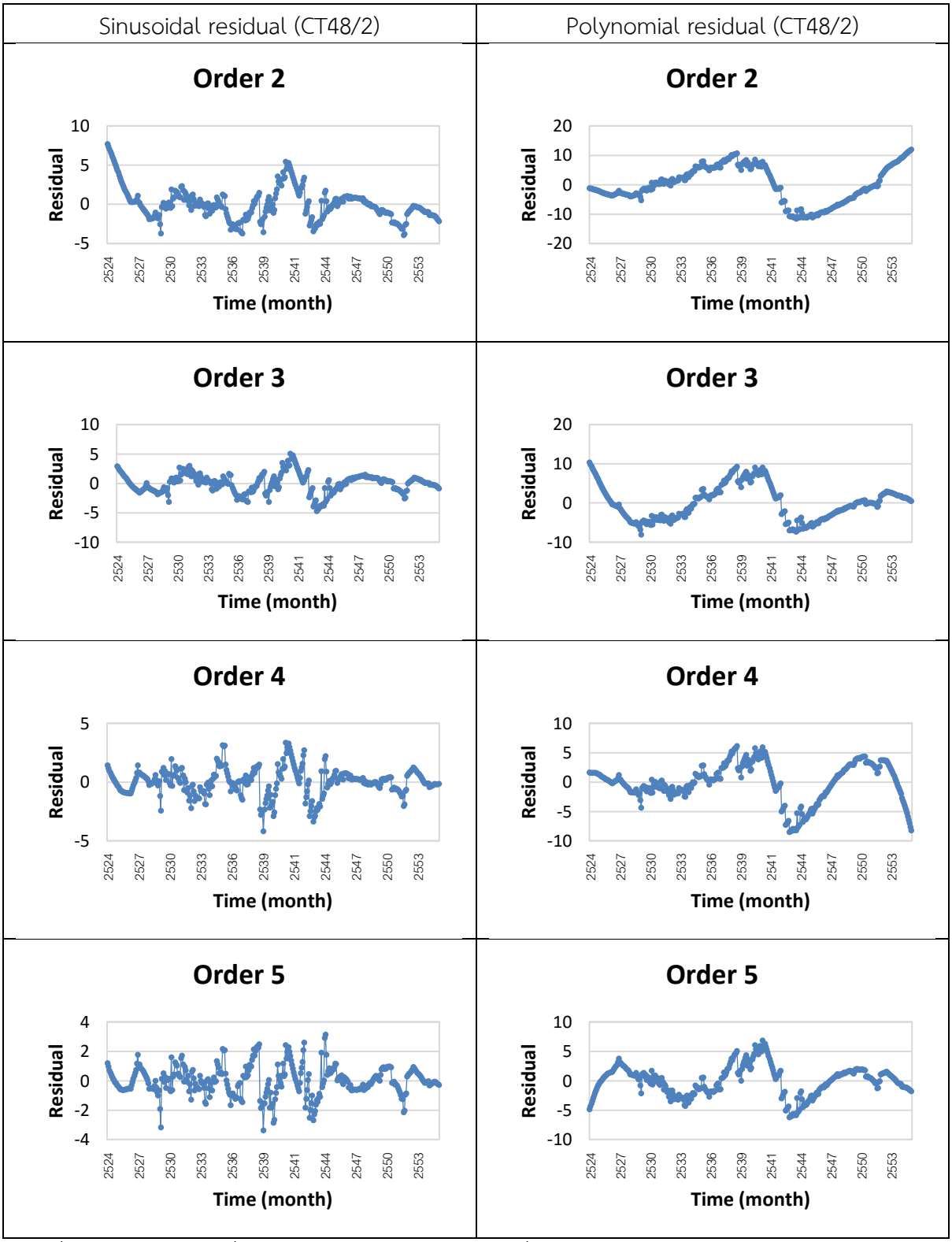



รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)



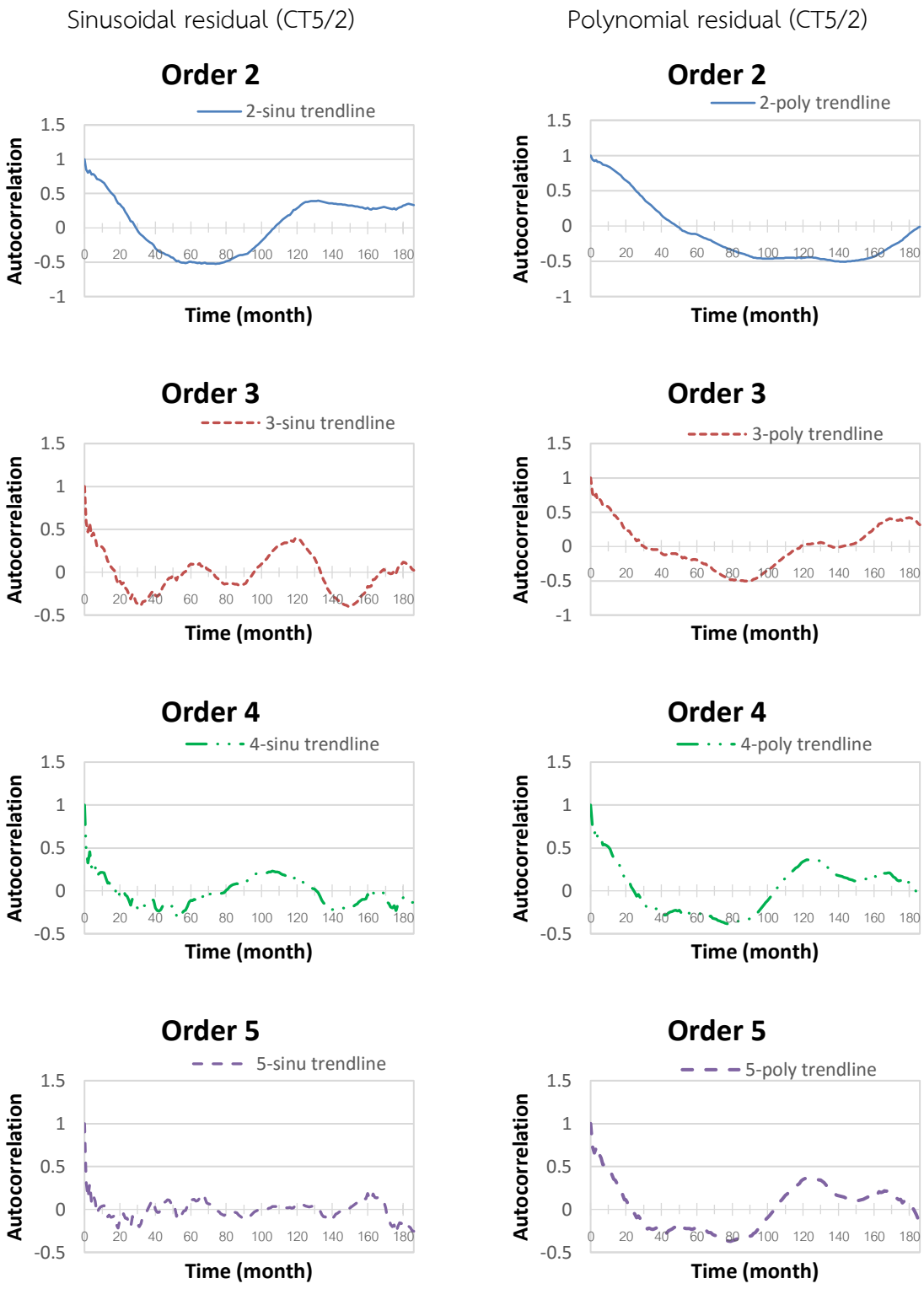

รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

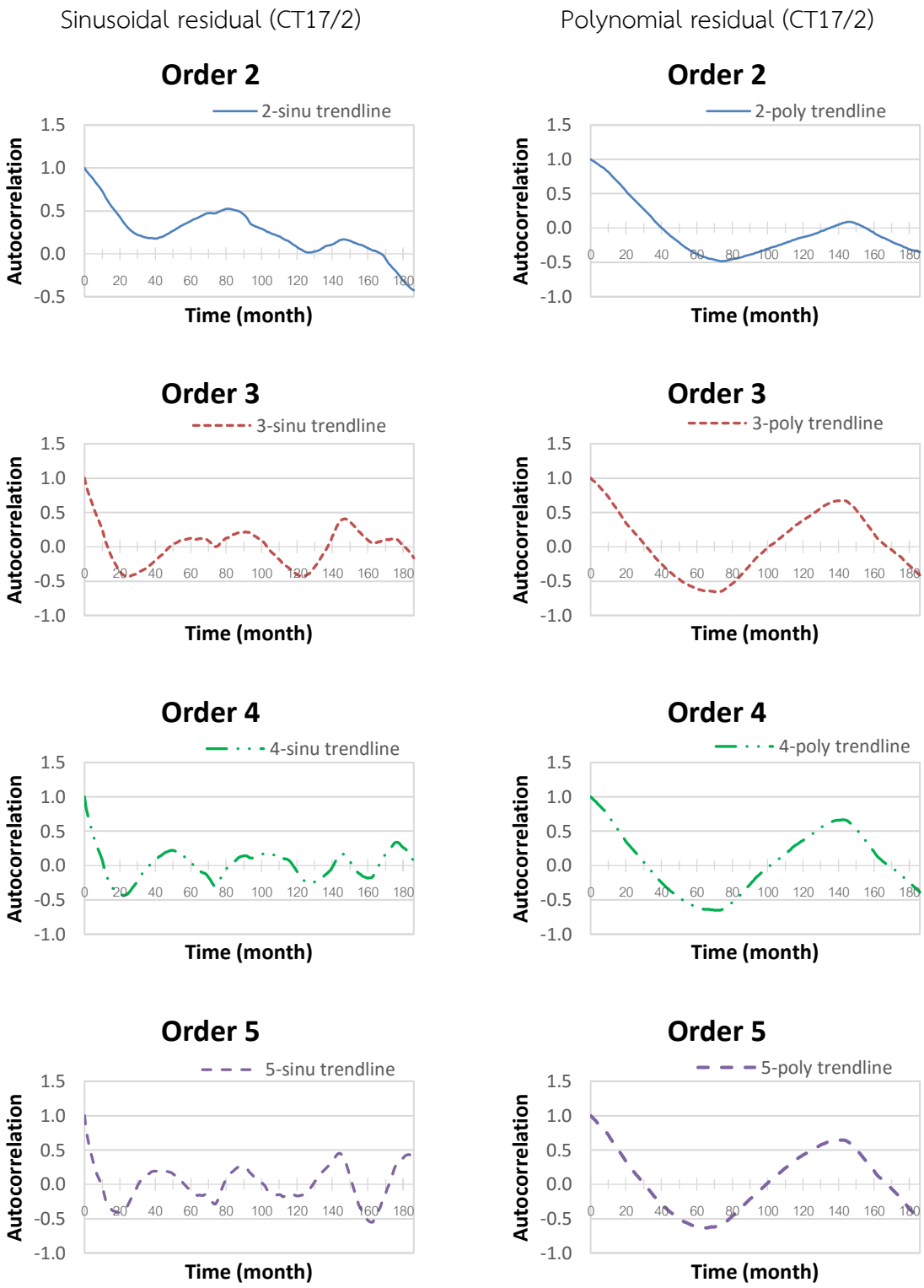



รูปที่ ข-1 ค่าเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยรูปคลื่นไซน์และสมการสมการโพลีโนเมียลของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

# ภาคผนวก ง

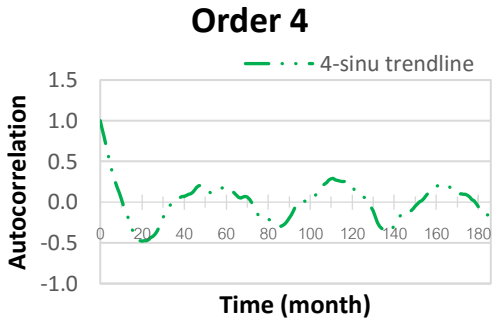



รูปที่ ง.1 การทำอัตตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ

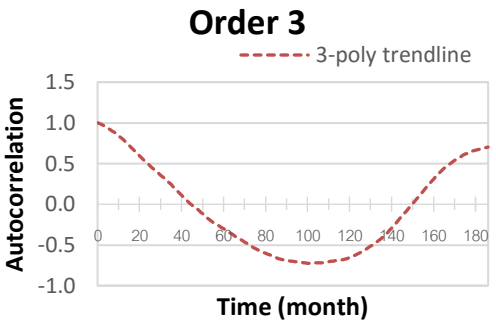


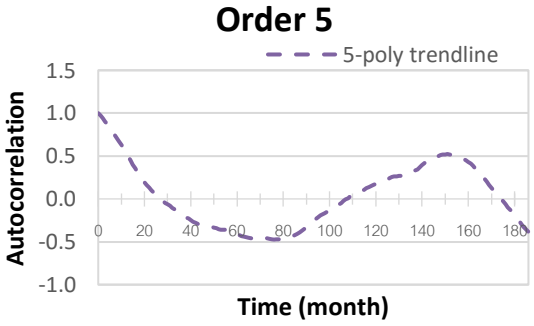

รูปที่ ง.1 การทำอัตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

Sinusoidal residual (CT22/3)

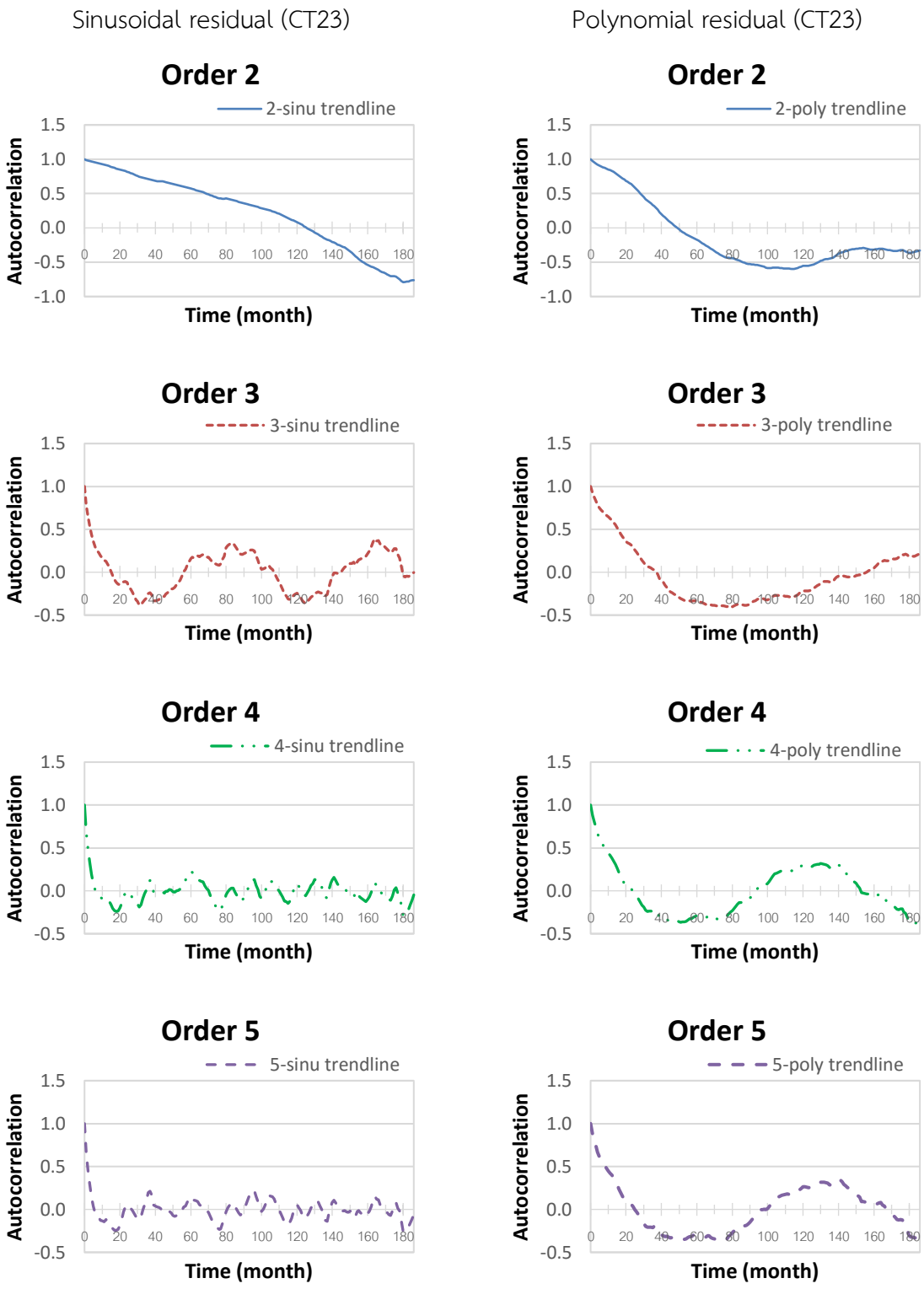


Polynomial residual (CT22/3)

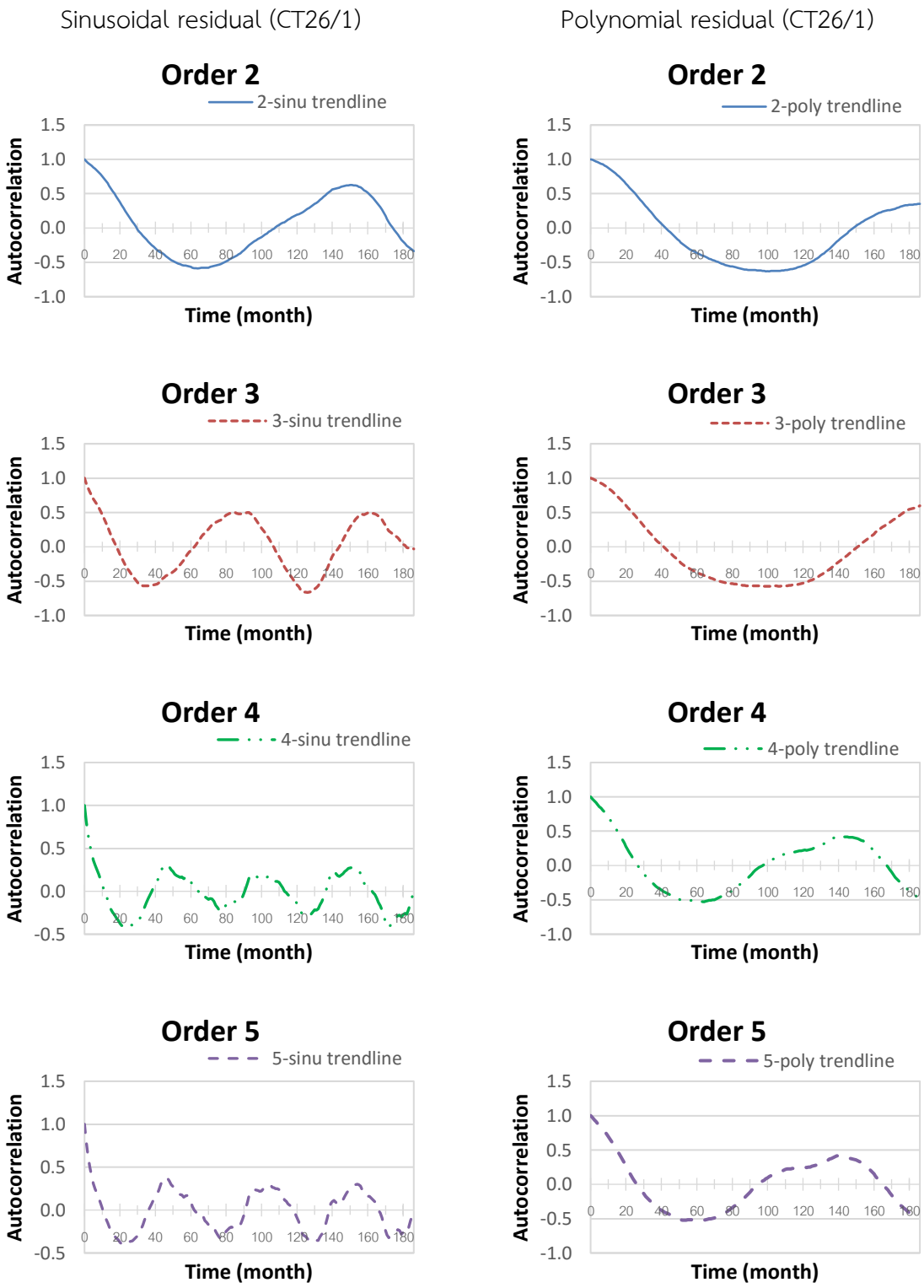




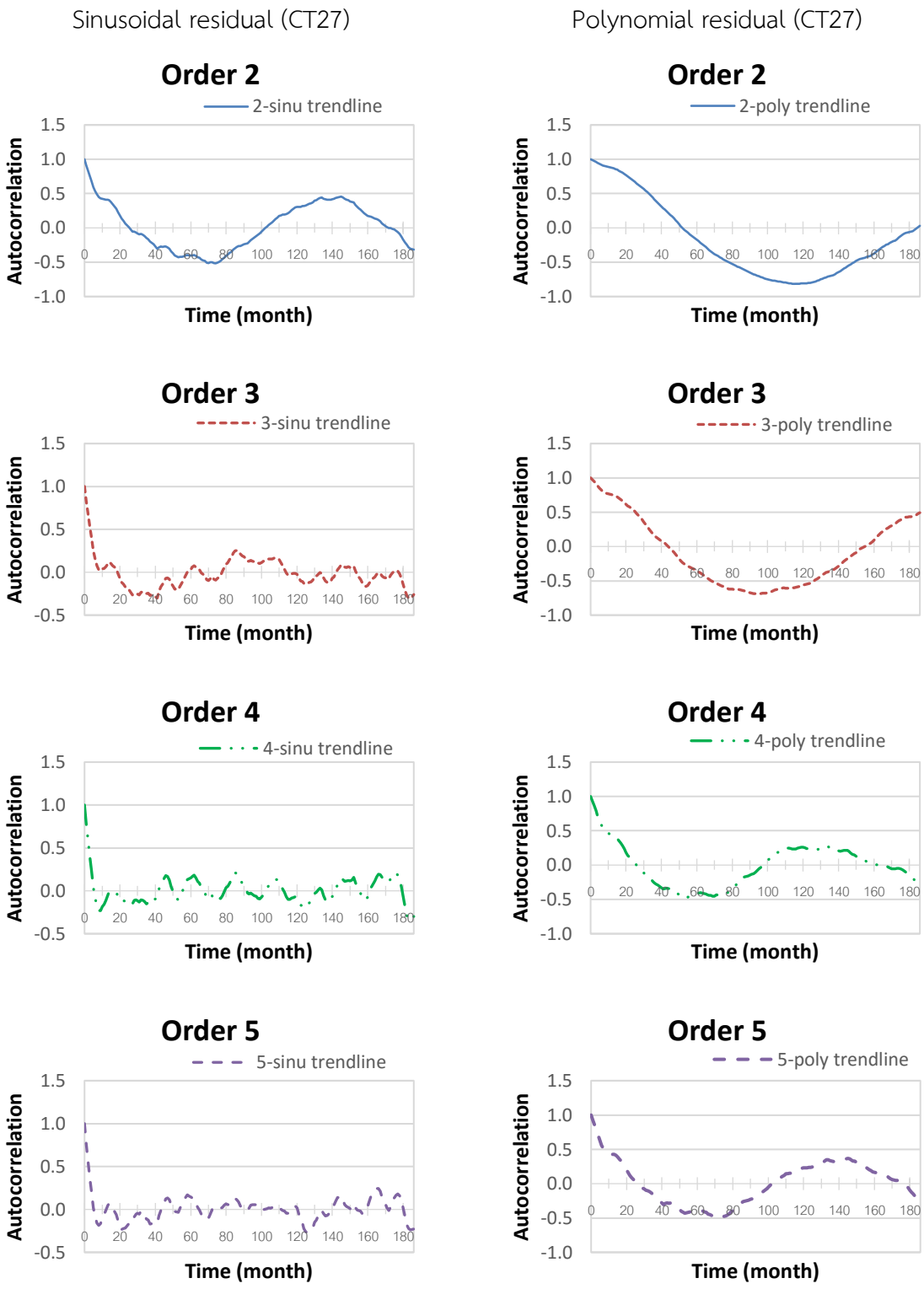

รูปที่ ง.1 การทำอัตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)



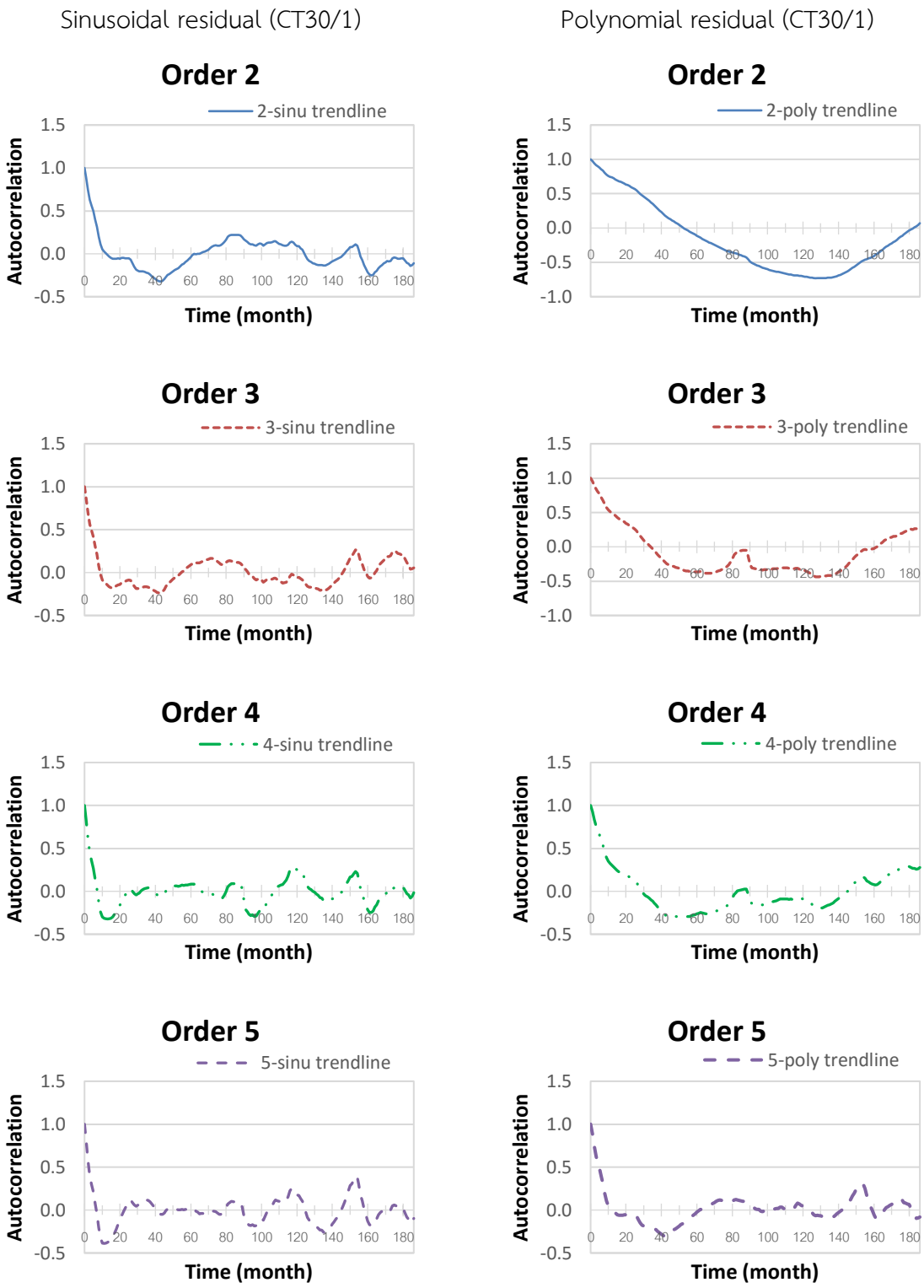

รูปที่ ง.1 การทำอัตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)



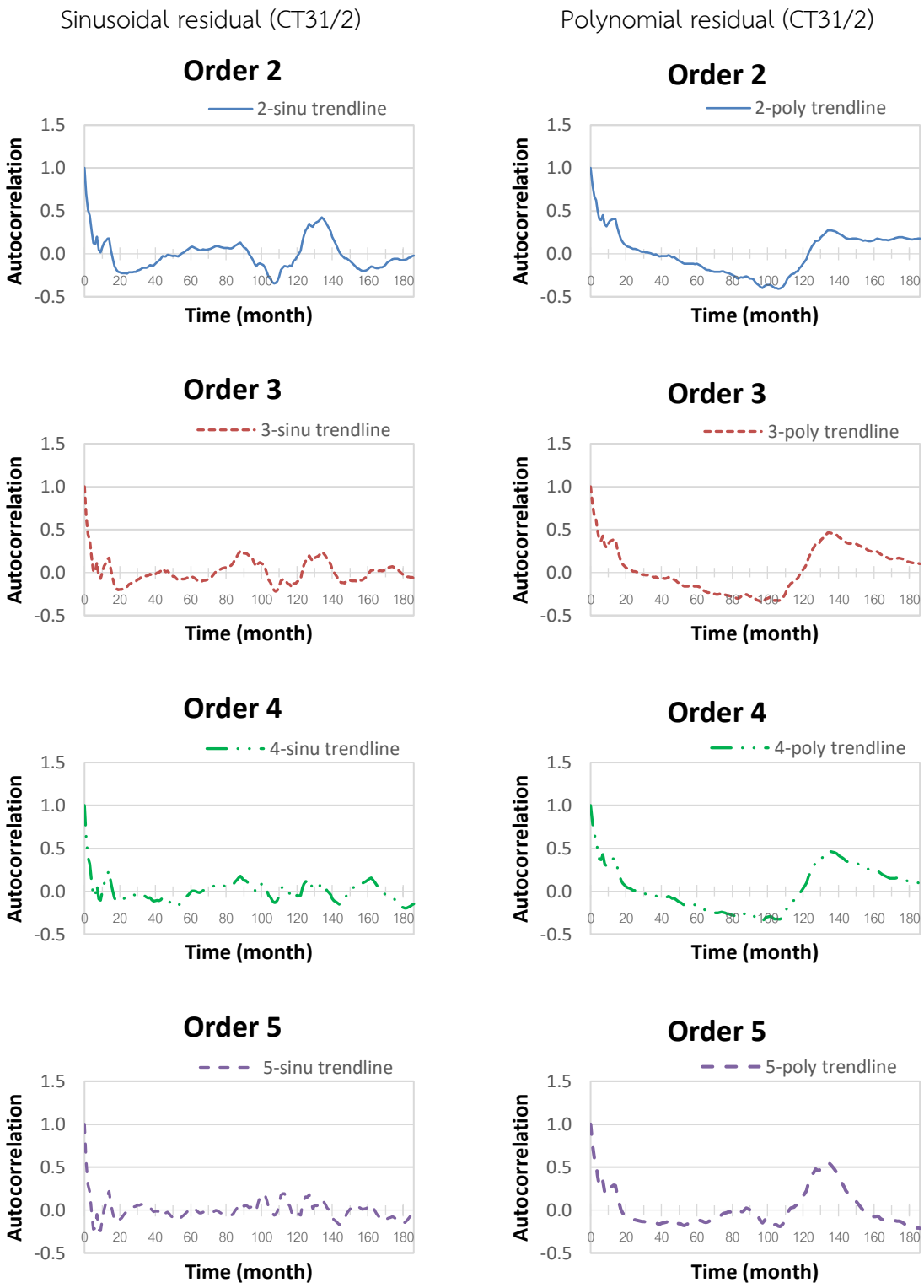

รูปที่ ง.1 การทำอัตตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)



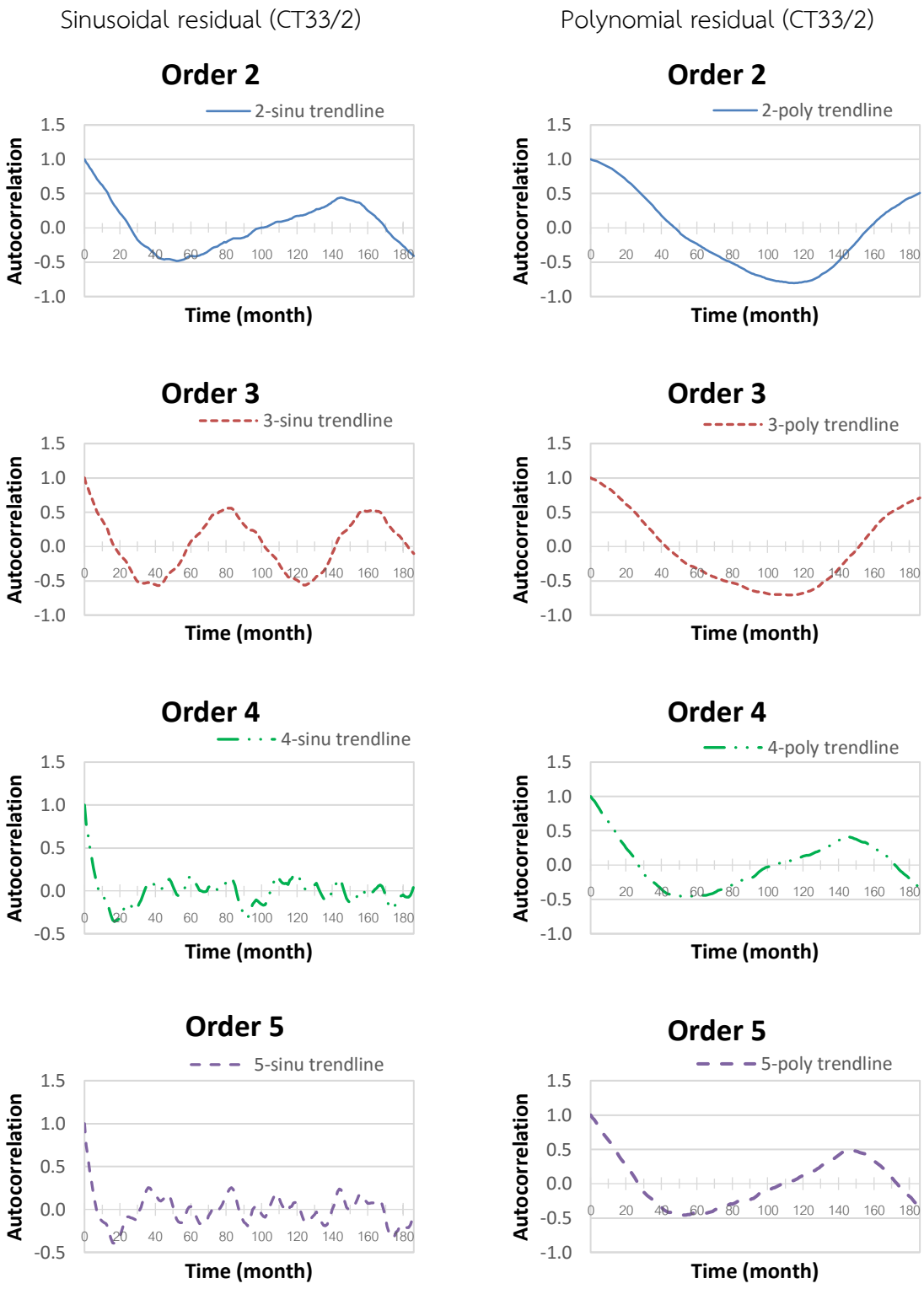

รูปที่ ง.1 การทำอัตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)



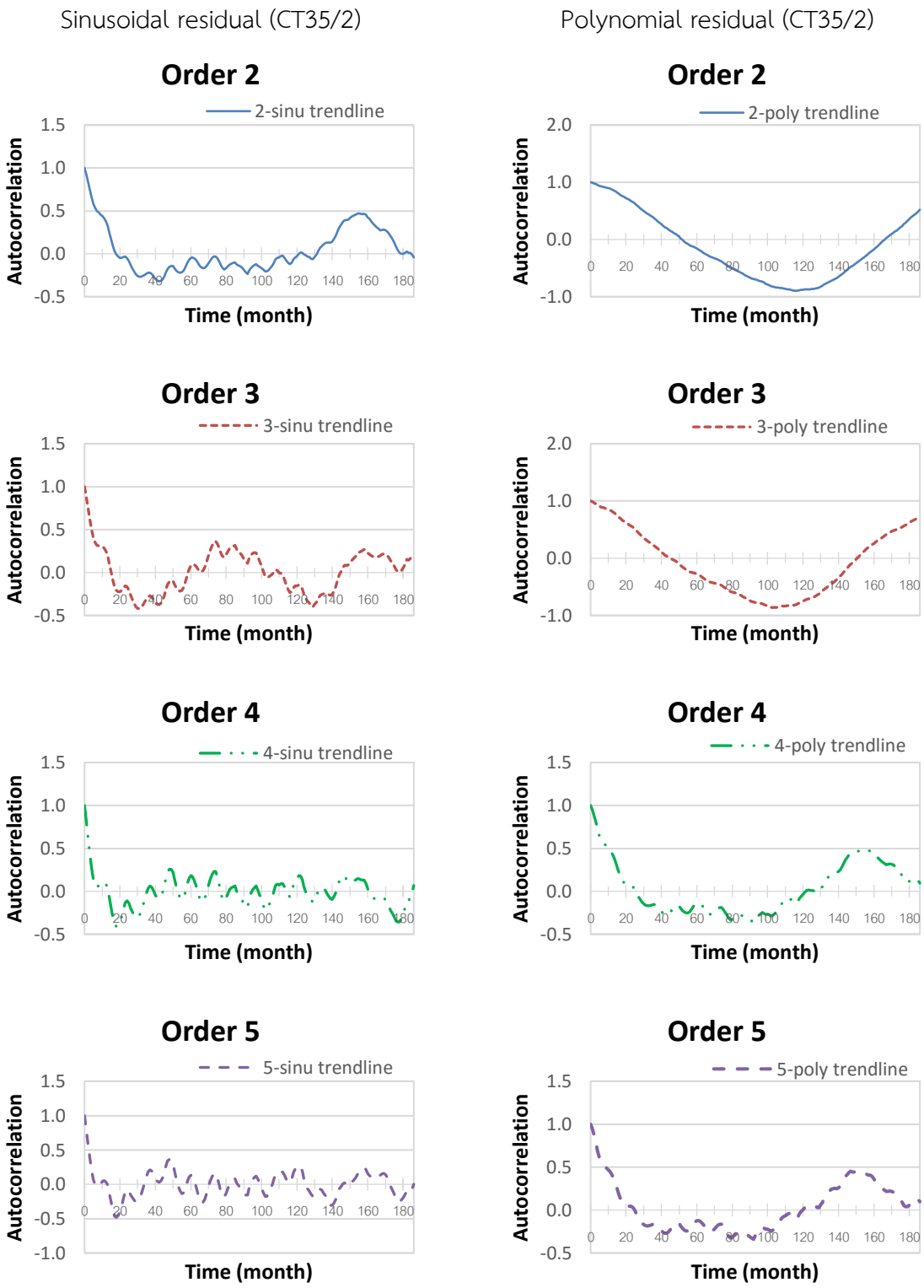

รูปที่ ง.1 การทำอัตตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)



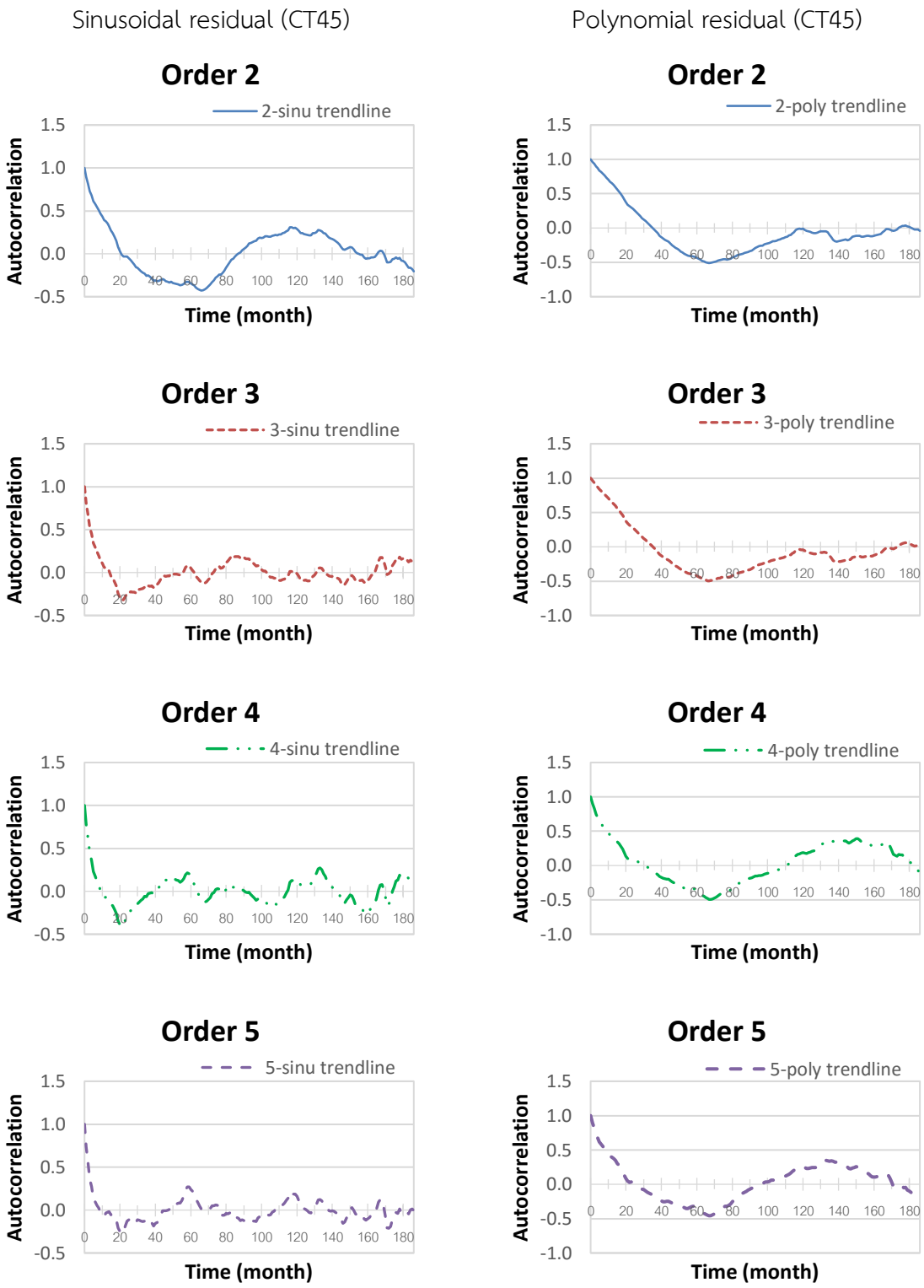

รูปที่ ง.1 การทำอัตตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)



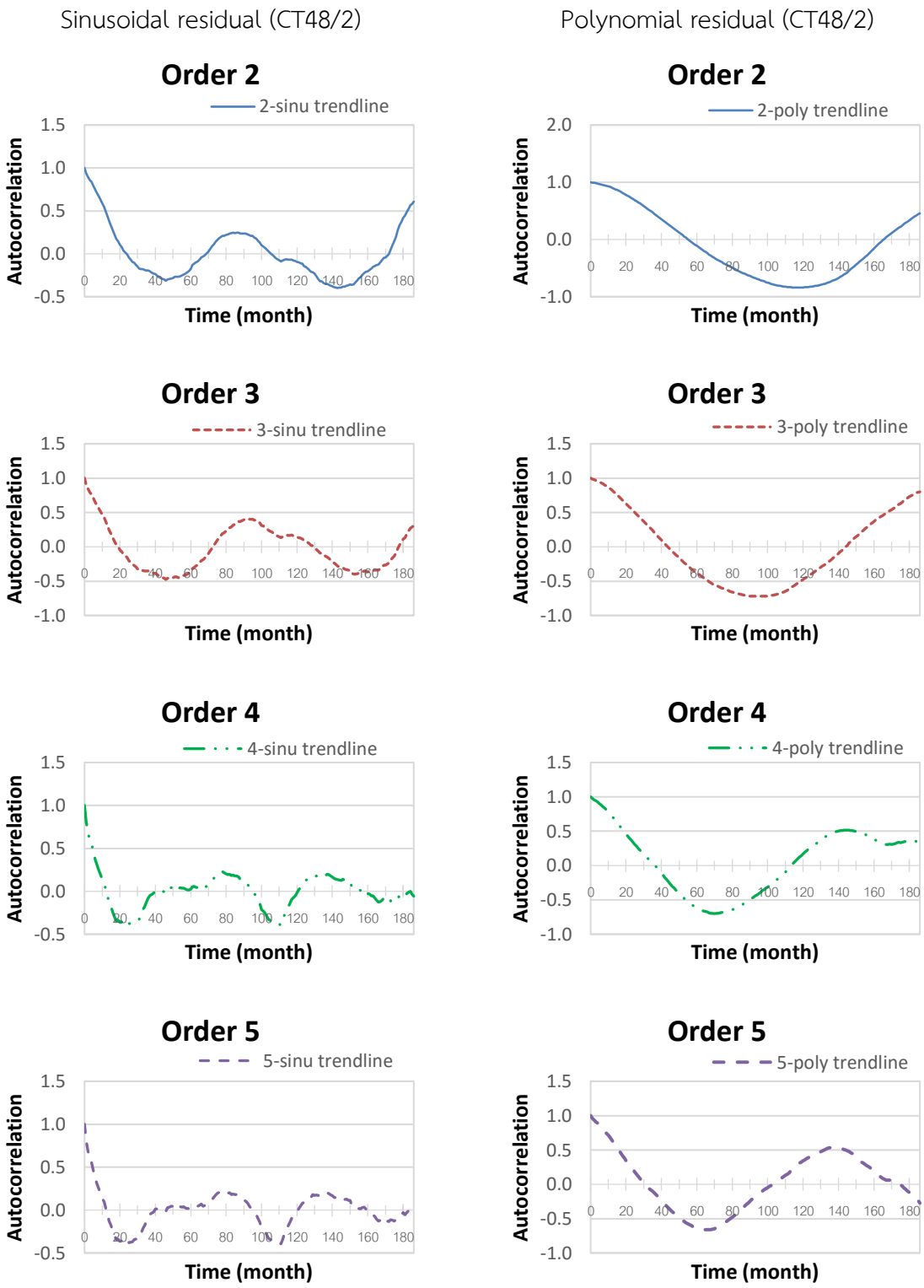

รูปที่ ง.1 การทำอัตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)




รูปที่ ง.1 การทำอัตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

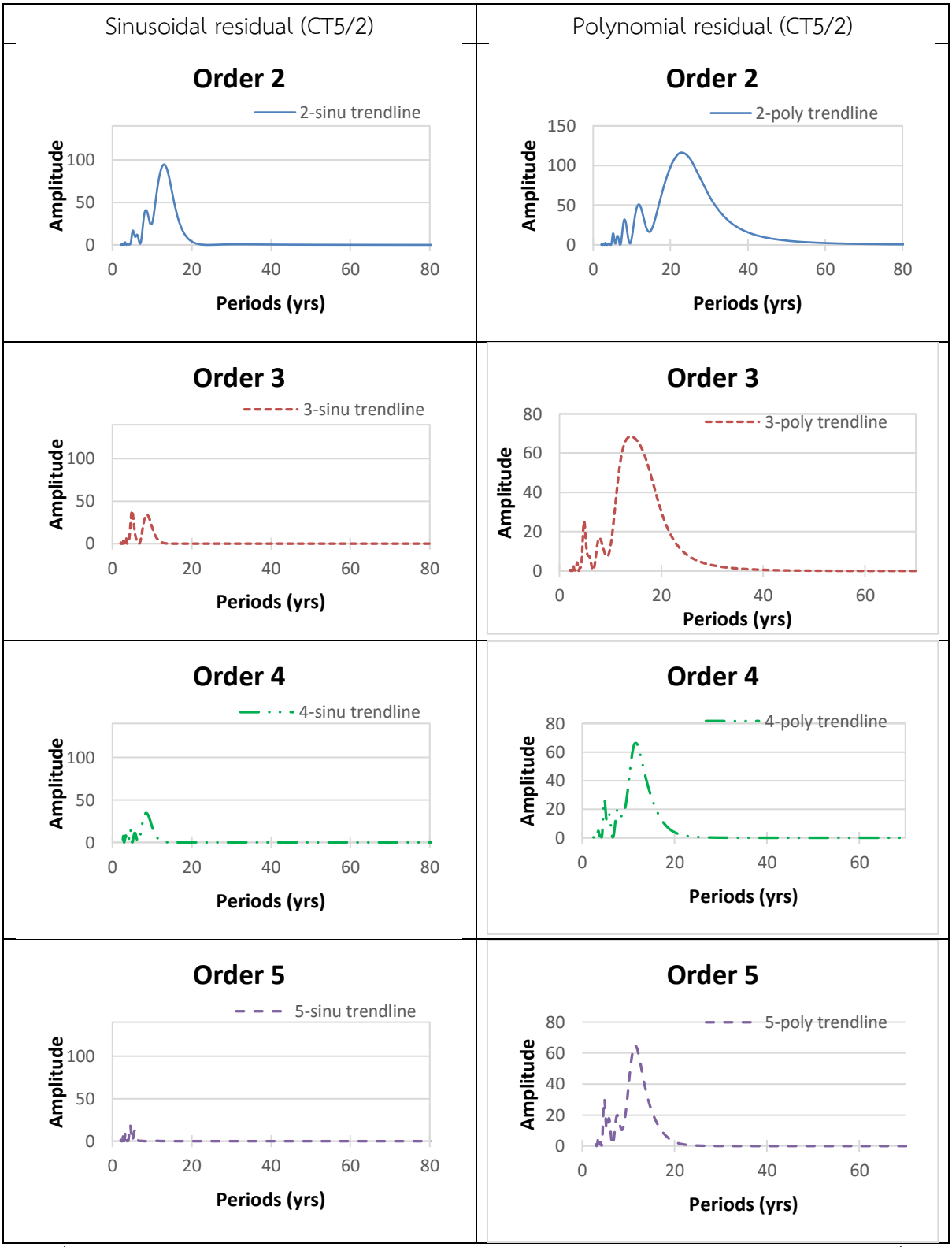



รูปที่ ง.1 การทำอัตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

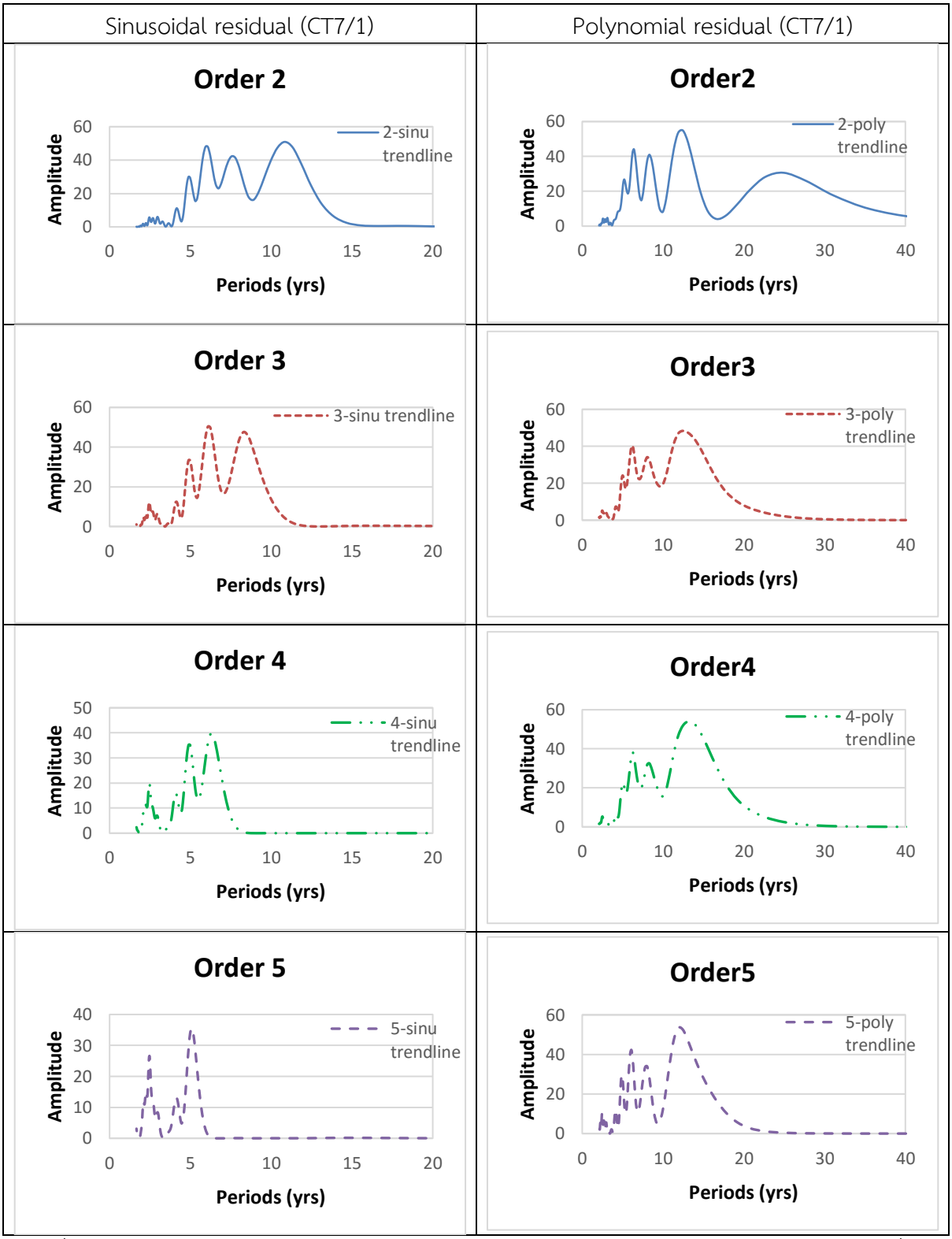



รูปที่ ง.1 การทำอัตสัมพันธ์ข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มทั้งสองวิธีของสถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

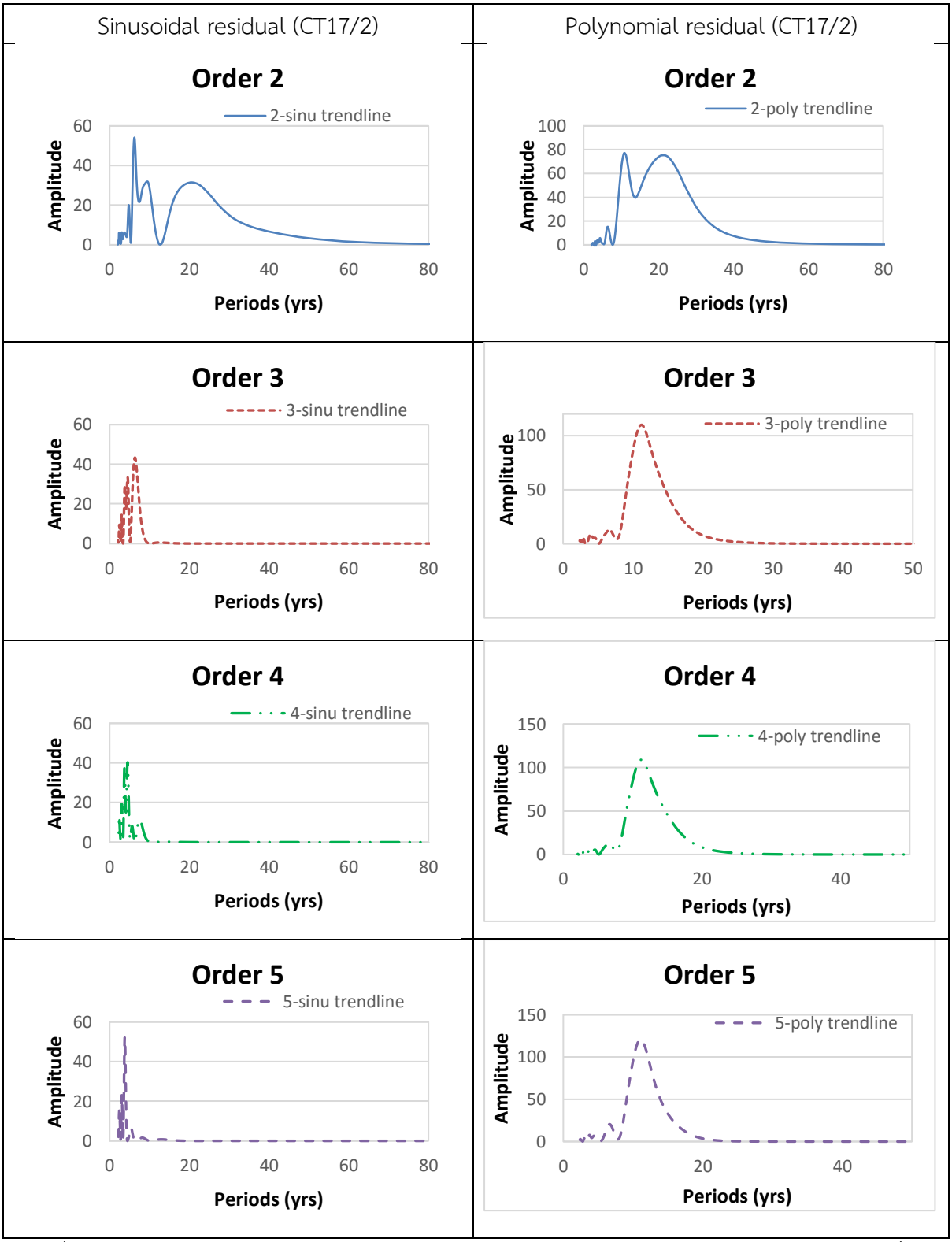
# ภาคผนวก จ



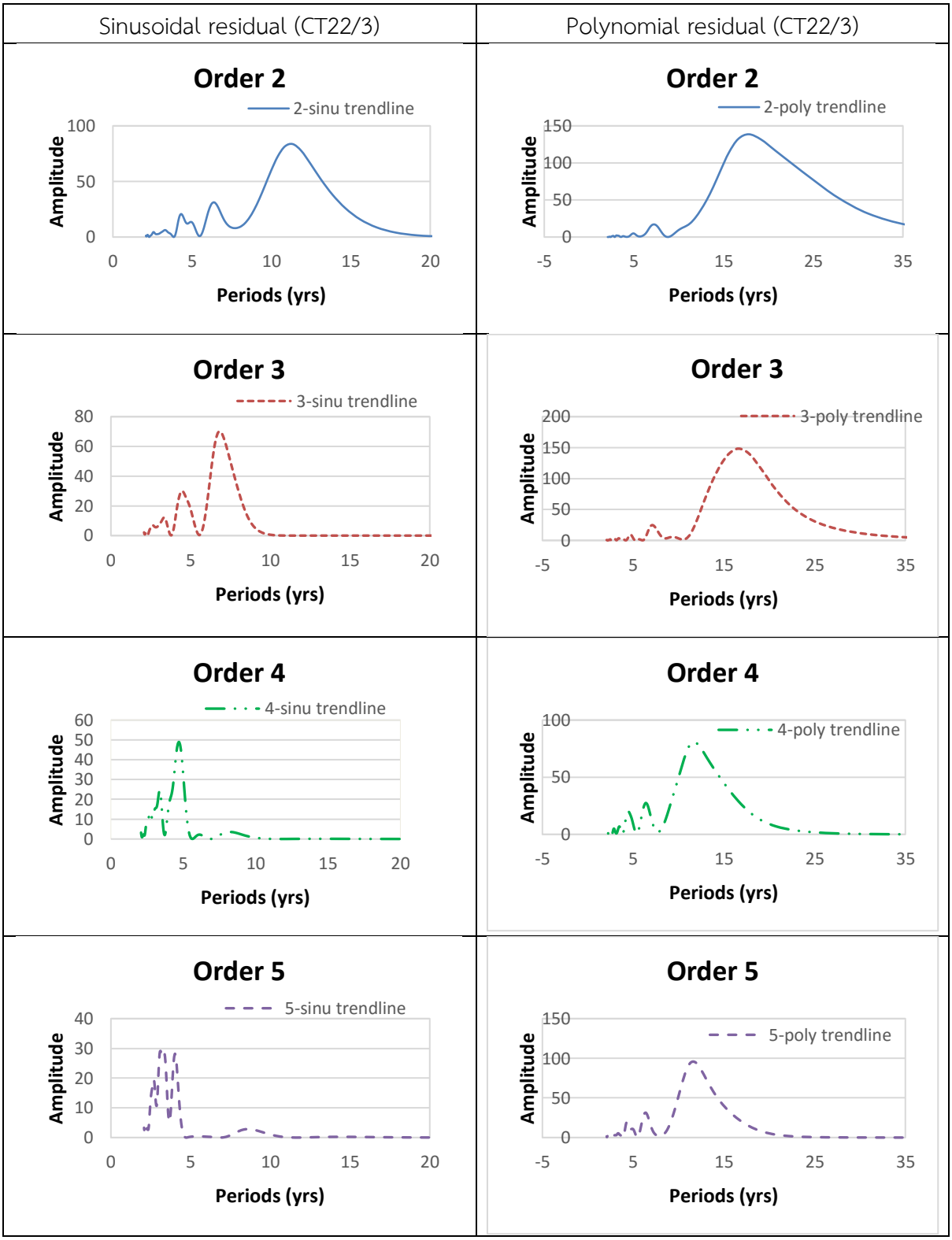

รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา



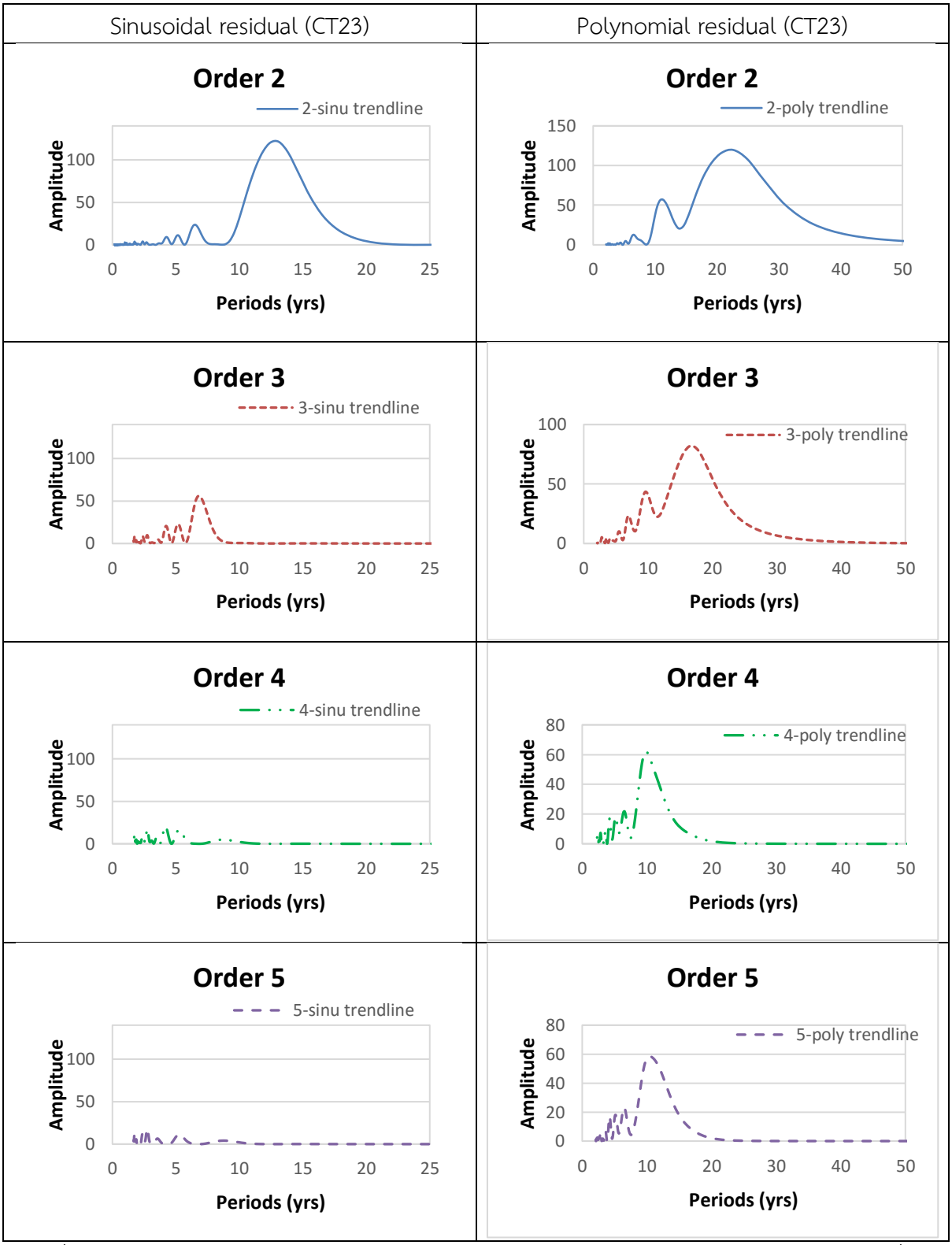

รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)



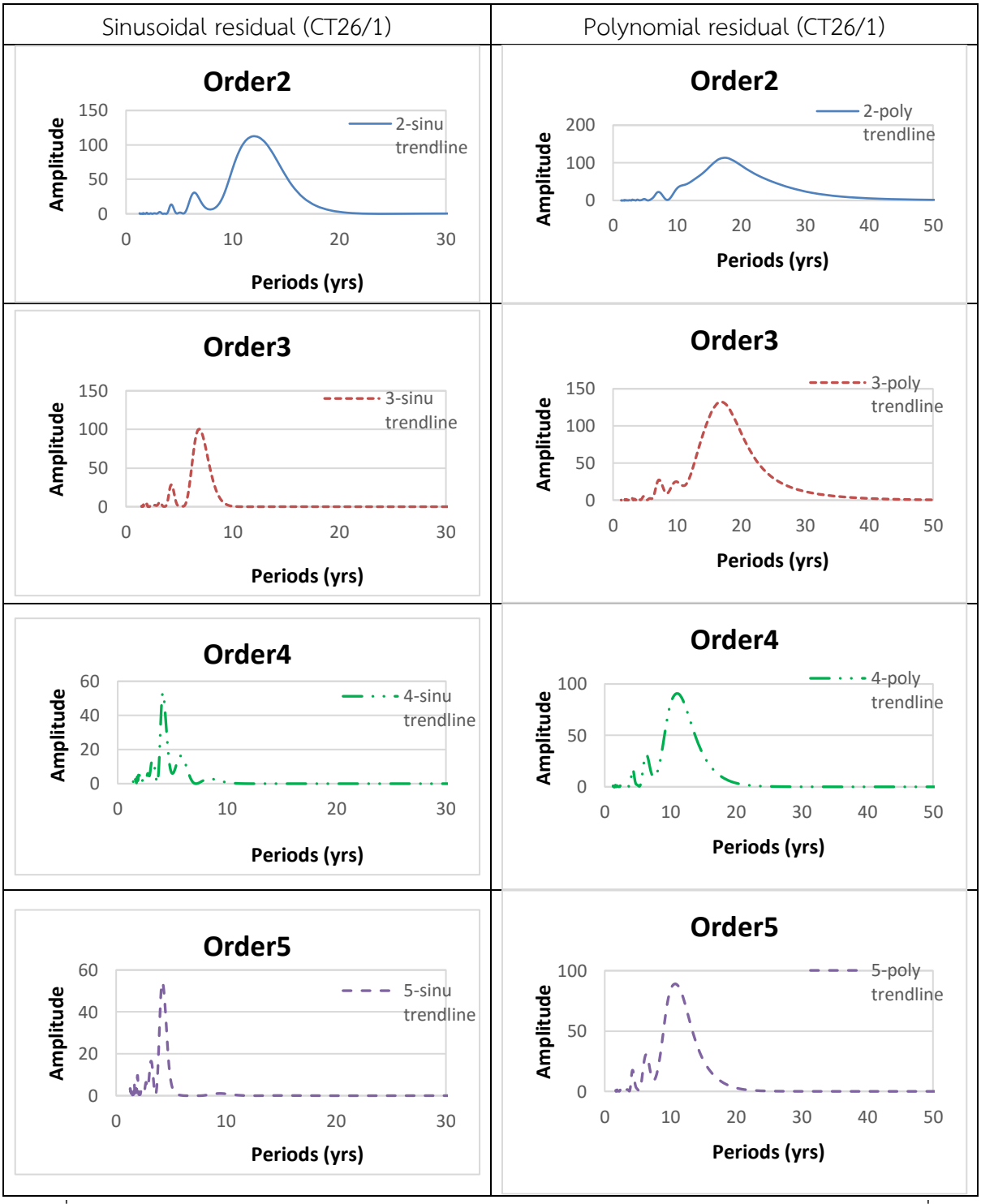

รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)



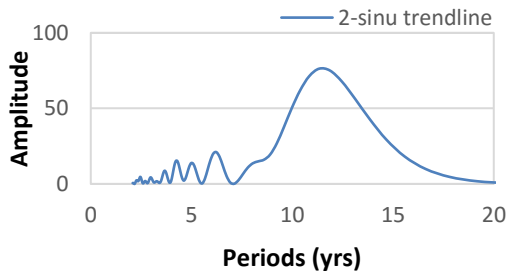
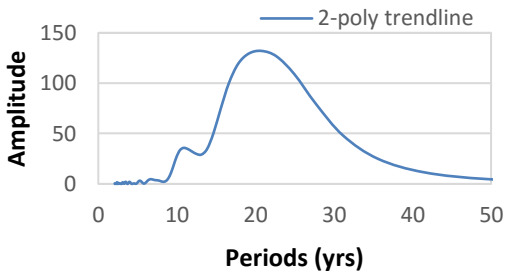
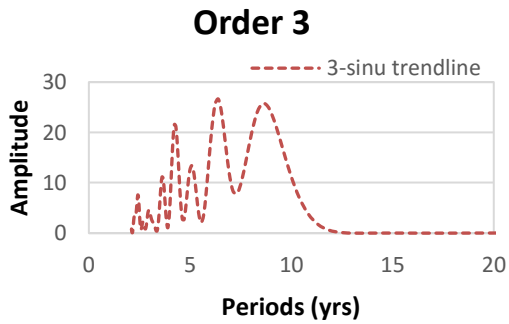
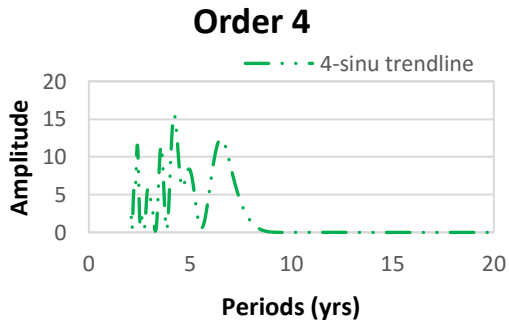
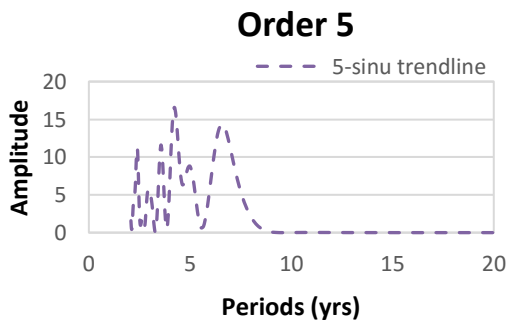
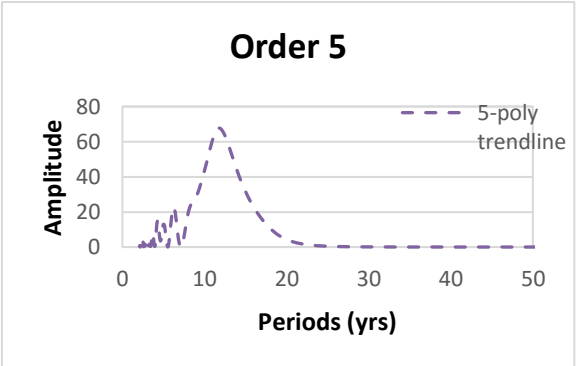

รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)



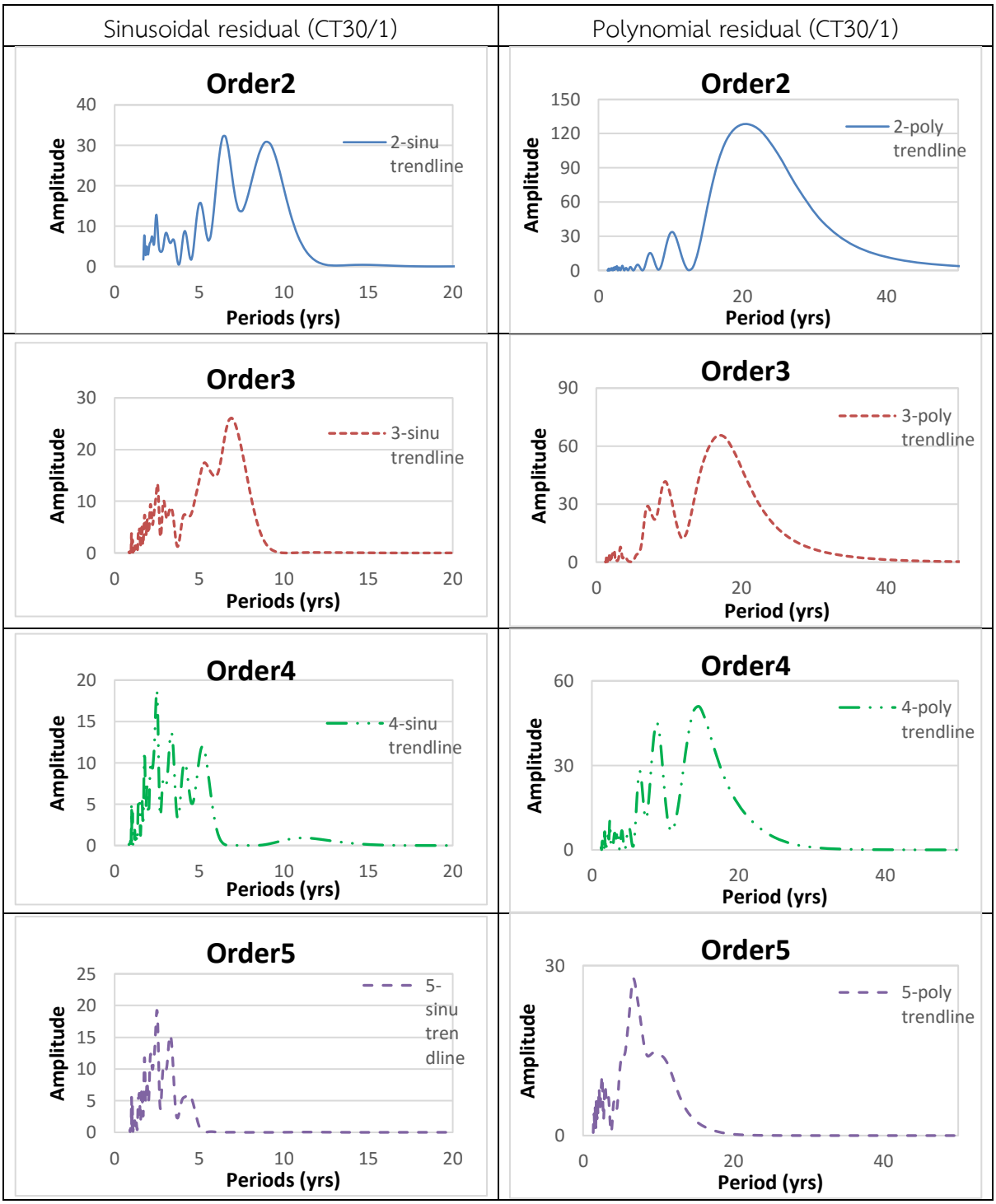

รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)



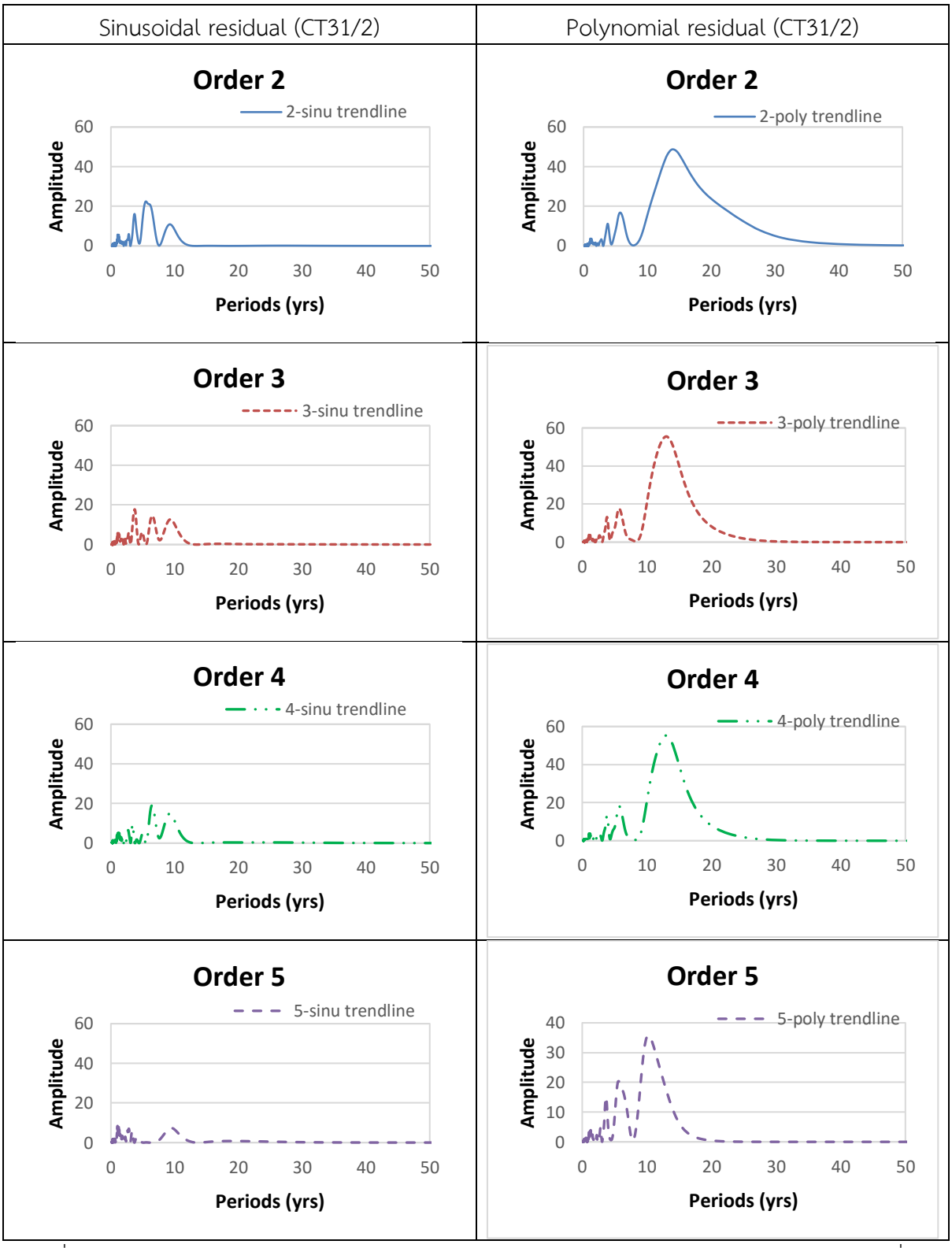

รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)

| Sinusoidal residual (CT27) | Polynomial residual (CT27) |
|---|---|
|  |  |
|  | |
|  | |
|  |  |

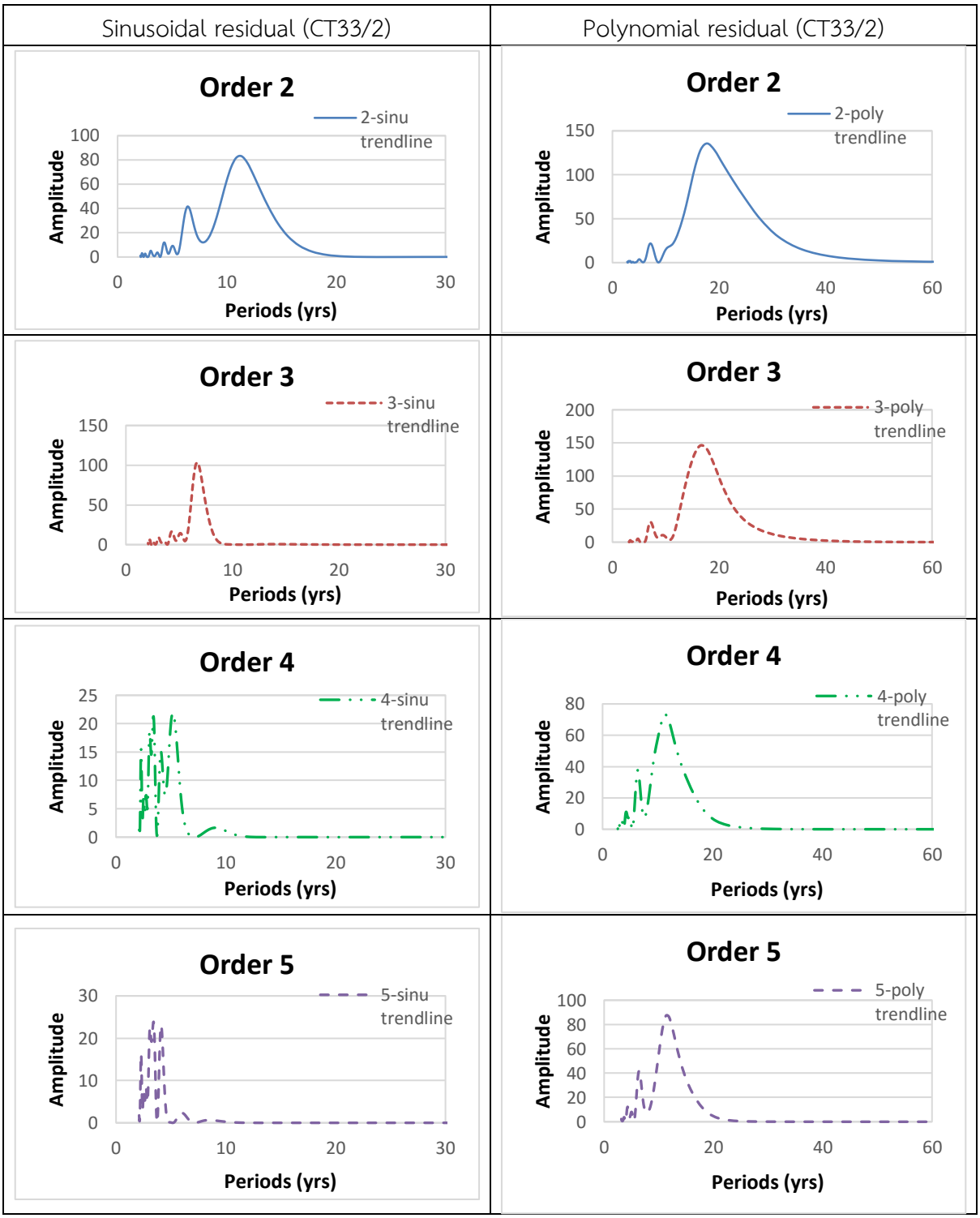
รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)



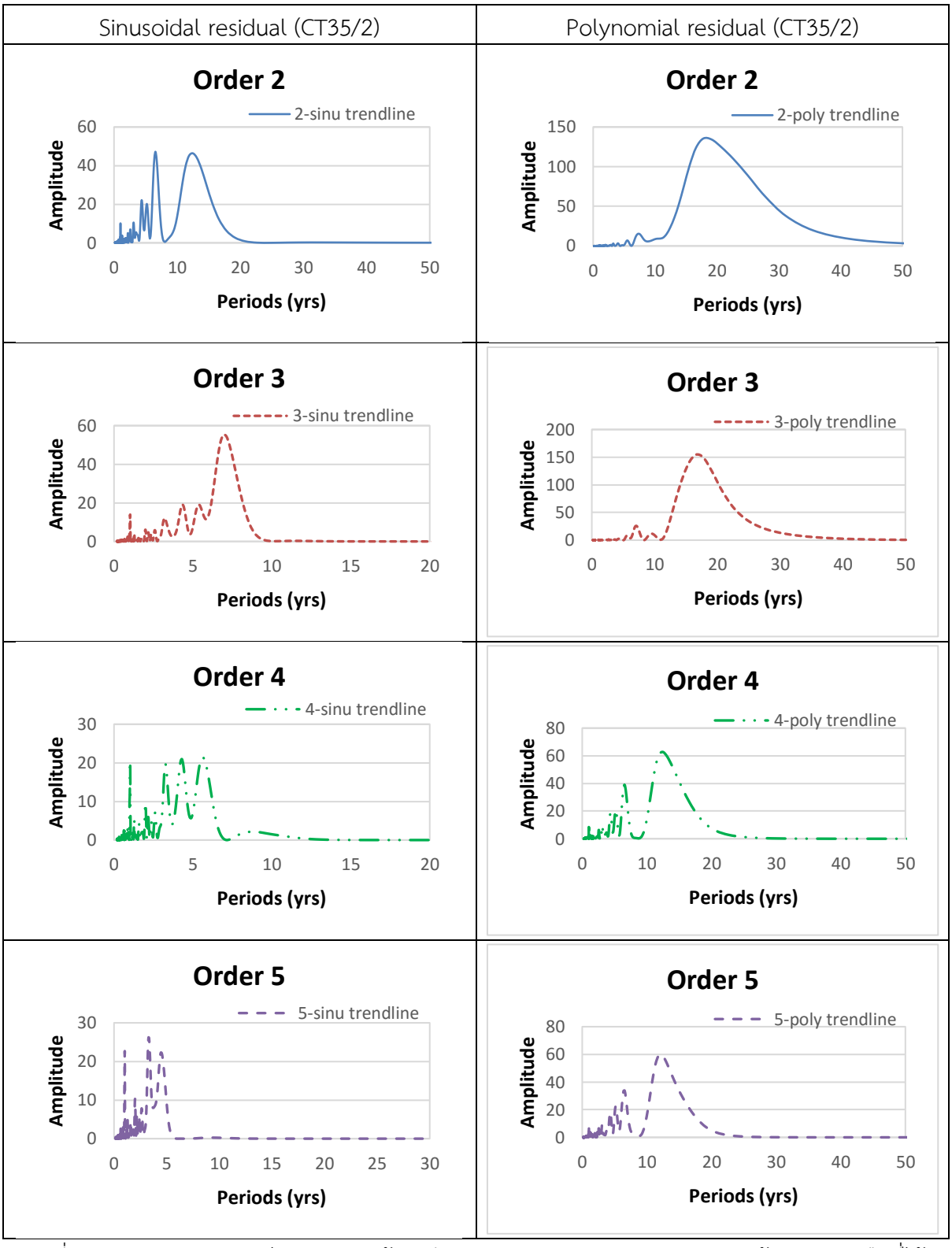

รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)



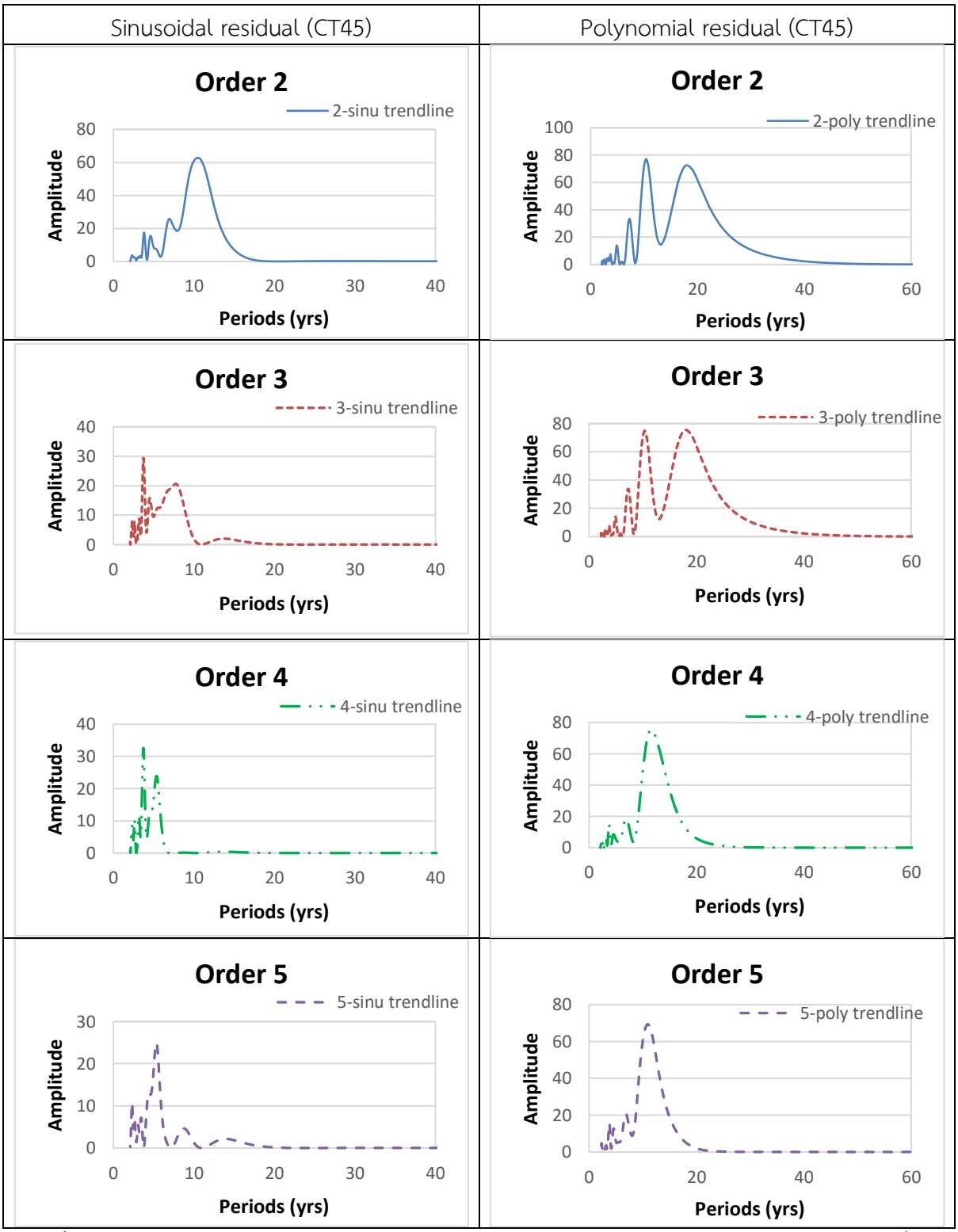

รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)



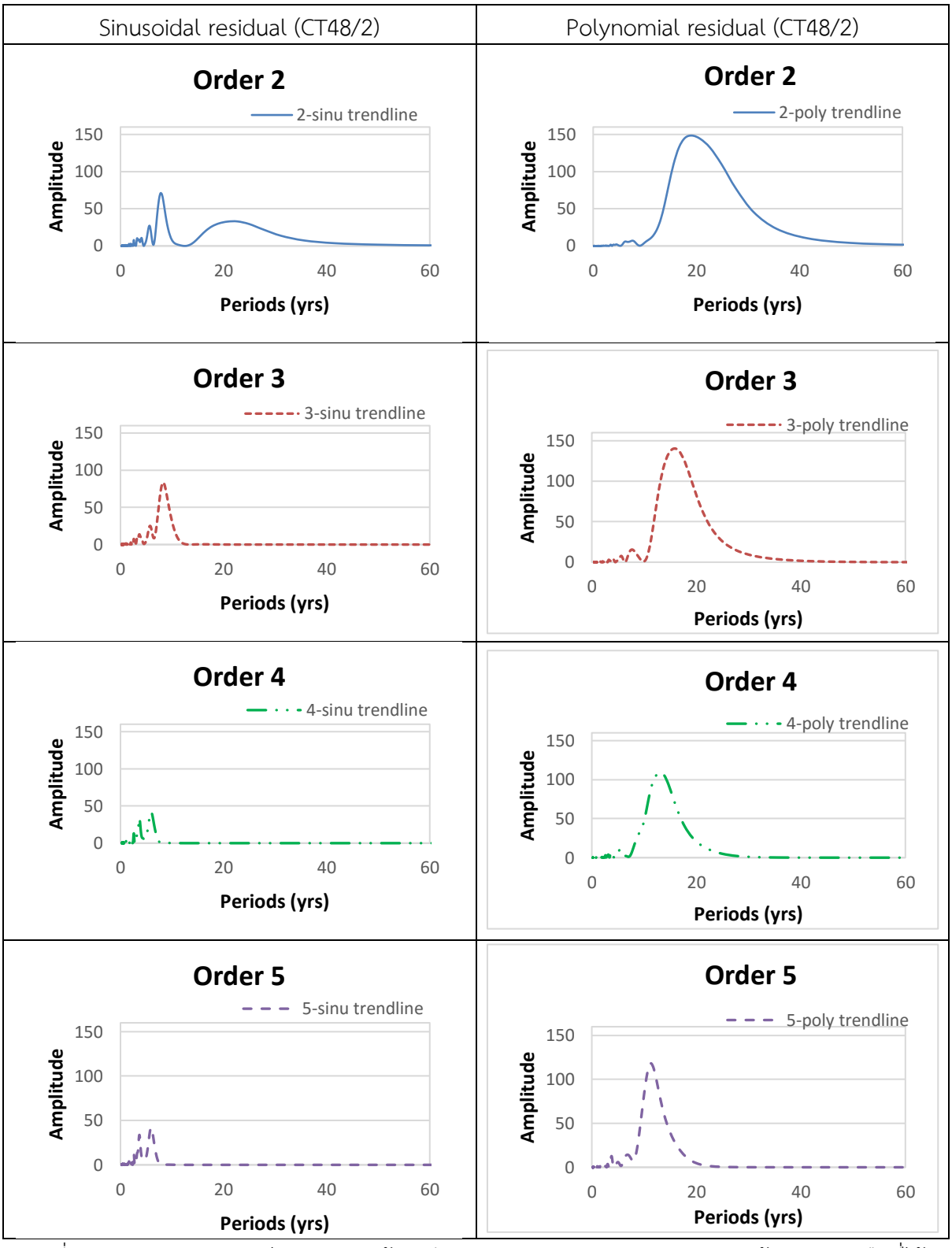

รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)




รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)



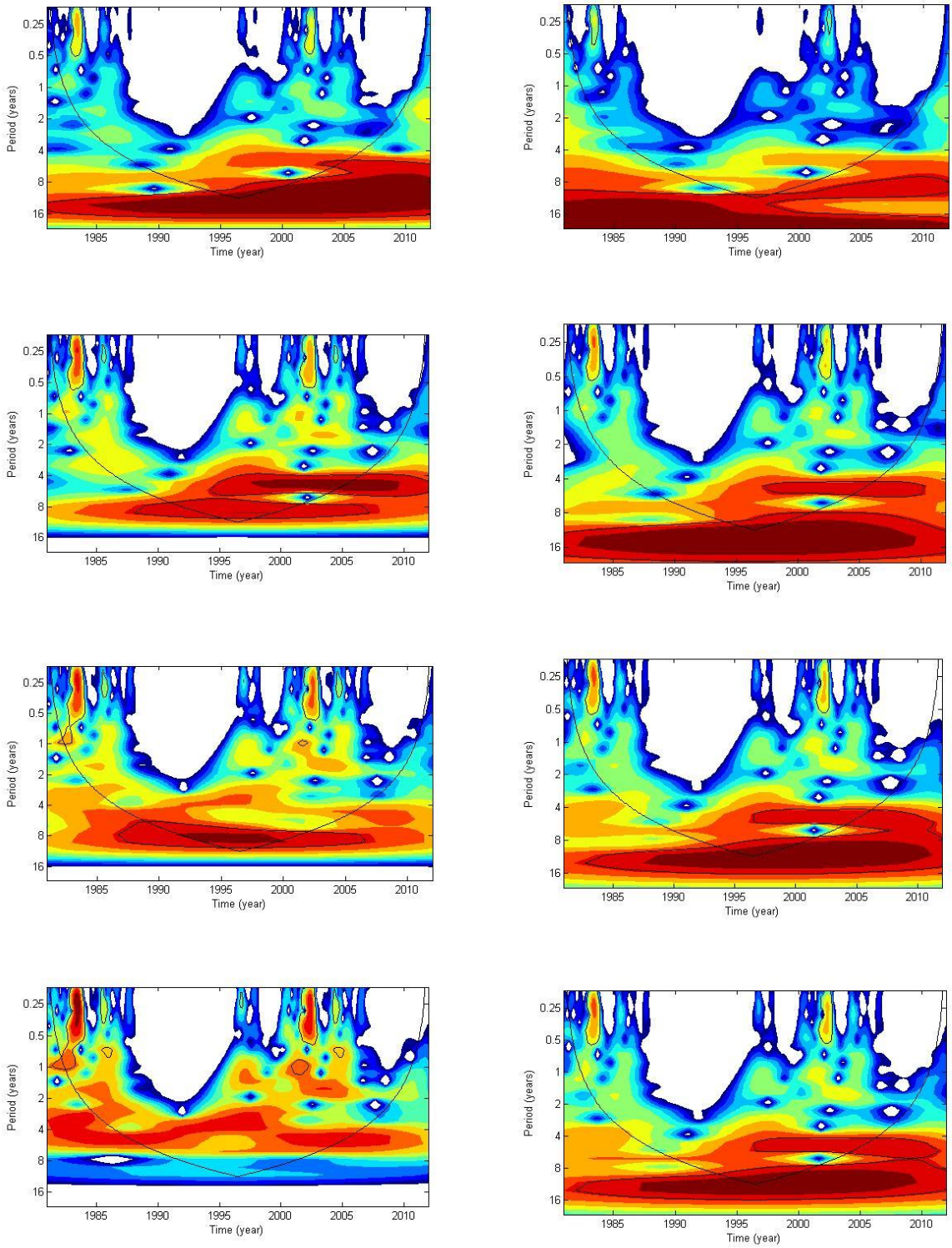

รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)




รูปที่ จ.1 แสดงการวิเคราะห์รอบการเกิดด้วยวิธีสเปคตรัล (Spectral Analysis) ของข้อมูลเศษเหลือที่ได้จากการแยกแนวโน้มด้วยสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลีโนเมียลที่ออร์เดอร์ 2 – 5 ของสถานีศึกษา (ต่อ)

# ภาคผนวก ฉ

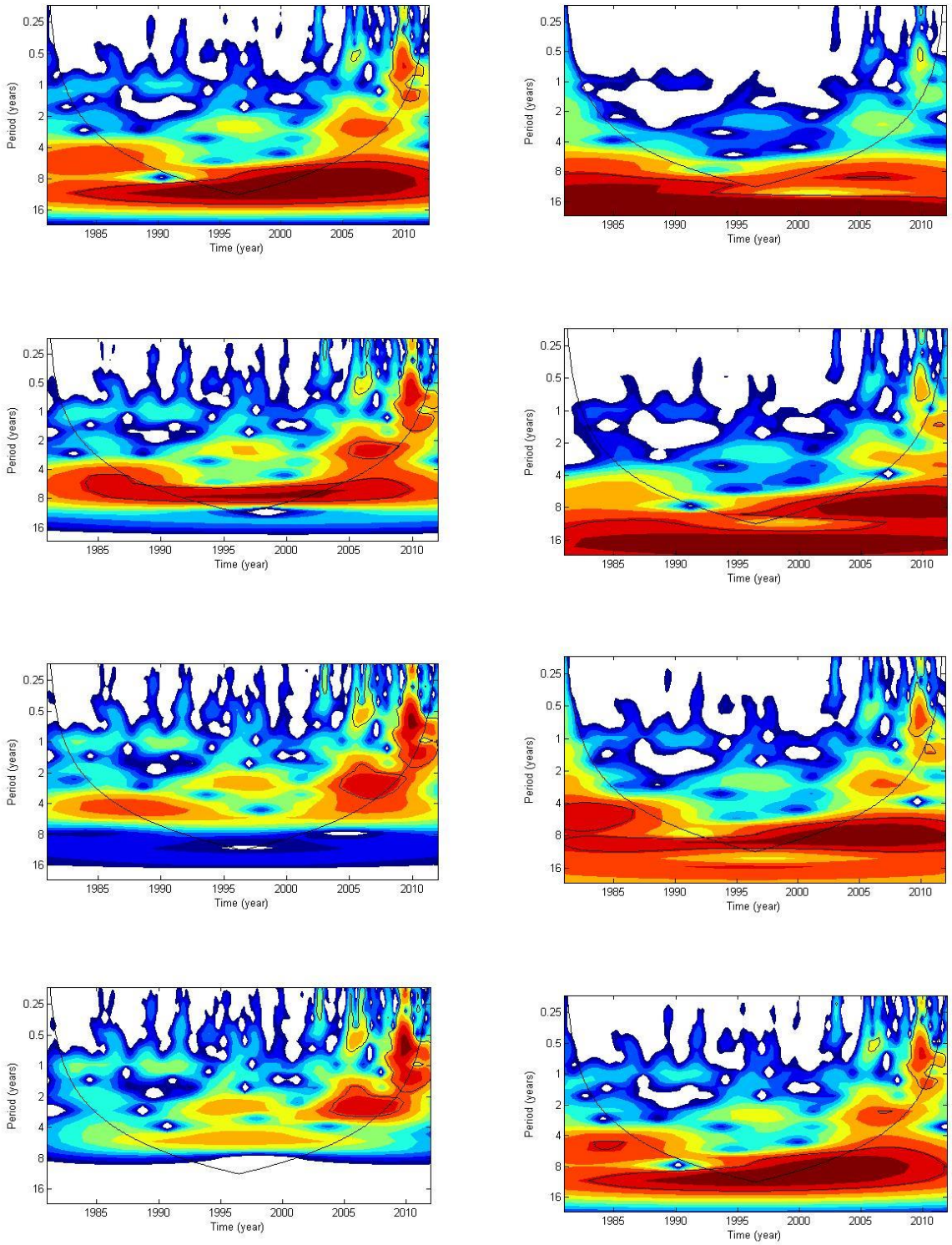
Sinusoidal residual (CT5/2) Polynomial residual (CT5/2)




รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ

Sinusoidal residual (CT7/1)

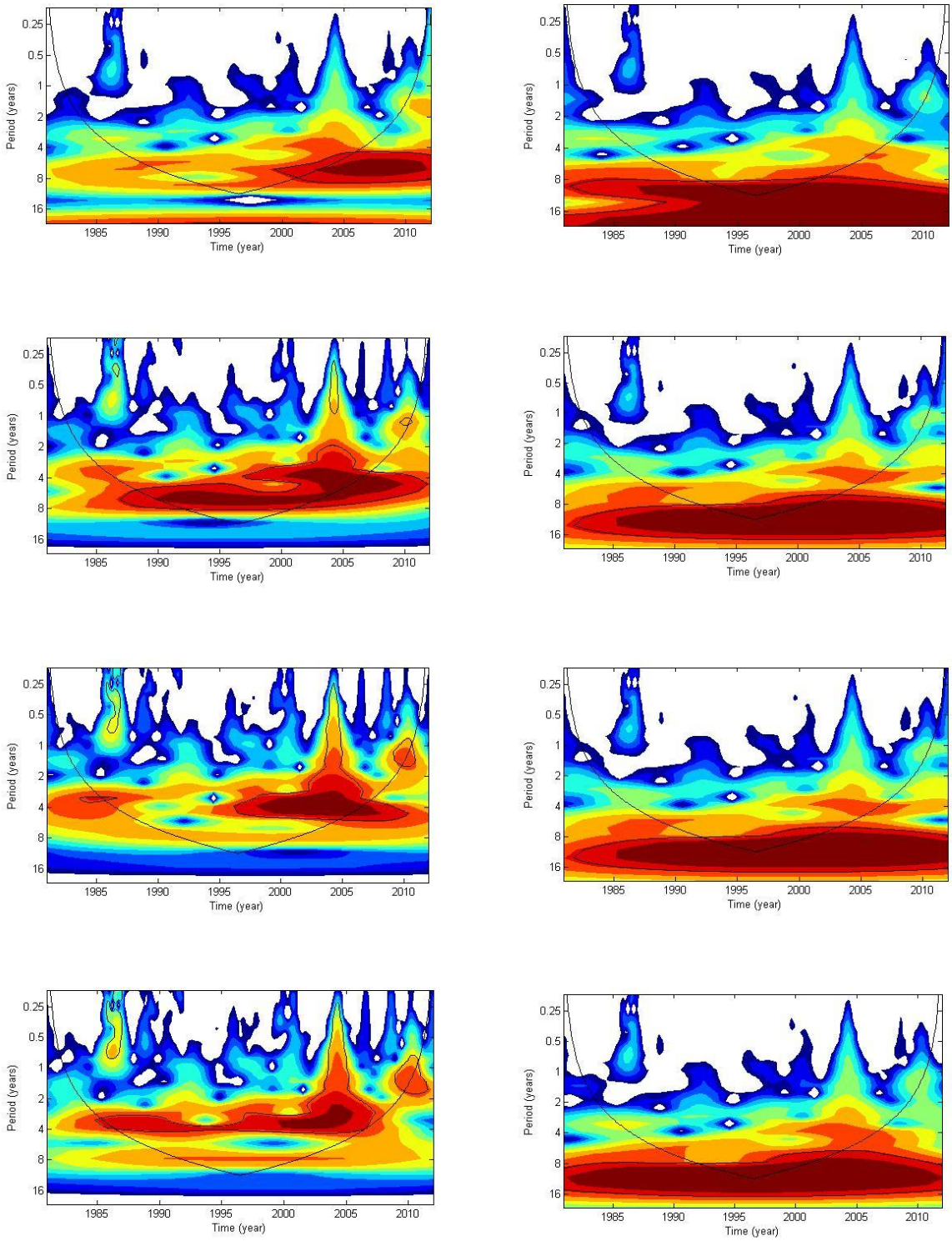
Polynomial residual (CT7/1)




รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

Sinusoidal residual (CT17/2)

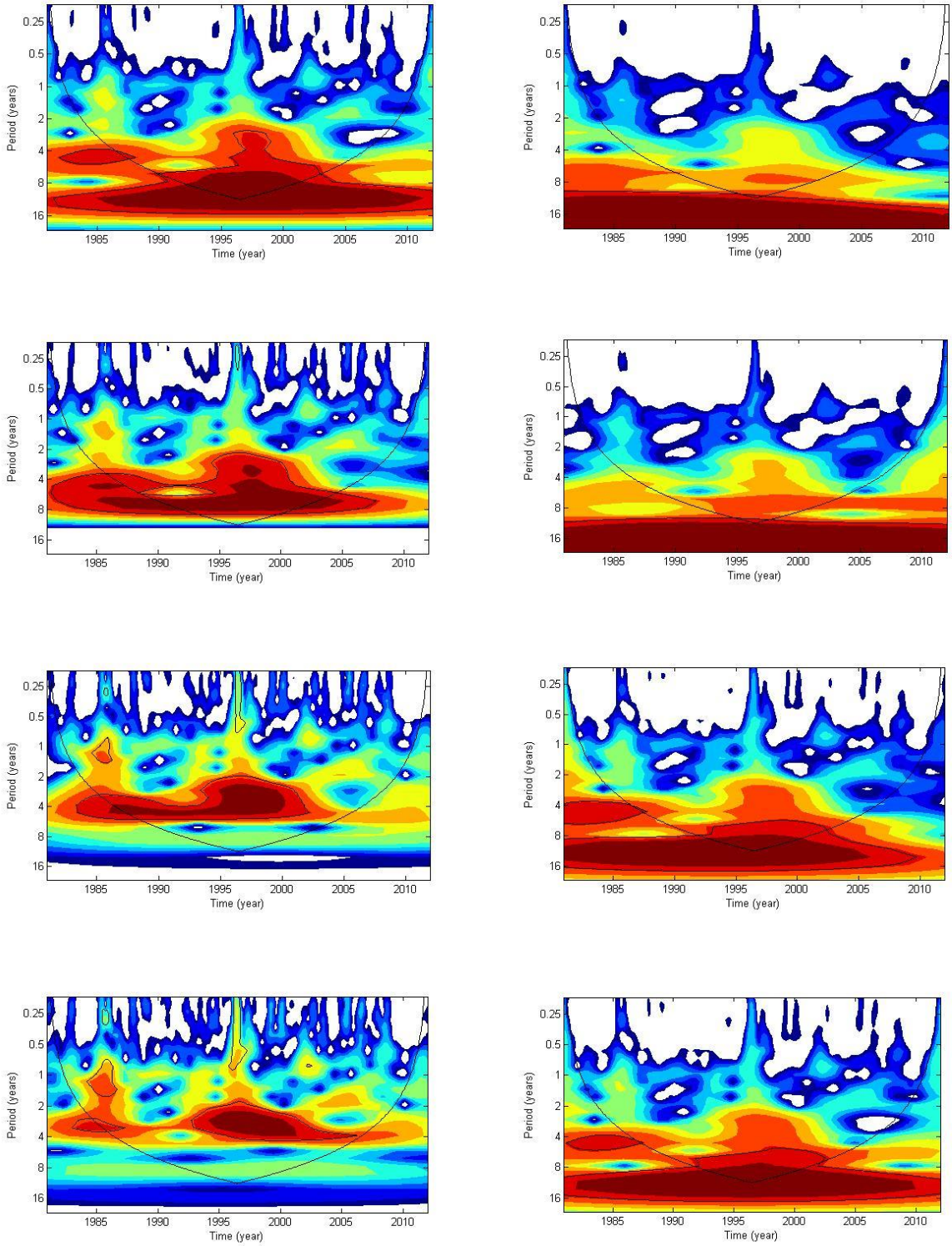
Polynomial residual (CT17/2)




รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

Sinusoidal residual (CT22/3)

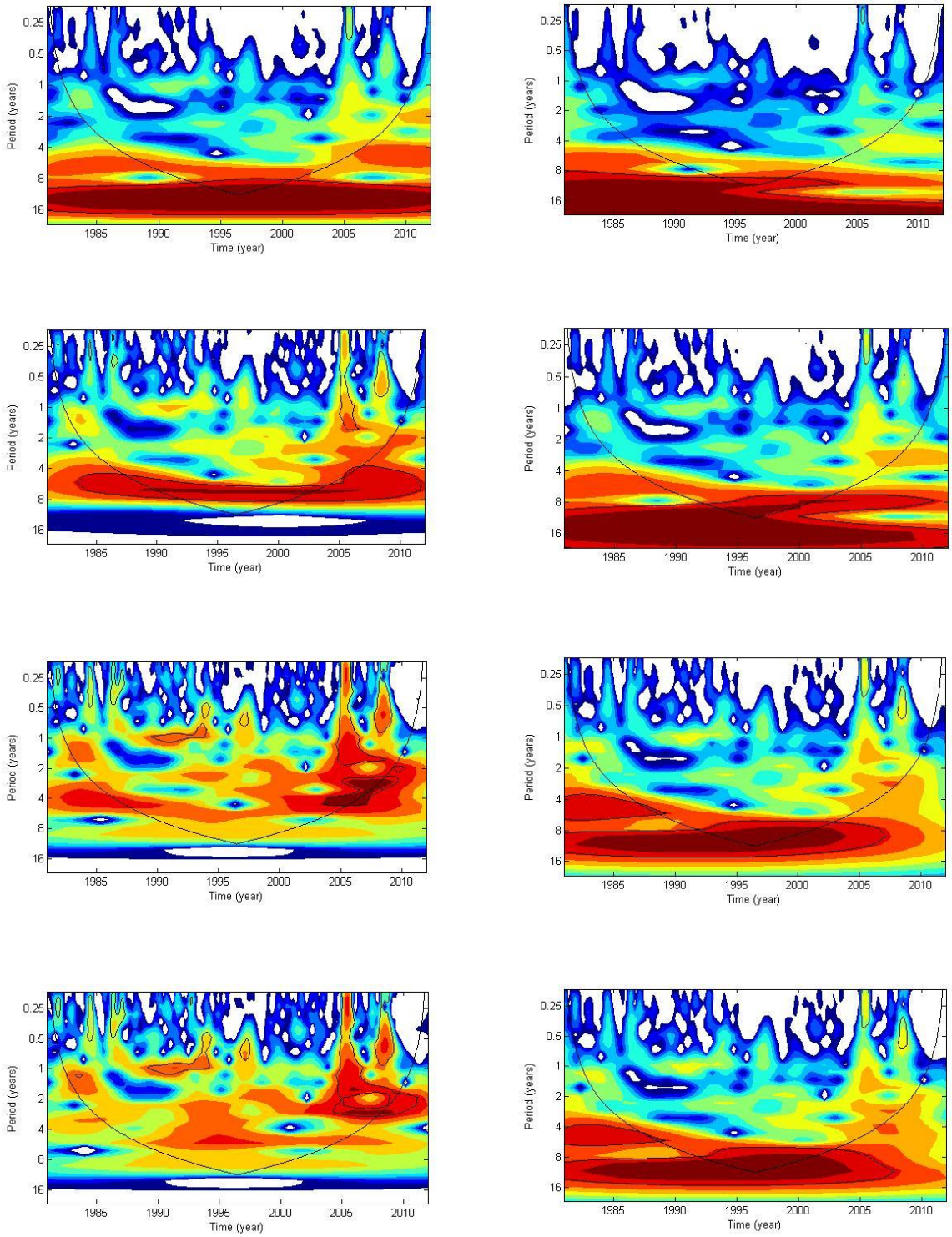
Polynomial residual (CT22/3)




รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

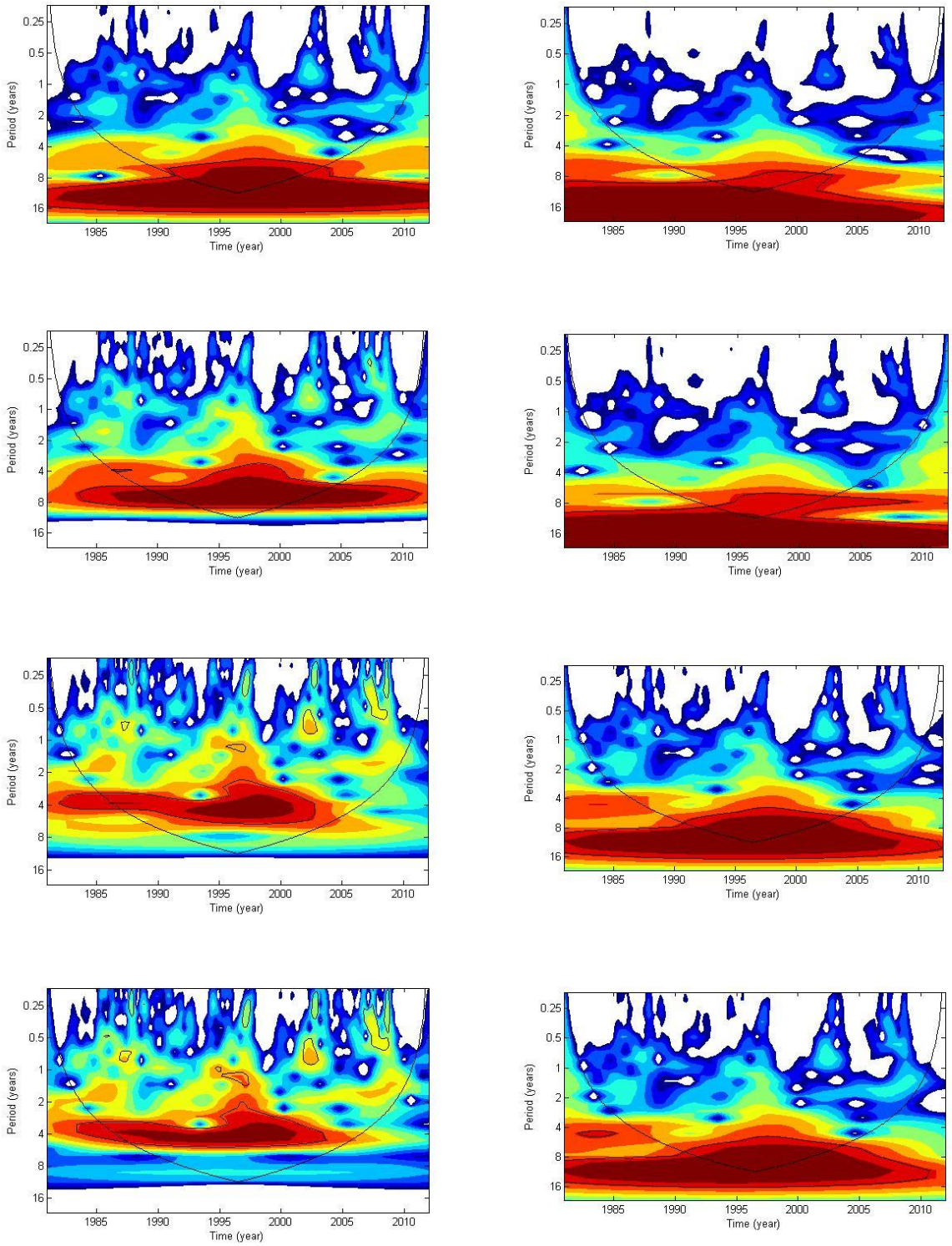
Sinusoidal residual (CT23)

Polynomial residual (CT23)




รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

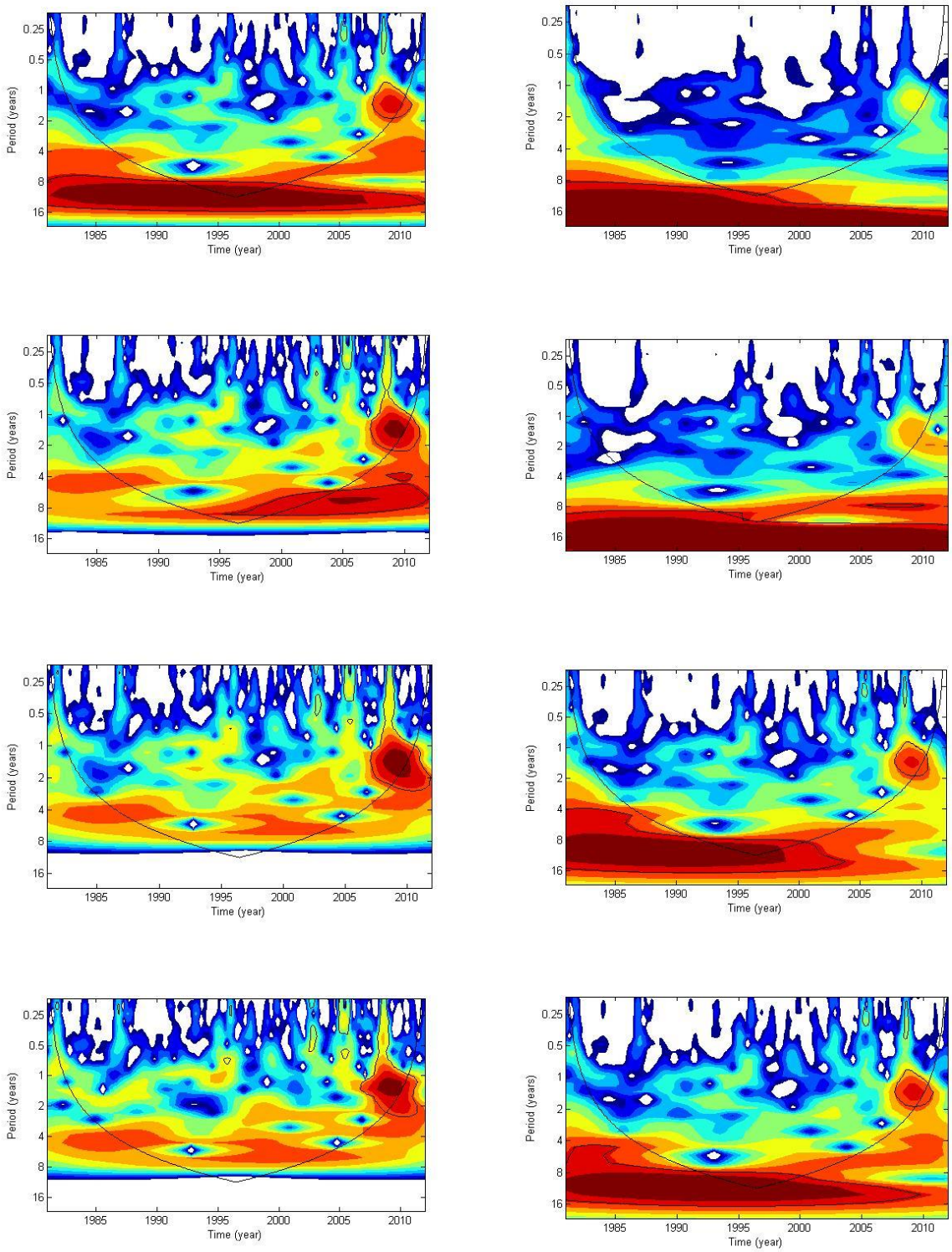
Sinusoidal residual (CT26/1) Polynomial residual (CT26/1)




รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

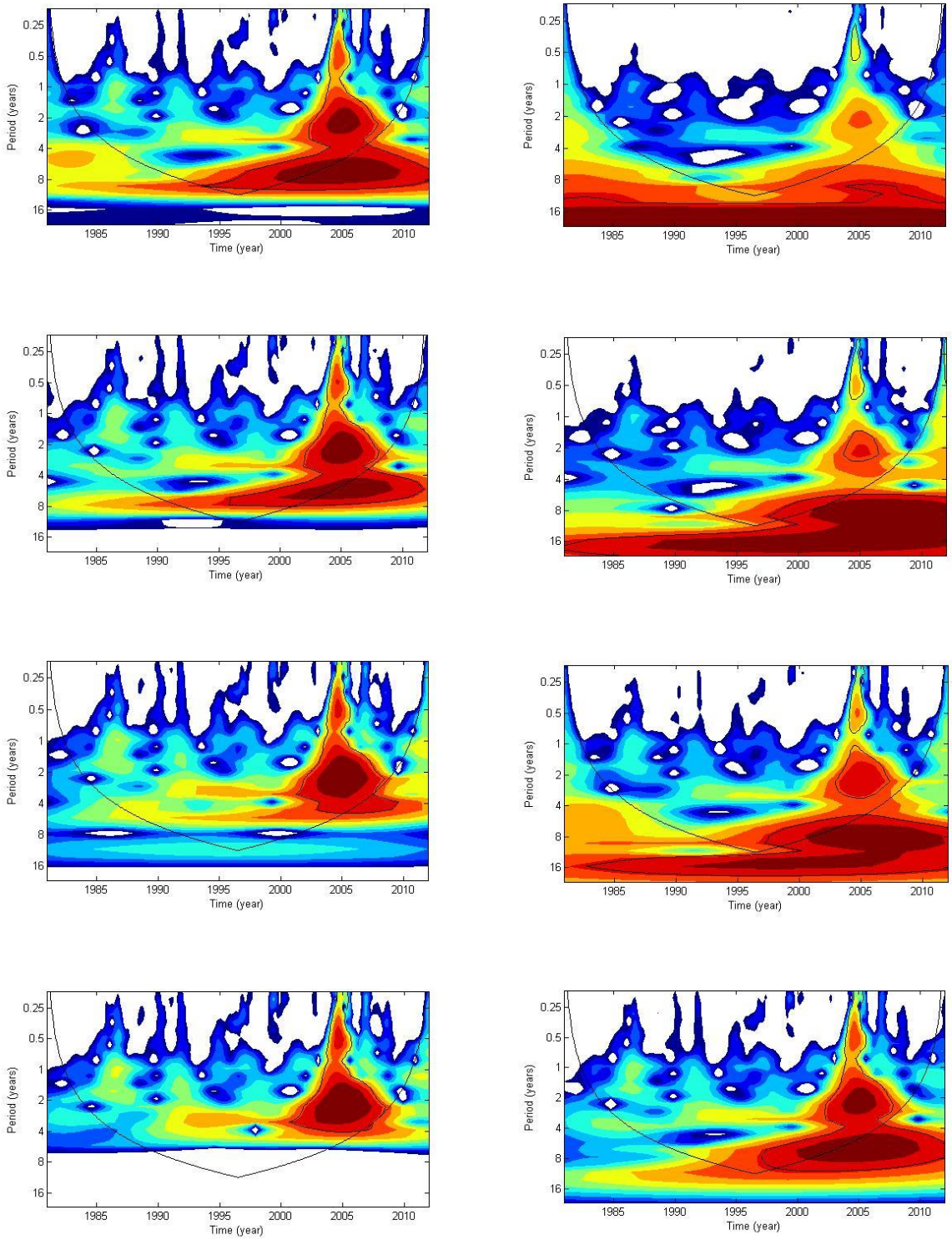
Sinusoidal residual (CT27)

Polynomial residual (CT27)



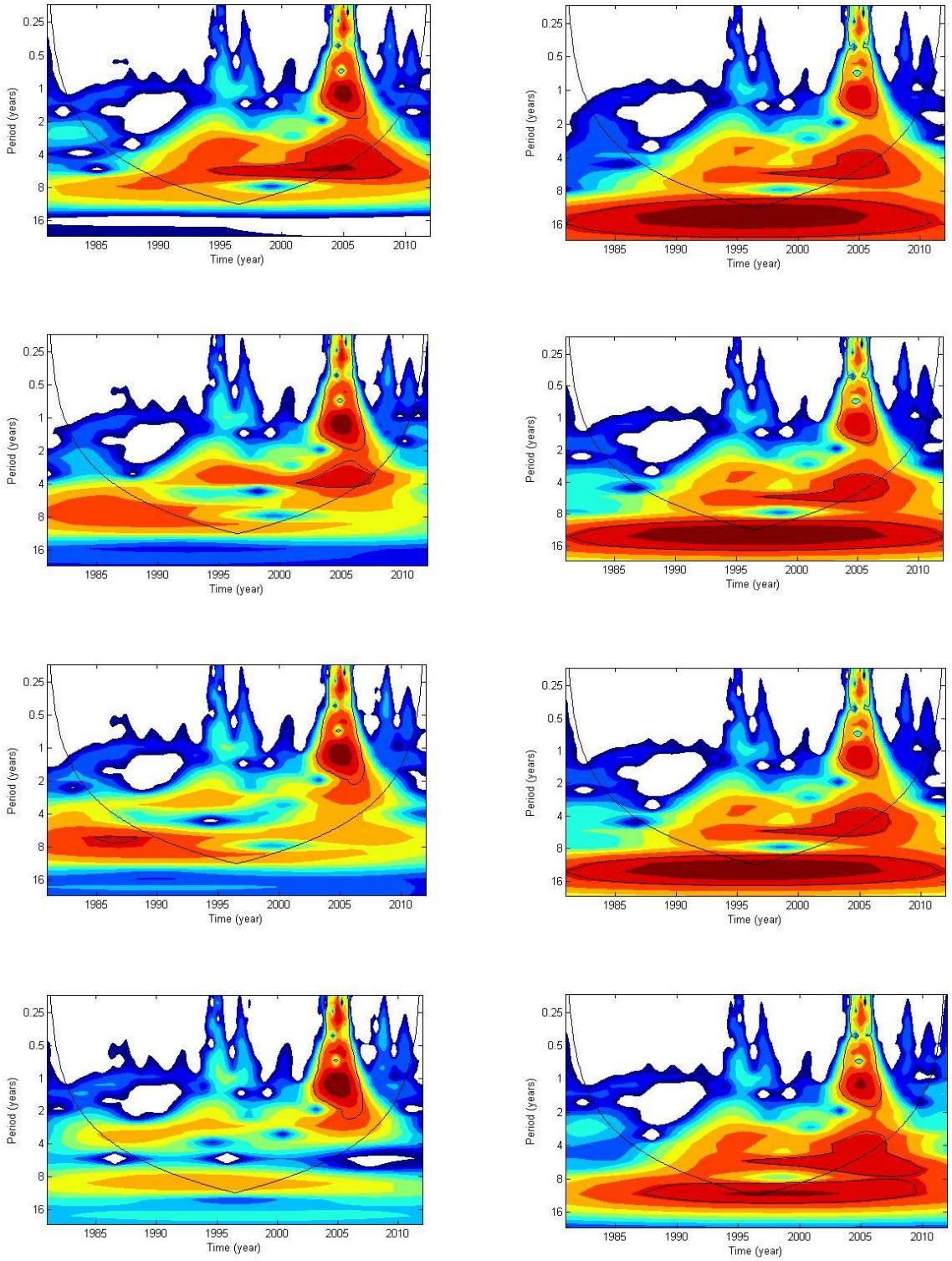

รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

Sinusoidal residual (CT30/1) Polynomial residual (CT30/1)




รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

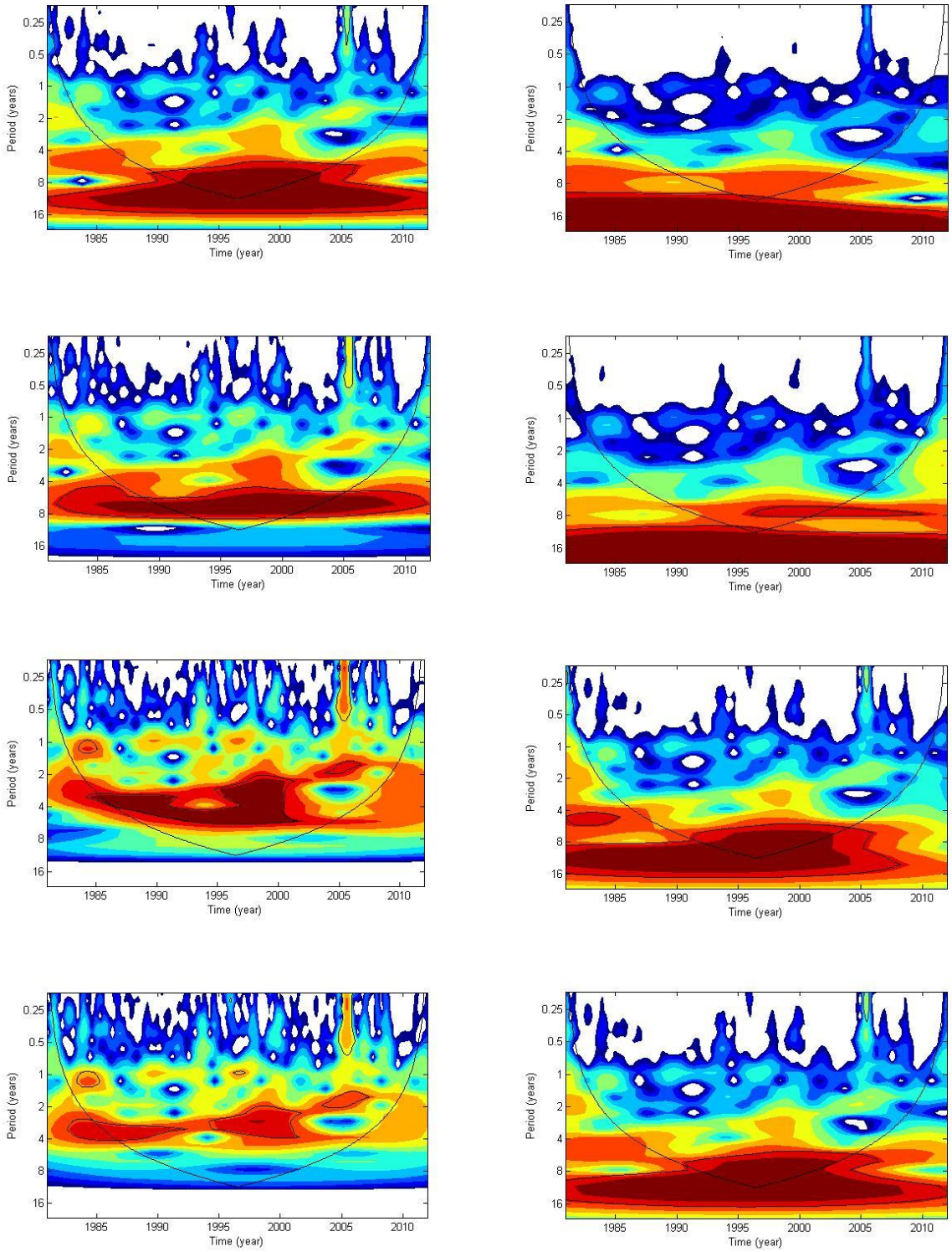
Sinusoidal residual (CT31/2) Polynomial residual (CT31/2)




รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

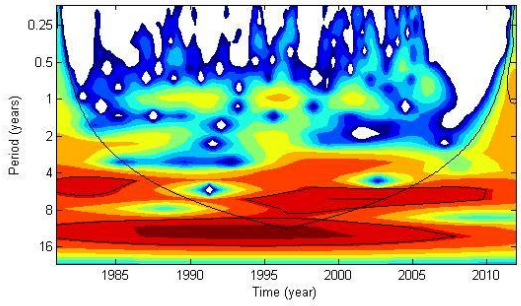
Sinusoidal residual (CT33/2)

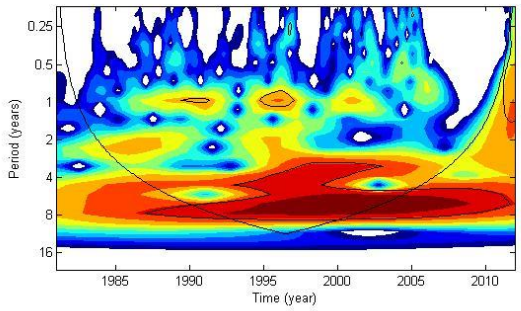
Polynomial residual (CT33/2)

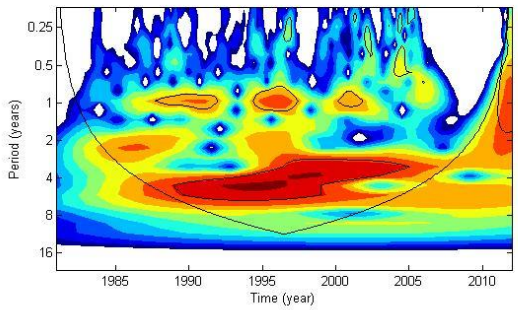


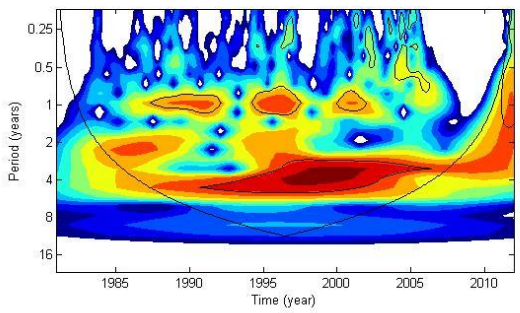

รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

Sinusoidal residual (CT35/2)

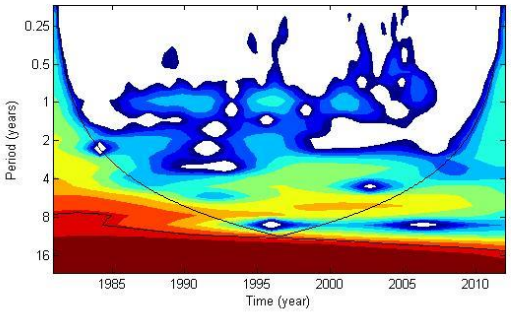


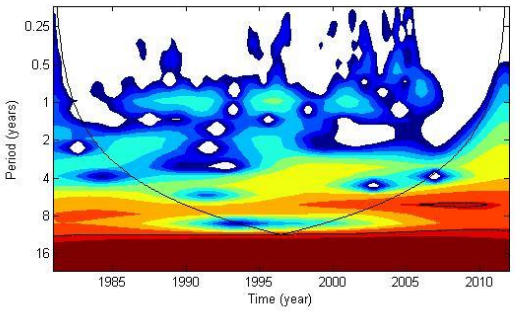



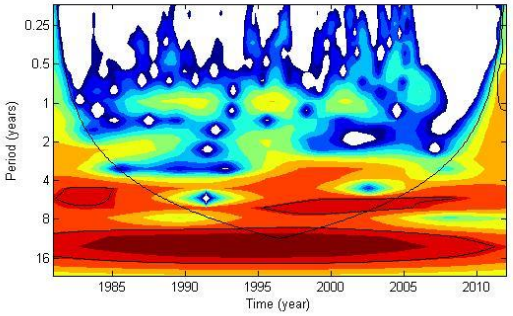



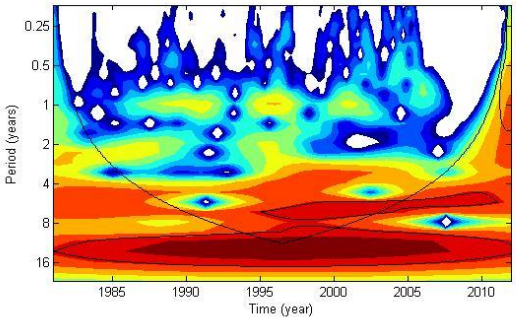




Polynomial residual (CT35/2)



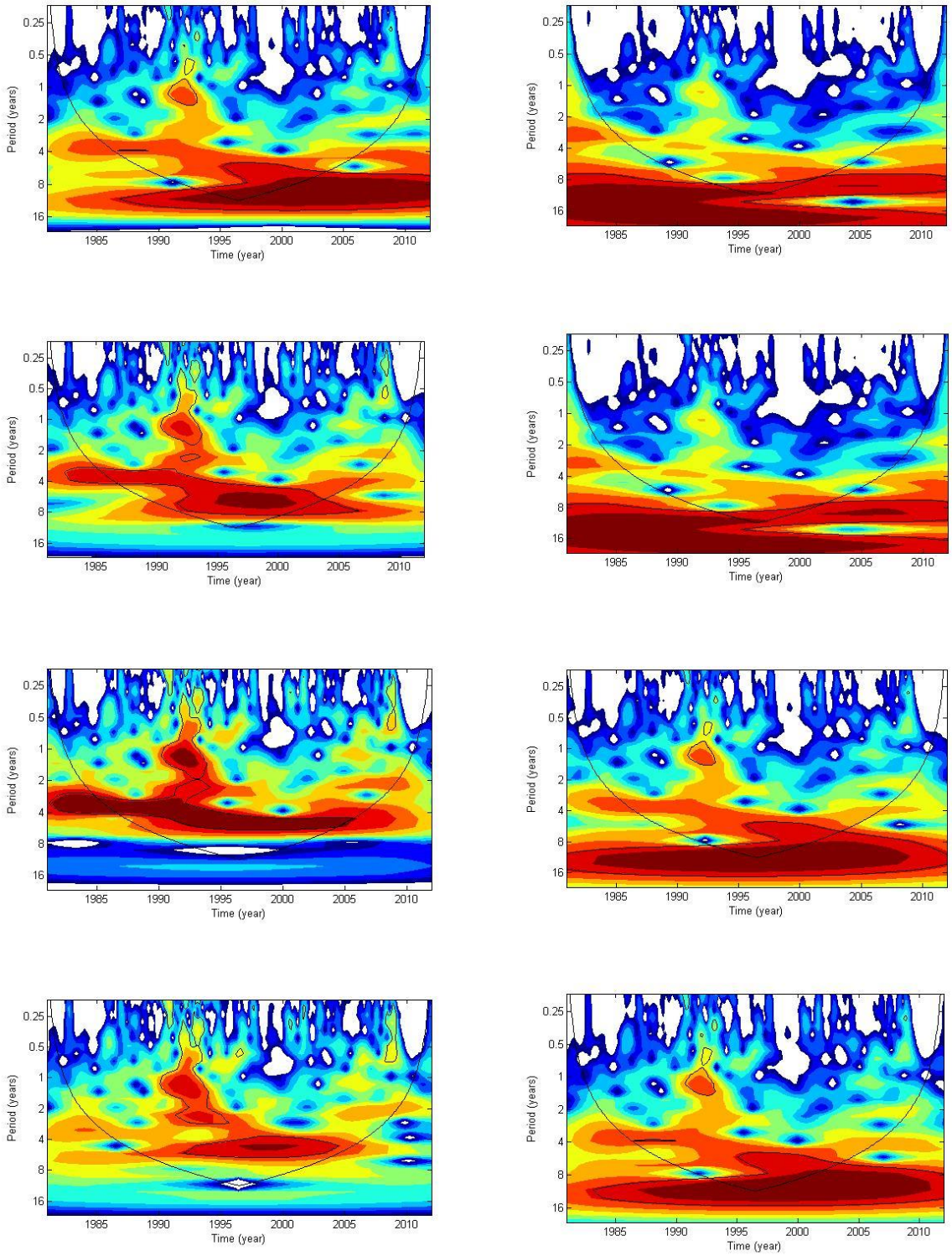



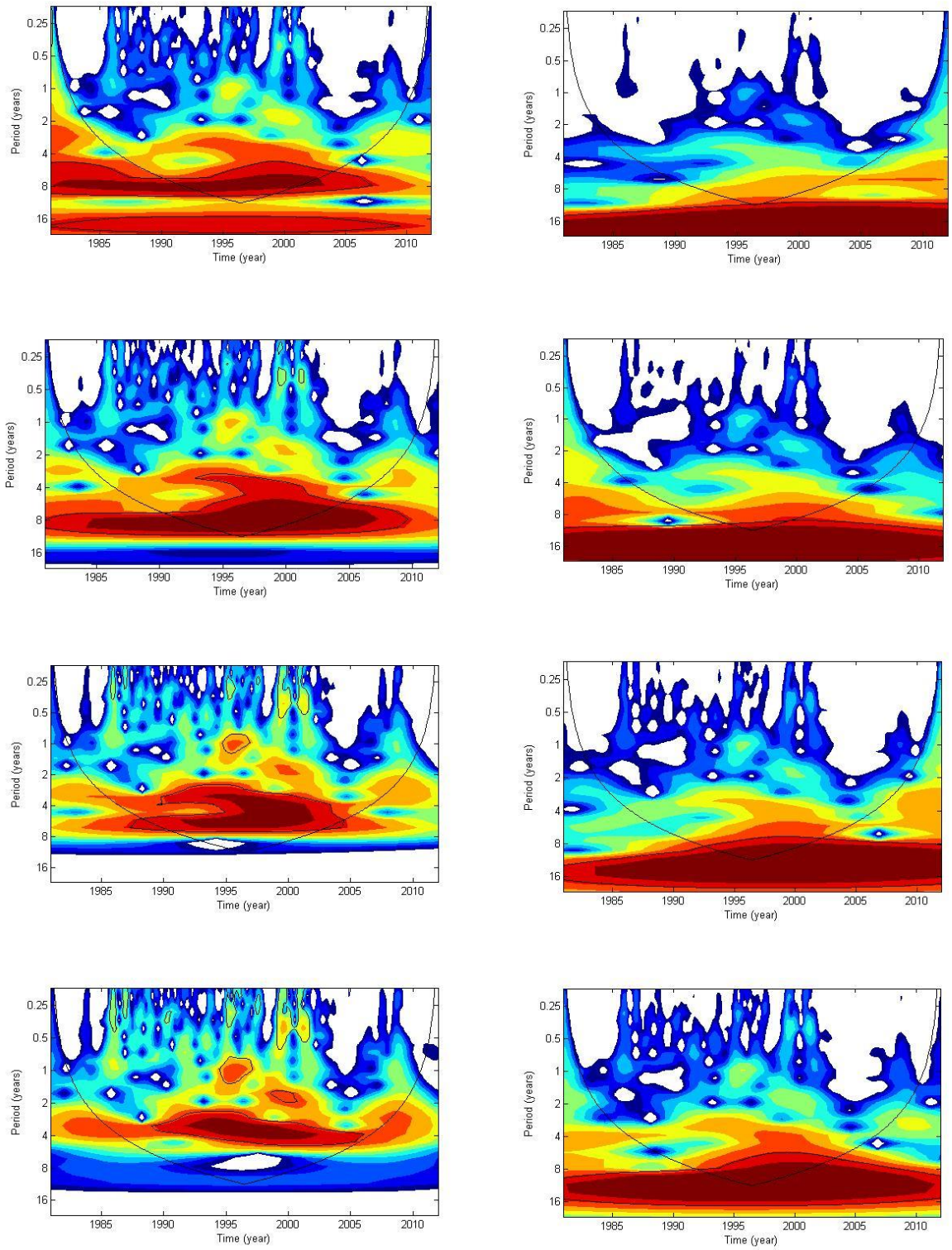

รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

Sinusoidal residual (CT45) Polynomial residual (CT45)




รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

Sinusoidal residual (CT48/2) Polynomial residual (CT48/2)




รูปที่ ฉ.1 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของค่าเศษเหลือน้ำบาดาลรายเดือนจากสมการรูปคลื่นไซน์และสมการโพลิโนเมียลด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ที่สถานีศึกษาต่างๆ (ต่อ)

# An Application of Wavelet Analysis on Deep Groundwater Signals in the Lower Chao Phraya Basin

U. Seeboonruang
*King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang, Bangkok, Thailand*

ABSTRACT: Groundwater data reflects hydrological processes, climate change and variability, as well as any anthropogenic influence. Hence, inversion of groundwater signals can provide significant information of the historic exposure to groundwater. In this study, delineation of climate variability and its influence on deep groundwater in the Lower Chao Phraya Basin in Thailand is the main focus. Groundwater in the region had been extensively exploited over decades resulting in dramatic decrease in water pressure and subsequent land subsidence. While the anthropogenic effect has been considered the major mechanism especially in this highly dense population area, the effects of climate change and variability on the deep groundwater are however unidentified until now. Climate variability represents rather reversible and periodic changes occurring over periods of a few years to decades. This study proposes to use the continuous wavelet transform analysis on groundwater depth time series to detect periodicities of the deep groundwater signal which could be possibly linked to the periodicities of climate variability. While the spectral analysis methods can indicate periodicities that are stationary, the non-stationary periodicities can be revealed by the wavelet transform method. The results show different components; trend, cyclic phase and residual component. The trend component is human relating showing long term fluctuation associating with groundwater withdrawal during the heavily pumped period. On the other hand, the cyclic component possibly links to climate variability with short and medium length cycles, i.e. less than 15 years, which can be attributed to the general cycles of global climate, Indian Ocean Dipole (IOD) and the El Niño-Southern Oscillation (ENSO). However, these periodicities are non-stationary and show up in the early groundwater signals, i.e. between 1978 and 2005. These characteristics are less significant in the recent groundwater signal measured in 2009.

## 1 INTRODUCTION

### 1.1 *Groundwater and climate variability*

Groundwater is a highly useful and often abundant water resource. Groundwater has been an important water supply for industrial, agricultural, and residential uses (Shiklomanov 2004, Morris et al. 2003). Because of its accessibility, availability and quality, groundwater regularly yields larger economic benefits per unit volume relative to surface water (UN/WWAP 2003).

Naturally, groundwater may take weeks, typically called shallow groundwater, to centuries, called deep groundwater, to flow from a recharge area to a discharge area. Therefore, groundwater collects and transmits several environmental and anthropogenic tracers and signals since it is being recharged on surface and in its flow paths.

Groundwater system not only is naturally dynamic but also changes with time in response to both human activities and climate stresses (Alley et al. 2002). Climate change has added to the existing pressure on groundwater resources both directly and indirectly and rendered the only available freshwater reserve less accessible, less available or less suitable for the use in the near future (Kundzewicz & Doll, 2007). Climate change gradually modifies patterns of surface flows and evapotranspiration, which in turn affects groundwater recharge (Cambi & Dragoni 2000, Kundzewicz & Doll 2007).

In addition to climate change, global water resources are very sensitive to climate variability. Climate variability represents rather reversible and periodic changes occurring over periods of a few years to decades (Hanson et al. 2004, Gurdak et al. 2007). Impacts of climate variability on groundwater are however poorly understood and the relationship between climate variability and groundwater is more complicated than that between climate variability and precipitation or surface water. In shallow and unconfined aquifer systems, the response of the change and variation may clearly be detected (Hanson et al. 2004, Chiew et al. 1998, Gurdak et al.

2007). Very few research studies have tried to relate deep groundwater signals to climate change and climate variability (Tague et al. 2008, Green et al. 2011).

### 1.2 *Groundwater in the Lower Chao Phraya Basin*

Pressures on groundwater resources can also come from the population growth, agricultural increases, and rapid expansion of urban areas (Gunatilaka 2005). The major man-made problem on the groundwater resource is the overexploitation of the resource, especially in large cities of a number of countries in Asia, e.g. China, India, Indonesia, Nepal, the Philippines, Thailand and Vietnam (UNEP 2002, ADB 2007, WEPA 2007). Bangkok, the capital city of Thailand, has experienced excessive drawdown of potentiometric surface and suffered from land subsidence due to intensive pumping of groundwater (IGES 2007, Piancharoen 1977).

Hence, fluctuation of groundwater time series can be originated from human stresses and naturally climate change and variability. Therefore, inverse analysis of groundwater time series should provide the input and the response information about history, current and future states of the system. However, the effect of climatic cycles on groundwater levels is not well characterized in many regions of the world. One factor of this complication is the time lags in the dynamic response of groundwater to the changes and developments, which may take several years to decades to manifest themselves (Sophocleous 2012, Nevill 2007). In order to assess and conclude these kinds of difficulty, time series and frequency analysis are typically essential.

## 2 DECOMPOSITION AND TIME SERIES ANALYSIS

### 2.1 *Decomposition*

In addition to reacting as a propagating pressure wave (Serfes 1991), a time series is a cumulative response with variability of time lags to different signals, such as climatic signal, hydrogeologic signals, and anthropogenic signals. Therefore, inverse or decomposition of groundwater time series into elemental components is a substantial step in identifying and quantifying individual natural and anthropogenic effects on historical groundwater data.

The basic assumption of the time series decomposition is that a time series has some aspects of the past pattern that remains in the present and future. The classical decomposition partitions a signal into three elemental components called trend, periodicity and random or irregular components and can be written as

$$X_t = m_t + s_t + y_t \qquad (1)$$

$X_t$ is the time series data, $m_t$ is the trend component, $s_t$ is the periodic component, and $y_t$ is random noise or irregular component.

Several detrending methods typically are applied to eliminate the anthropogenic effects and possible long-term climate change. The trend component usually shows a continuing increase or decrease, either linear or nonlinear, in the data; or is part of the data which exhibit rise and fall that are not of a fixed period. The periodicity component of a time series presents cyclic elements of the time series during the time of measurement that is influenced by any seasonal and periodic factors and recurs on a repetition basis.

Past studies of groundwater data decomposition include recognizing the effects of climate change and variability on hydrologic cycles after eliminating anthropogenic effects from time series by one of the detrending methods (Anderson & Emanuel 2008, Hanson et al. 2004, Ghanbari 2007, Seeboonruang 2014).

### 2.2 *Spectral Analysis*

The purpose of spectral analysis is to estimate the power (strength) of periodic components at all possible frequencies, which is an inversion of periodicity. Usually these components are assumed to be sinusoidal characterized by either frequency or periodicity, each with a certain amplitude and phase. Power is proportional to amplitude squared. One approach to spectral analysis, by no means the only one, is to decompose the time series into a complete set of sine and cosine components. This is called Fourier analysis.

### 2.3 *Wavelet analysis*

The spectral analysis methods described above can indicate periodicities that are stationary; amplitude and frequency do not change considerably through time. In very many cases, groundwater signal are non-stationary due to climate change. With wavelet analysis, a time series can be studied at multiple scales (i.e. at low and high frequencies) simultaneously. The objective of the analysis is to decompose a signal, expressed as a function of the time variable, into various frequency components using building blocks. These building blocks are defined by wavelets. The mother wavelet can be set to Morlet, which usually performs best. Once a wavelet is constructed it can be used to filter or compress signals. A review of wavelet methods can be found in Gurdak et al. (2007) and Hanson et al. (2004).

## 3 DATA COMPILATION

Long-term continuous groundwater level data have been collected throughout parts of the Central Plains of Thailand by the Department of Groundwater Re-

source. Some records of which have been collected since 1921. The water level reading has been undertaken approximately once a month. The wells penetrate to the depths of between 50 – 250 m. Most bores are located in the urban and built-up lands and groundwater from these deep wells is not used for irrigation purpose because it is too expensive to use as irrigating water.

Two representative bore records with reasonably long-term and constantly measured observations of water levels are selected (CT7-1 and CT45). The groundwater at the selected locations behaves similarly in that the depth of groundwater continuously increased for the period of approximately 17 years and later decreased with some fluctuations within the time series. The long-term increasing and then later decreasing trend could be attributed to the previously heavily pumping, while the fluctuation may be due to climate variability.

Trend lines are firstly removed from the original groundwater data set. This is done by subtraction of a regression line from the original groundwater time series. Detrended lines are obtained after the trendline removal. Removing the trend can be a useful operation prior to time series analyses such as spectral analysis. A number of methods can be applied to remove trendlines, e.g. the sets of polynomial interpolation or moving average methods. Fourier analysis is performed on the detrended lines in order to obtain the complete set of periodicity or periodogram.

Seeboonruang (2014) established the trend of these groundwater continuing fluctuations associating to the history of pumping record with high correlation coefficients. The trends of these groundwater time series can be best approximated by the $5^{th}$ order polynomial function with smallest errors. Spectral analysis performed on the detrended lines (original time series subtracted by the trendlines) revealed that the groundwater in the Lower Chao Phraya Basin oscillated in two periodic patterns, which may be the result from global climate variability, e.g. Indian Ocean Dipole and the El Niño Southern Oscillation. The magnitude of deep groundwater dynamics as the result from the anthropogenic effect is much greater than that of the climate variability in this region. However, the assumption behind this analysis was the groundwater fluctuation in the stationary pattern (stationary periodicity).

This work will be continuing of Seeboonruang (2014) and the only detrending method applied here is the $5^{th}$ order polynomial function. The trendline removal and the finding of detrended line are not shown in this study.

# 4 RESULTS AND DISCUSSION

## 4.1 *Spectral analysis result*

The groundwater data set contains the last 35 years of record, sampled monthly intervals. Figure 1 shows the periodograms of both original groundwater data and detrended lines for CT7-1 and CT45. The highest peak in the spectrum is presented with its periods and amplitude (strength) values. The frequency is converted to periodicity by inversion of frequency. For the original data, the periodicity of the strongest peak in the spectrum is reported as a period of approximately 25 years/cycle and the second strongest peak is at about a period of 10 years. The two groundwater signals fluctuate in the frequency domain similarly. On the other hand, the strongest peaks are found at the much shorter periods for the detrended groundwater time series. The strongest peak corresponds approximately to 10 to 15 years/cycle. The second peak can be detected at about 5 year's cycle. The detrended groundwater from the two boreholes behaves similarly in the frequency domain as well. After detrending, the detrended lines possess shorter periodic patterns. That is the detrending method removes some long periodic pattern (high frequency).

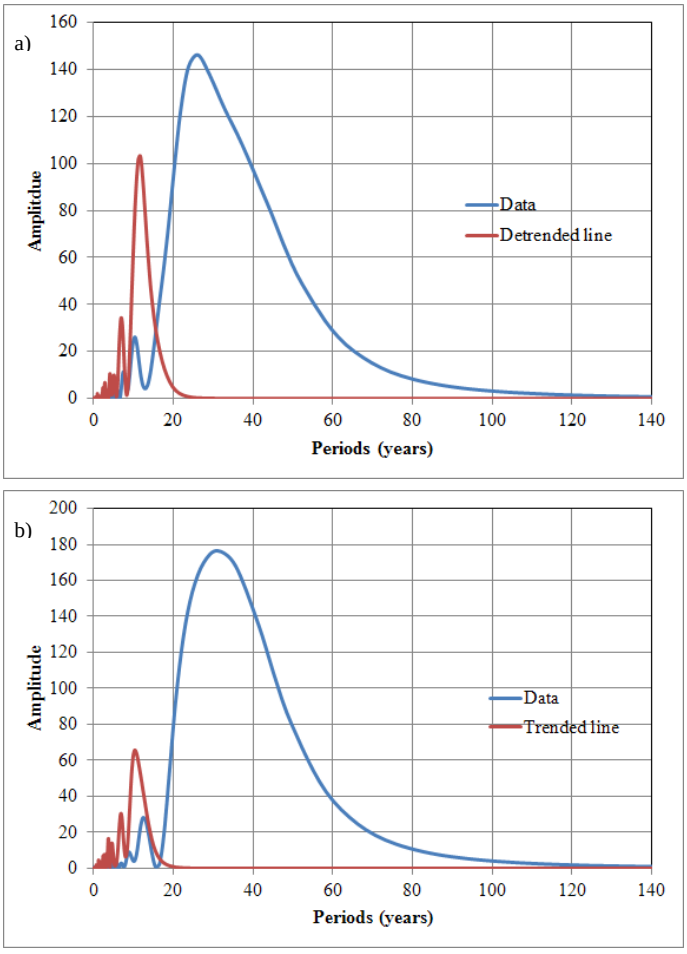



Figure 1. Periodogram of original data and detrended line for a) CT7-1 and b) CT45.

## 4.2 *Discrete spectral analysis result*

Instead of decomposing a time series into a continuous spectrum as shown in the periodograms, a finite set of sinusoids that fit the data optimally may become less sophisticated to understand. A sum of up to eight sinusoids with unknown periods, amplitudes and phases is fitted to the original groundwater data and the detrended lines. The purpose of this fitting can be useful for modeling periodicities in time series usually in combination with spectral analysis. In addition, the reconstruction of a finite set of sinusoids into a time series is very straightforward. The algorithm is based on a least-squares criterion and singular value decomposition (Press et al. 1992). $R^2$, the coefficient of determination, or proportion of variance explained by the model, is a good indicator for fitting. Only the first four sinusoids with maximum power for the two original groundwater data and the two detrended lines are shown in Table 1.

Table 1. Four periods of sinusoids with maximum amplitude for CT7-1 and CT45.

| Periods | CT7-1 | | CT45 | |
|---|---|---|---|---|
| | OGW* | DT** | OGW* | DT** |
| Sinusoid 1 | 32.30 | 11.69 | 30.66 | 10.07 |
| Sinusoid 2 | 23.21 | 6.56 | 19.67 | 6.76 |
| Sinusoid 3 | 10.91 | 4.21 | 10.07 | 3.72 |
| Sinusoid 4 | 7.13 | 23.21 | 7.05 | 15.88 |
| $R^2$ | 0.99 | 0.88 | 0.99 | 0.76 |

*OGW represents original groundwater time series.
**DT represents detrended time series.

The first four sinusoids that optimally represent the two original groundwater data exhibit the periods in one unit cycle ranging between 7 – 30 years. For the original time series, the sinusoids with the maximum amplitude occur at the periods of 32.30 and 30.66 for CT7-1 and CT45, respectively. On the other hand, the sinusoids that characterize the detrended groundwater time series hold shorter periodicity ranging between 3 and 12 years. CT7-1 detrended time series demonstrates the periodicity with the maximum amplitude of 11.69 years, while that of CT45 exhibits the sinusoid oscillations that occur every 10.07 years. The $R^2$ values of the four sinusoidal fitting are significant. Figures 3 show the detrended lines of CT7_1 and CT45 fitted with the finite periodicity components.

## 4.3 *Composition of groundwater time series*

In this section, the detrended lines (data) are compared with the fitted lines, which are the sums of eight sinusoids, and the residuals, which are the detrended data subtracted with the fitted lines. The sums of sinusoidal curves can fit the detrended time series very well with the $R^2$ shown in Table 1. The $R^2$ of 0.88 and 0.76 can be obtained for CT7-1 and CT45, respectively. However, the residuals for both wells are relatively at the same magnitude with the data.

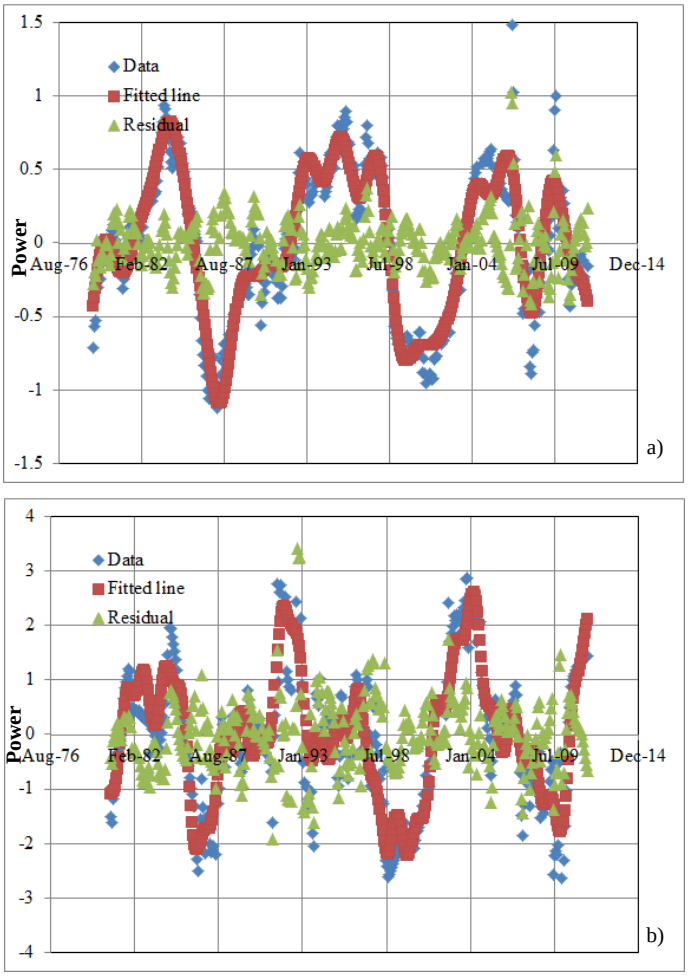



Figure 2. Fitting detrended lines with finite periodicity components for a) CT7-1 and b) CT45.

## 4.4 *Non-stationary periodicity of groundwater time series*

Spectral analysis as performed above is satisfactory when the time series exhibit stationary periodicity over a long period of time. When a time series imbedded with non-stationary cycle patterns, the continuous wavelet transform (CWT) is usually required. CTW is an analysis method that can be useful for detecting periodicities at different wavelengths and other features.

Figures 3 show the wavelet analysis of the detrended CT7-1 and CT 45. Typically, the vertical axis in a wavelet plot is a logarithmic size scale (base 2) and hence the top of a wavelet figure thus represents a detailed, fine-grained view, while the bottom represents a smoothed overview of longer trends. This however makes it quite problematical to understand. In this study, the values on the logarithm scale are rescaled back into the normal scale (years). For the even data spacing of 30 days, the y axis on log scale between 1 and 7.4381 would become 0.16667 ($2^1$x30/365) and 14.367 ($2^{7.4381}$x30/365) in the unit of years, respectively. This is performed by the simple linear interpolation. Signal power or

squared correlation strength with the scaled mother wavelet is shown in colors. The colors indicate strength of the signal. The length of the record on the x axis is between the years of 1978 and 2011.

Around y about 10 years, there is a strong signal from the past until 2003 for CT7-1. This is also true for CT45 that the 9 year cycle is evident, varying slightly in strength. The 9 year cycle band is strongest during the period between 1990 and 2005. Even though the spectral analysis and wavelet analysis reveal the very similar results of the variability on the periodic patterns, such the periodicity change in time cannot be detected by the pervious global spectral analysis. This non-stationary behavior should be taken into account as it shows the influence of climate change on the climate variability.

## 5 CONCLUSION

A time series of groundwater tables or piezometric levels naturally reflect all the signals from natural hydrological processes, climate change and variability, as well as any human influence on the subsurface environment. Therefore, inversion or decomposition analysis of groundwater time series should provide the input and the responses information about history, current and future states of the system. The basic assumption of the time series decomposition is that a time series has certain aspects of the past pattern that remains in the present and future, or stationary pattern. The classical decomposition partitions a signal into three elemental components: trend, periodicity and random or irregular components. While a trend can result from some long-term influences such as groundwater pumping and climate change, periodicity in a wave signal with certain frequency, phase, and amplitude could come from climate variability. Periodicity is a fundamental pattern in many time series, e.g. climatic time series and seismological data.

To obtain periodicity, spectral analysis or wavelet analysis is necessary. When the data is assumed to be stationary, the spectral analysis is sufficient. On the other hand, wavelet analysis is required when the data is non-stationary. Both methods are performed on two sets of groundwater data observed from the Lower Chao Phraya Basin in the Central Plain of Thailand.

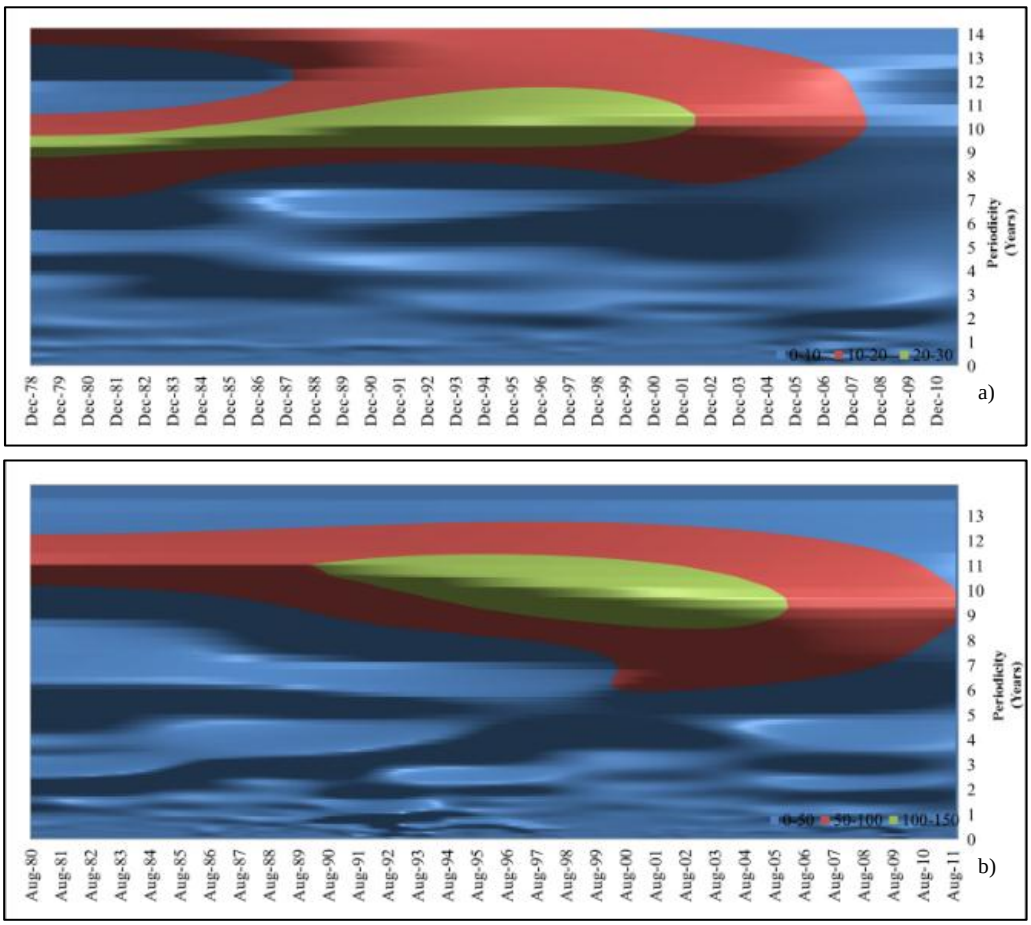



Figure 3. Wavelet analysis of detrended lines for a) CT7_1 and b) CT45.

Spectral analysis is performed on the original groundwater data and the detrended lines, which is the subtraction of the original data with some corresponding trend line. The patterns of the periodograms of the data and the detrended residuals obtained for two sets are primarily comprised of two peaks. Long cyclic patterns are found from the original groundwater data, while much shorter repeating cycles are established from the detrended lines. This indicates that detrending a groundwater time series removes the longer periodic patterns. The strongest peak of the original groundwater periodogram shows the period of approximately 30 years per cycle and that of the detrended data exhibits at the period of approximately 10 years per cycle.

A set of up to eight sinusoidal waves with strong amplitude is isolated from the complete periodograms and is reconstructed back to produce a simulated signal. The results of the simulated signals are compared with the original detrended lines. The $R^2$ values from the comparison are significantly high. This means that the eight cyclic waves can be representative of the complete periodicity spectrum and that the original groundwater data actually shows the sinusoidal patterns with the specific periodicity.

Finally, the wavelet analysis is performed on the detrended groundwater data in order to assess the existence of non-stationarity of the groundwater signals. It is found that the periodicity of groundwater is not continuous over time. The 10 year cycle is more evident as early as 1978 and weakened by 2005. The future research is needed to link this pattern with some climatic indexes, e.g. general cycles of global climate, Indian Ocean Dipole (IOD) and the El Niño-Southern Oscillation (ENSO).

## REFERENCES


Alley W.M., Healy R.W., LaBaugh J.W. & Reilly T.E. 2002. Flow and storage in groundwater systems. Science. 296: 1985–1990.

Anderson, W. & Emanuel, R. 2008 Effect of interannual and interdecadal climate oscillations on groundwater in North Carolina. Geophysical Research Letters. 35: 1-4.

Asian Development Bank (ADB). 2007. Recent advances in water resources development and management in developing countries in Asia. Asian Water Development Outlook 2007. Discussion Paper. Manila, Philippines.

Cambi C. & Dragoni W. 2000. Groundwater, recharge variability and climate changes: some consideration out of the modeling of an appenninic spring. Hydrogeology. 4:39-53.

Chiew F.H.S, Piechota T.C., Dracup J.A. & McMahon T.A. 1998. El Nino/Southern Oscillation and Australian rainfall, streamflow and drought: Links and potential for forecasting. J of Hydrology. 204: 138-149.

Ghanbari R.N. 2007. Climate Signals in Groundwater and Surface Water Systems: Spectral Analysis of Hydrologic Processes. University of Wisconsin – Milwaukee.

Green T.R., Taniguchi M., Kooi H., Gurdak J.J., Allen D.M., Hiscock K.M., Treidel H. & Aureli A. 2011. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. Paper 851. USDA-ARS/UNL Faculty.

Gunatilaka A. 2005. Groundwater woes of Asia. Asian Water, January/February.

Gurdak J.J., Randall T.H., McMahon P.B., Bruce B.W., McCray J.E., Thyne G.D., Thyne G.D. & Reedy R.C. 2007. Climate variability controls on unsaturated water and chemical movement, High Plains Aquifers, USA. Vadose Zone Journal 6: 533-547.

Hanson R.T., Newhouse M.W. & Dettinger M.D. 2004. A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern United States. Journal of Hydrology 287: 252-269.

Institute for Global Environmental Strategies (IGES). 2007. *Sustainable groundwater management in Asian cities*. Report of research on sustainable water management policy.

Kundzewicz Z.W. & Doll P. 2007. Will groundwater ease freshwater stress under climate change? *Proceedings of International Conference on Groundwater and Climate in Africa*, Kampala, June 2008.

Morris B.L., Lawrence A.R.L., Chilton P.J.C., Adam B., Calow R.C. & Klinck B.A. 2003. *Groundwater and its susceptibility to degradation: A global assessment of the problem and options for management*. Early Warning and Assessment Report Series, RS 03-3. United Nations Environmental Programme, Nairobi, Kenya.

Nevill J. 2007. *Policy without action: Groundwater reform in the Murray-Darling Basin*. Only One Planet Consulting Publications.

Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T. & Flannery B.P. 1992. *Numerical Recipes in C*. Cambridge University Press.

Piancharoen C. 1977. Groundwater and land subsidence in Bangkok, Thailand. *IAHS Publication No. 121*, 355-364.

Seeboonruang U. 2014. An empirical decomposition of deep groundwater time series and possible link to climate variability. *Global NEST Journal* 16(1): 87-103.

Serfes M.E. 1991. Determining the mean hydraulic gradient of groundwater affected by tidal fluctuations. *Ground Water* 29 (4): 549-555.

Shiklomanov I.A. 2004. General conclusions: the outcome of the Monograph. In: *World Water Resources at the Beginning of the 21st Century* (I.A. Shiklomanov & J.C. Rodda, ed). International Hydrology Series – UNESCO. Cambridge University Press, Cambridge: 414-416.

Sophocleous M. 2012. On Understanding and Predicting Groundwater Response Time. Ground Water. 50(4): 528–540.

Tague C., Grant G., Farrell M., Choate J., Jefferson A. 2008. Deep groundwater mediates streamflow response to climate warming in the Oregon Cascades. Climate Change. 86: 189-210.

United Nations Environment Programme (UNEP). 2002. Global Environment Outlook 3. Nairobi, Kenya.

United Nations/ World Water Assessment Programme (UN/WWAP). 2003. Water for people, water for life. UN World Water Development Report, UNESCO and Berghahn Books, Paris, New York and Oxford.

Water Environment Partnership in Asia (WEPA). 2007. http://www.wepa-db.net/policies/state/china/ groundwater.htm.

Global NEST Journal, Vol 16, No 1, pp 87-103, 2014
Copyright© 2014 Global NEST
Printed in Greece. All rights reserved

# AN EMPIRICAL DECOMPOSITION OF DEEP GROUNDWATER TIME SERIES AND POSSIBLE LINK TO CLIMATE VARIABILITY

**SEEBOONRUANG U.**

*Department of Civil Engineering*
*Faculty of Engineering*
*King Mongkut's Institute of Technology*
*Ladkrabang, Bangkok, Thailand*

Received: 30/09/13
Accepted: 05/12/13

*to whom all correspondence should be addressed:
e-mail: muggletong@hotmail.com

**ABSTRACT**

Deep groundwater data reflects hydrological processes, climate change and variability, as well as any anthropogenic influence. Decomposition of deep groundwater signal examines the history of the groundwater region. Detrending is a vital step in decomposition of groundwater time series because it is expected to remove anthropogenic effects and long-term cyclic patterns. Eight detrending methods were applied to long-term groundwater records monitored in the Lower Chao Phraya basin in Thailand. Detrended residuals and subsequently periodograms of the residuals were computed by applying the Fourier series analysis. The result from this study indicates that the $5^{th}$ order polynomial interpolation provides the trendlines that significantly relate to the groundwater withdrawal background. The detrended residual function is imbedded with two major cyclic patterns, which can be the result from global climate variability, e.g. Indian Ocean Dipole and the El Niño Southern Oscillation. The magnitude of deep groundwater dynamics as the result from the anthropogenic effect, is much greater than that of the climate variability in this region. In addition, this study demonstrates that caution must be exercised when fitting groundwater time series with different detrending techniques can yield mistaken cyclic patterns and may infer to different climate variability phenomenon.

**KEYWORDS**: Climate variability, correlation, decomposition, detrending, periodogram, time series.

## 1. INTRODUCTION

Groundwater system not only is naturally dynamic but also changes with time in response to both climate stresses and human activities (Alley *et al.*, 2002). Pressures from human activities on groundwater resources come from the population growth, agricultural increases, and rapid expansion of urban areas (Gunatilaka, 2005).The major man-made problem on the groundwater resource is the overexploitation of the resource, especially in large cities of a number of countries in Asia, e.g. China, India, Indonesia, Nepal, the Philippines, Thailand and Vietnam (UNEP, 2002; ADB, 2007; WEPA, 2007). Bangkok, the capital city of Thailand, has experienced excessive drawdown of potentiometric surface and suffered from land subsidence due to intensive pumping of groundwater (IGES, 2007; Piancharoen, 1977).

Climate change has added to the existing pressure on groundwater resources both directly and indirectly and rendered the only available freshwater reserve less accessible (IPCC, 2007; Kundzewicz and Doll, 2007). In addition to climate change, global water resources are very sensitive to climate variability. Climate variability represents rather reversible and periodic changes in climate occurring over periods of a few years to decades (Hanson *et al.*, 2004; Gurdak *et al.*, 2007). Impacts of climate variability on groundwater are however poorly understood and the relationship between climate variability and groundwater is more complicated than that between climate variability and precipitation or surface water. In shallow and unconfined aquifer systems, the response of the change and variation may clearly be detected. Hanson *et al.* (2004) and Chiew *et al.* (1998) found shallow groundwater fluctuation response to climate variation with 2- to 6-year cycles resulting from

El Nino/Southern Oscillation (ENSO). The periodicities of 6 to 10 years of groundwater signals may be related to cycles in monsoons (Gurdak *et al.*, 2007). In addition, interdecadal variations of approximately 10-year to 25-year cycles may be related to the Pacific Decadal Oscillation (PDO) (Mantua and Steven, 2002). Very few research studies have tried to relate deep groundwater signals to climate change and climate variability (Tague *et al.*, 2008; Green *et al.*, 2011).

In order to assess and conclude these kinds of difficulties, time series and frequency analysis are typically essential. A time series record of groundwater tables or piezometric levels reflects all the natural hydrological processes, climate change and variability, as well as any human influence on the subsurface environment. Therefore, inverse analysis of groundwater time series should provide the input and the response information about history, current and future states of the system. This information has become increasingly important with growing utilization and management. As a result, a number of applications of time series methods have been applied in several groundwater studies to analyze groundwater record in response to individual stresses (Ganoulis and Morel-Seytoux, 1985; Gurdak *et al.*, 2007; Aflatooni and Mardaneh, 2011; Perry, 1994; Perry and Hsu, 2000; Yu and Chu, 2012). A systematic methodology is often required for both local and regional assessments and must allow for decomposition, time series and frequency analysis and comparison across data types and frequencies, across hydrologic settings and across different basins (Hanson *et al.*, 2004).

A concrete and logical decomposition method will isolate and quantitatively assess the impacts of individual factors on groundwater and establish the linkage and complexity among those factors, e.g. hydrologic processes and climatic variability (Hanson *et al.*, 2004; Mayer and Congdon, 2008). Typically, signal decomposition analysis may include detrending, frequency and correlation analysis. While various frequency analysis methods can extract the periodic information, detrending is the mathematical operation of removing a trend from a time series and is often applied to remove a feature that may have a long-term effect on the series such as groundwater withdrawal and application of groundwater for irrigation that may in turn distort some imbedded cyclic signals (Prinos *et al.*, 2002; Hanson *et al.*, 2004; Gardner and Heilweil, 2009). Correlation methods between original groundwater time series or extracted time series and other climatic time series can then provide the linkage between the parameters and some future prediction for integrative water resource management. This analysis requires not only long-term groundwater monitoring network (Taylor and Alley, 2001) and a systematic decomposition but also a reasonable detrending method for groundwater time series. In studying and extracting a trend, many alternative methods are available for detrending and so it is important to understand the effects of different detrending methods on the spectral properties of the residual time series. Different detrending methods may yield unique sets of periodic patterns, which in turn could result in the mistaken assessment of climate variability on groundwater signals. Therefore, this work aims to present a systematic method of groundwater signal decomposition and emphasizes certain widely used detrending methods and their consequences on the other components of the time series.

## 2. DECOMPOSITION THEORY AND LITERATURE REVIEW

In addition to reacting as a propagating pressure wave (Serfes, 1991), a time series is a cumulative response with variability of time lags to different signals, such as climatic signal, e.g. temperature and precipitation; hydrogeological signals, e.g. discharge and recharge; and anthropogenic signals, e.g. pumping and reservoir operation. Therefore, inverse or decomposition of groundwater time series into elemental components is a substantial step in identifying and quantifying individual natural and anthropogenic effects on historical groundwater data. Reconstruction of these components will provide means to forecast some future change due to different spatial and temporal degree of the factors on the groundwater signals. Past studies of groundwater data decomposition include recognizing the effects of climate change and variability on hydrologic cycles after eliminating anthropogenic effects from time series (Anderson and Emanuel, 2008; Hanson *et al.*, 2004; Ghanbari, 2007). Detrending methods typically are applied to eliminate the anthropogenic effects, e.g. those from a long-term groundwater development. Subsequently, a frequency analysis is performed on the detrended time series, providing the information of the cyclic response to the climate factors.

A time series data refers to observations on a variable that occurs in a time sequence and these observations are collected at discrete but not necessarily equally spaced time intervals. The

classical decomposition partitions a signal into three elemental components called trend, periodicity and random or irregular components and can be written as

$$X_t=m_t+s_t+y_t \quad (1)$$

$X_t$ is the time series data, $m_t$ is the trend component, $s_t$ is the periodic component, and $y_t$ is random noise or irregular component.

The trend component typically shows a long-term increase or decrease, either linear or nonlinear, in the data; or is part of the data which exhibit rise and fall that are not of a fixed period. It underlies the tendency or the main direction, i.e. upward, downward, or upward and downward, in a time series. This is to account for the effect from the inertia of some processes. The periodicity component of a time series presents cyclic elements of the time series during the time of measurement that is influenced by any seasonal and periodic factors and recurs on a repetition basis. This component can be represented by a finite number of sinusoidal functions with different amplitudes, phases and periods. After the trend and periodicity patterns are removed from a time series, the remainder is the irregular or random component, which does not contain any fixed configuration.

There are a number of techniques available to evaluate trends within datasets. The simplest way is to apply a simple linear regression analysis (Aflatooni and Mardaneh, 2011; Polemio and Casarano, 2008) or some low-order polynomial regression (Gurdak *et al.*, 2007; Gardner and Heilweil, 2009). However, fitting a simple linear model to a groundwater time series can be questionable, especially when the groundwater data normally show a highly nonlinear pattern (Shao *et al.*, 1999). Moving average, e.g. a 12-month moving average, is an alternative detrending method to remove small-scale structures, e.g. noises, and short periods from a time series. This windowing technique removes short-term variations (fluctuations within the interval) and emphasizes long-term trends of the data. Therefore, if a moving average has a sufficient averaging interval, the smoothed data can be considered as a trend. A trend detection using moving average low pass filter (Kiely, 1999) is given by

$$MA_t=\frac{1}{2L}\left(\frac{X_{t-L}}{2}+\sum_{j=-(L-1)}^{L-1}X_{t+j}+\frac{X_{t+L}}{2}\right) \quad (2)$$

where $X_t$ is the variable at year t and L is the interval of moving average, j varies from –(L-1) to (L-1). This window averaging method smoothes out high frequency cycles and some irregular components from the original time series (Ngongondo, 2006).However, the problem of overfitting data should not be overlooked. Overfitting occurs when a model describes some cyclic patterns instead of underlying trends.

Periodicities of groundwater time series have been reported in a number of studies. Gurdak *et al.* (2007) show subsurface responses in cyclic patterns related to ENSO (2-6 years) and PDO (10-25 years), while Shah (2009) finds much shorter cycles relating to pre- and post-monsoon seasons on the groundwater levels in an irrigation area in India. Methods of spectral analysis are typically applied to study the periodic properties of a time series, e.g. economic variable or hydrologic data over frequency spectrum, i.e. in the frequency-domain. The obtained power spectral distribution describes how the monitored variable can be decomposed into a variety of sinusoidal components with various periodicities or frequencies. Singular spectrum analysis developed by Vautard *et al.* (1992) was applied for regional hydroclimatic assessment of the southwestern USA in the works of Hanson *et al.* (2004) and Gurdak *et al.* (2007). Box-Jenkings time series method developed by Pankratz (1983), was used to forecast future groundwater fluctuations (Aflatooni and Mardaneh, 2011).

Among the frequency-domain methods, the Fourier series analysis is widely used to break down a single signal into constituent sinusoids of different frequencies (Oppenheim *et al.*, 1997). Each sinusoidal component is represented by amplitude and a phase and the summation of all cyclic components determines the relative contribution of that frequency component to the entire signal. With the Fourier analysis, the signal is then transformed from a time-based to a frequency-based representation (Cohen, 1995). After separating trend and period components, the residual is termed noise which could be caused by a variety of influences including observation errors, measurement errors from data-logging equipment, and unaccounted high frequencies components, e.g. tides or seasonal variations (Bhar and Sharma, 2005; Nagpaul, 2005). These influences, either alone or in combination, are commonly small compared to other components.

## 3. STUDY AREA

Hydrogeologically, the Lower Chao Phraya basin is located in the Upper Tertiary to Quaternary strata of the Lower Central Plains of Thailand (Figure 1). The aquifers consist mainly of sands, gravels, and minor clay lenses of Pliocene-Pleistocene-Holocene geological age and can be zoned into eight principal confined aquifers separated by apparent thick confining clay layers (Piancharoen, 1977; Piancharoen and Chuamthaisong, 1978). This subsurface sequence is overlain by the Holocene Bangkok Clay. The depth of this aquifer system is approximately 500 meter. The main recharge to this aquifer system is from the Middle Chao Phraya basin hydraulically connected to the Lower basin. Widespread exploitation of groundwater for urban water-supply has commenced in the 1950s and the primary targets for water well construction were the 2$^{nd}$, 3$^{rd}$ and 4$^{th}$ aquifers in the depth range 100-250 meter below the ground surface (Babel *et al.*, 2007). This groundwater resource exploitation caused massive drawdowns of the groundwater levels and vast land subsidence over much of the Greater Bangkok area. This aquifer system is however still identified as the largest source of groundwater in the country and is located in the most populated region in Thailand.

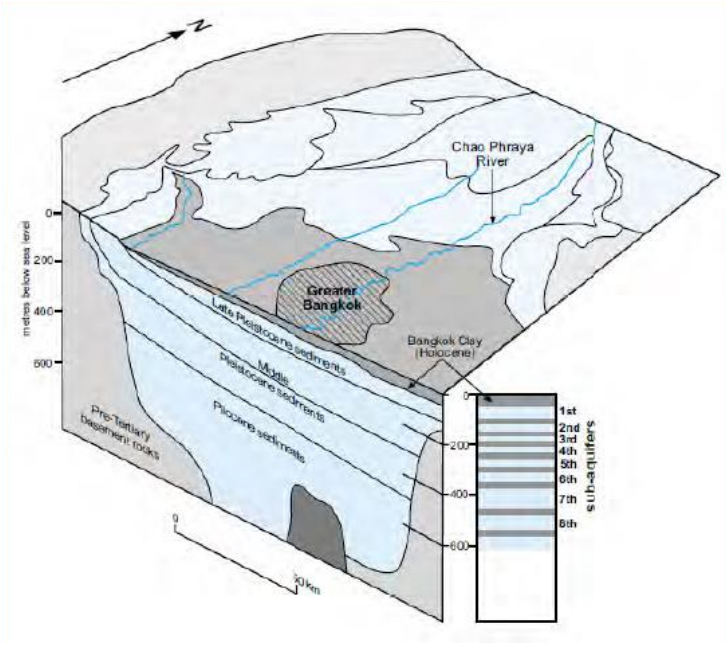



*Figure 1.* Hydrogeologic setting of the study area of Thailand's Lower Chao Phraya basin (Lorphensri, 2011)

There have only been a handful of studies analyzing climate and rainfall variations in Thailand (Kusreesakul, 2009; Limsakul *et al.*, 2007; Limsakul and Goes, 2008; Pratarastapornkul, 2009). These studies report that climate variability in Thailand is associated with periodicities in multiple time scales ranging from seasonal, interannual, and decadal variations. Summer monsoons, Indian Ocean Dipole (IOD), and ENSO have the most influence on climate in the region. The annual rainfall cycle in the region is in phase with the Indian summer monsoon and the western North Pacific summer monsoon. IOD also affects the annual rainfall and its impact varies depending on both the combination effect of IOD and ENSO and the strength of ENSO in the Pacific Ocean. The periodicity of IOD has been in the range of between one to 4 years since 1990. ENSO has a 3- to 7-year cycle, with a four-year average to go from El Niño to La Niña.

## 4. METHODOLOGY

Time series of groundwater level is cumulative response to hydrological, hydrogeological and anthropogenic inputs, such as precipitation, natural recharge from surface water sources, artificial recharge, heterogeneity of subsurface system, and pumping (Yu and Chu, 2012). To individually quantify and assess such impacts, decomposition of groundwater signal and long-term monitoring network are essential.

**Available Data**

Long-term continuous groundwater level data have been collected throughout parts of the Central Plain of Thailand by the Department of Groundwater Resource. The data contain records of groundwater depths from the ground surface at 77 observation sites throughout the study area, some records of which have been collected since 1921. The water level reading has been undertaken approximately once a month. The wells penetrate to the depths of between 50 – 250 m, in which groundwater was heavily withdrawn particularly between 1980 and 2004. Most bores are located in the urban and built-up lands. Up to the present, it is still unclear how climatic and anthropogenic factors could quantitatively impact this deep groundwater system, and decomposition of these groundwater signals is believed to be able to help answer this question.

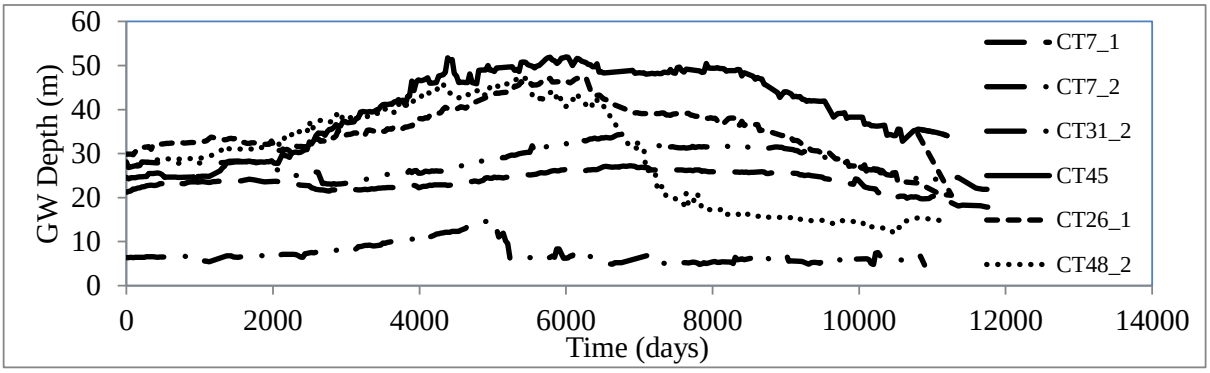



*Figure 2.* Selected groundwater time series from different depths and locations

The first step was to select some bore records with reasonably long-term and constantly measured observations of water levels. This is to reduce some uncertainty that may arise from interpolation when a lack of available collected data during certain periods. This selection was achieved by scanning the water level database and classifying each bore in terms of lengths of record, beginning and end of record, total number of readings, and the longest data gap. Figure 2 shows the time series of the deep groundwater at the selected sites, namely CT7_1, CT7_2, CT31_2, CT45, CT26_1, and CT48_2, from varying depths in the highly pumped aquifers mentioned above. The x-axis represents the time since the first measurement and the y-axis represents the depth of groundwater table in the observation wells. The groundwater at the selected locations behaves similarly in that the depth of groundwater continuously increased for the period of approximately 17 years and later decreased due to the previous heavy pumping. Descriptive statistical properties of the deep groundwater are shown in Table 1.

*Table 1.* Descriptive statistical properties of the selected groundwater

| | CT7_1 | CT7_2 | CT31_2 | CT45 | CT26_1 | CT48_2 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Mean | 23.61 | 28.20 | 7.21 | 40.32 | 35.22 | 29.54 |
| Standard Deviation | 2.28 | 3.07 | 2.25 | 8.95 | 6.33 | 11.39 |
| Kurtosis | -0.27 | -1.08 | 1.87 | -1.19 | -0.34 | -1.48 |
| Skewness | -0.54 | 0.02 | 1.61 | -0.46 | -0.11 | -0.11 |
| Range | 9.37 | 12.45 | 9.97 | 27.74 | 26.77 | 35.22 |
| Count | 394 | 392 | 364 | 374 | 376 | 374 |

Groundwater level measured from CT48_2 has highest standard deviation with maximum data range. The distribution of the selected groundwater generally has low and wide peak (negative kurtosis) and is left-skewed with relatively few values of low groundwater depth (negative skewness). The groundwater record at CT31_2 is the exception with positive skewness and kurtosis. The total number of measurements of each data series is almost identical.

Prior to the decomposition process, each time series was interpolated into monthly basis using the simple linear interpolation. This is because groundwater level records were somewhat measured at

irregular intervals that ranged from monthly to bimonthly and were not recorded during certain time intervals. The interpolation interpolates an irregularly sampled time series into a regular spacing, as required by many methods for time series analysis.

Detrending is the mathematical removal of a potential trend from a time series. Several detrending methods were used in this study to observe and assess the effects of various detrending techniques on the overall successively decomposed components. The first detrending technique followed the moving average low-pass filter developed by Kiely (1999) as shown in Eq. (2). The low pass filter averaged the selected monthly groundwater time series according to Eq. (2) over the intervals of 3, 5, 7, and 10 years. The trend component was also achieved using low to medium order polynomial fitting regression (Gardner and Heilweil, 2009). In order to assess the sensitivity of different trends on a signal, $2^{nd}$, $3^{rd}$, $4^{th}$, and $5^{th}$ order polynomials were fitted to the groundwater signals using the least square error methods. These nonlinear regression lines are the trendlines and the component of the signals with low frequencies (high periodicities). In addition, these nonlinear trends in the data may represent a combination of parts of larger climatic cycles and periods of anthropogenic effects, detrending of the data should eliminate the parts of anthropogenic effects and climatic periodicity longer than half of the monitoring period. The groundwater trendlines were then correlated with the pumping record in each location using the cross correlation technique to examine the validity of the hypothesis and of the detrending methods. Furthermore, a simple technique was proposed in order to explore some detrending methods that might be subjected to overfitting data.

The detrended residuals for each series were obtained by subtracting the fitting trends from the interpolated data over the periods of record. These corresponding residuals should exhibit some climate variability with short and medium length cycles, i.e. less than 15 years, which is less than half of the record periods.

Autocorrelation was applied to the detrended residuals of time series. Autocorrelation (Davis, 1986) is a simple classical technique for time series analysis and refers to the correlation of a time series with its own past and future values. Positive correlation indicates a specific persistence in a physical system, a tendency for the system to remain in the same state from one time to the next. The autocorrelation function of a time series with a lag time k is defined by

$$R_{xx}(k)=\frac{1}{\sigma^2(n-k)}\sum_{t=1}^{n-k}(X_t-\bar{X})\,(X_{t+k}-\bar{X}) \qquad (3)$$

where $X_t$ is the variable at measured time t, n is the total observations, $\bar{X}$ is the mean of the time series, and $\sigma^2$ is the time series variance. The function can tell whether the data are long enough such that real periodicities begin to show up and the function is more commonly applied to examine the degree of smoothness.

The detrended residuals were then identified for periodicity patterns in frequency response domain. While groundwater hydrograph is a function of time, a frequency response representation is a way of representing the same hydrograph signal as a frequency function. Frequency domain or spectral analysis is usually applied to assess the periodic variation of precipitation, streamflow, or groundwater levels (Perry, 1994; Perry and Hsu, 2000; Gurdak *et al.* 2007). The purpose of spectral analysis is to estimate the power (strength) of periodic components at all possible frequencies. One approach to spectral analysis is the Fourier analysis in which a time series is decomposed into a complete set of sine and cosine components with different coefficients. These components are sinusoidal; each with a certain amplitude and phase, and power of each periodicity is proportional to amplitude squared. The program called PAleontological STatistics (PAST) was used in this study (Hammer and Harper, 2006; Hammer *et al.*, 2001; Harper, 1999) to perform the Fourier analysis. It can be shown that any evenly spaced time series of length N can be represented precisely and completely as a sum of N/2-1 sinusoids. The first of these sinusoids has a period of N samples, the second has a period of N/2 samples and until the last sinusoid has a period of only two samples.

The result from the Fourier series analysis on a time series signal is called the power spectral density or periodogram, which represents the strength of different frequencies or inverse of periodicities of the signal. To compare the periodograms from particular detrending methods, the first and second moments of the complete periodograms were computed. These moments indicate the periodic means and variances of the spectral distributions. Subsequently, two normal distributions were fitted to the spectral distributions. The attempt was incorporated into this analysis because the shape of most of the resulting distributions is similar to two normal distributions superposed. The

simple superposition of two normal distributions with different means and variances was applied such that the best fit was obtained when the sum of the square errors between the actual spectral distribution and the superposed bi-normal distribution was minimized. The result of this matching was reported in terms of the values of two means and two variances.

## 5. RESULTS AND DISCUSSION

### 5.1. Detrending results

Examples of fitting the groundwater time series with different detrending methods are shown in Figure 3 for well CT7_1 and Figure 4 for well CT7_2.

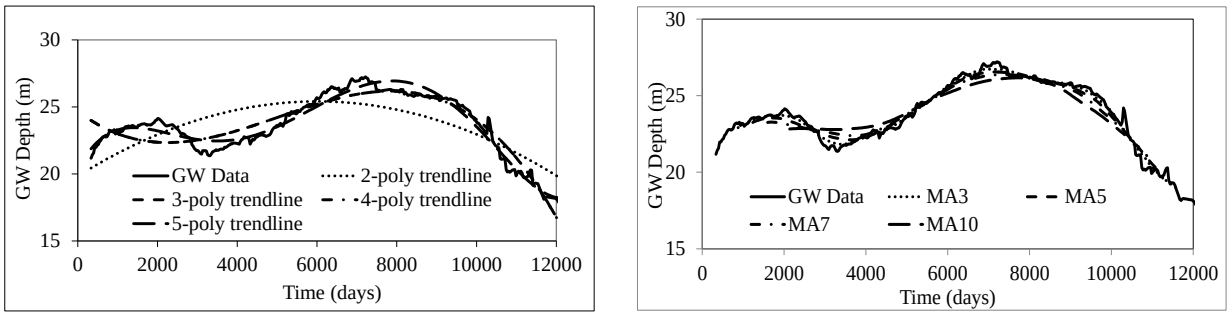



*Figure 3.* Groundwater time series at CT7_1 isdetrended with a) low-medium order polynomial interpolation and b) moving average techniques

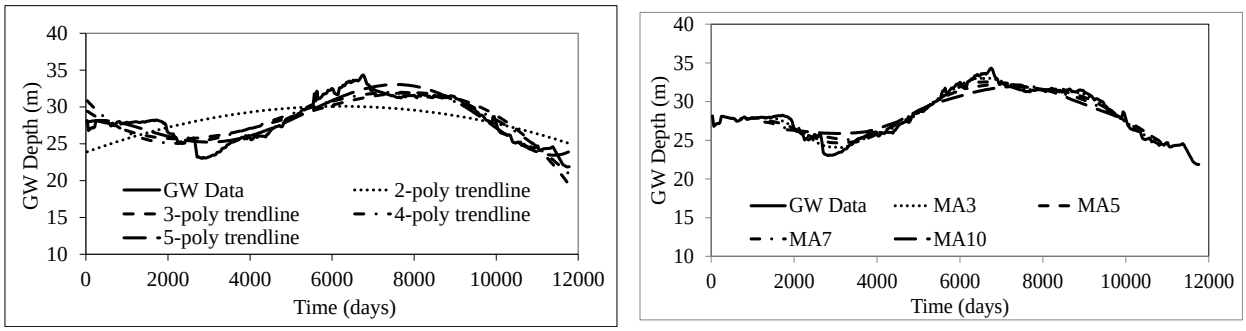



*Figure 4.* Groundwater time series at CT7_2 is detrended with a) low-medium order polynomial interpolation and b) moving average techniques

The 2$^{nd}$order polynomial regression is off the actual data of both wells, while the other fitting techniques perform qualitatively quite well. Pearson's correlation between the data at the selected six well locations and the eight trendlines is shown in Figure 5.

Most of the regression techniques achieve the target data reasonably well with the average correlation of approximately 0.9 with the exception of the 2$^{nd}$ order polynomial regression. The fitting method performs poorly on the time series of CT7_1, CT7_2, and especially CT31_2. In fact, all of the regression techniques provide poorer fitting to the CT31_2 time series than other time series. This can be explained by examining the distribution of the groundwater depth at CT31_2 by which the behavior of the groundwater system is quite irregular with high skewness and high kurtosis numbers (Table 1). However, the 2$^{nd}$ order polynomial method can execute satisfactorily at wells CT45, CT26_1 and CT48_2. On average, the 3-, 5-, 7- and 10-year moving averages yield the coefficients of Pearson's correlation with the data of 0.97, 0.97, 0.96 and 0.93, respectively, while the 5$^{th}$, 4$^{th}$, 3$^{rd}$, and 2$^{nd}$ order polynomial regressions provide the coefficients of 0.94, 0.91, 0.88 and 0.75, respectively.

The various trendlines were correlated with the groundwater withdrawal rates obtained from the Thailand Department of Groundwater Resources.

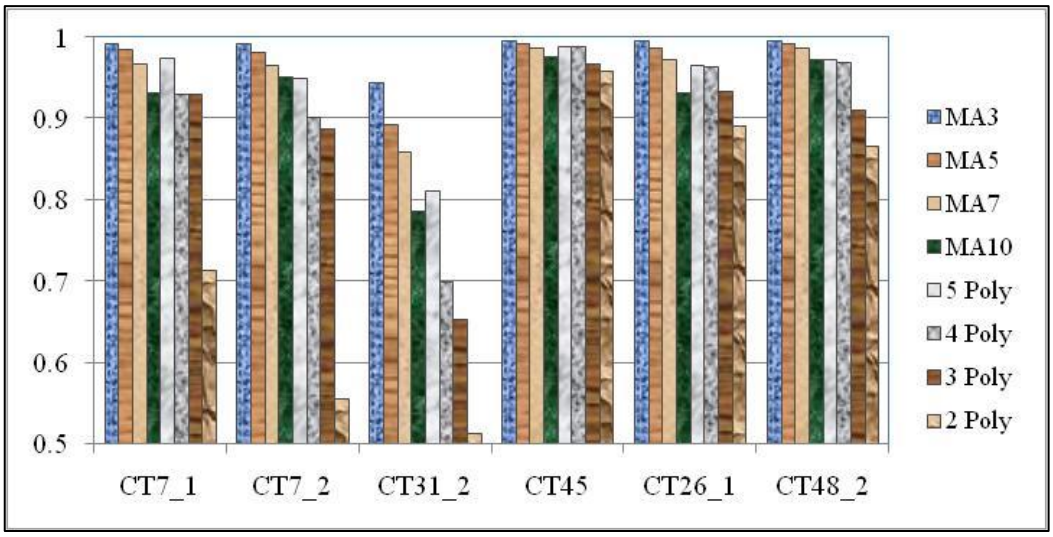



*Figure 5.* Pearson's correlation between actual data and various trends.

Figure 6 shows the correlation results between the trendlines from different detrending methods and pumping rates at the six selected sites.

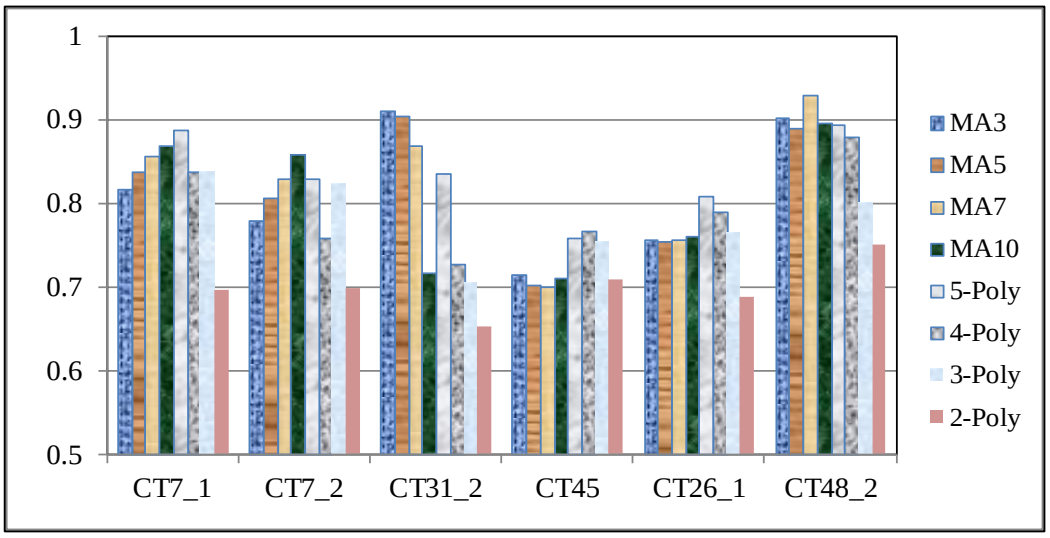



*Figure 6.* Pearson's correlation between pumping rate and various trends.

The obtained trendlines correlate well with the pumping rates. This implies that the groundwater fluctuation in this region is highly influenced by the withdrawal and the detrending the data therefore can remove the anthropogenic effect from the groundwater time series. The 2$^{nd}$ order polynomial interpolation incurs less fitting to yield the trendlines that respond to the anthropogenic effect as shown in the lowest correlation coefficients. The moving average techniques with the different length windows extract trends of groundwater signals that reflect the pumping activity satisfactorily. This can be seen from their comparable correlation coefficients. On average, the 3-, 5-, 7- and 10-year moving averages yield the coefficients of Pearson's correlation with the data of 0.81, 0.82, 0.83, and 0.80, respectively, while the 5$^{th}$, 4$^{th}$, 3$^{rd}$, and 2$^{nd}$ order polynomial regressions provide the coefficients of 0.84, 0.79, 0.78, and 0.70, respectively. In conclusion, the 5$^{th}$ order polynomial interpolation and the 7-year window moving average technique can perform better than the other detrending techniques. Therefore, these detrending techniques can remove the anthropogenic effect, which is groundwater withdrawal, from the groundwater signal. The sensitivity analysis shows that various detrending techniques can yield different trendlines, which some of them do not associate well with the withdrawal activity.

### 5.2. Descriptive statistics of the detrended residuals

In the previous step, detrending was performed to yield what is termed the trendlines of the selected time series. The trends present the main tendency of groundwater behavior in the past, and different detrending techniques yield different trendlines. Subsequently, the actual time series data of all the selected wells were subtracted by the regression trends to obtain the detrended residuals. For instance, Figures 7 and 8 respectively show the detrended residuals of CT7_1 and CT7_2. The residuals from all the detrending methods show similar up and down cyclic phase but with distinct values of residuals. The amplitudes of the 5$^{th}$ order polynomial and the 3-year moving average methods are smallest, while those of the 2$^{nd}$ order polynomial and the 10-year moving average methods are largest.

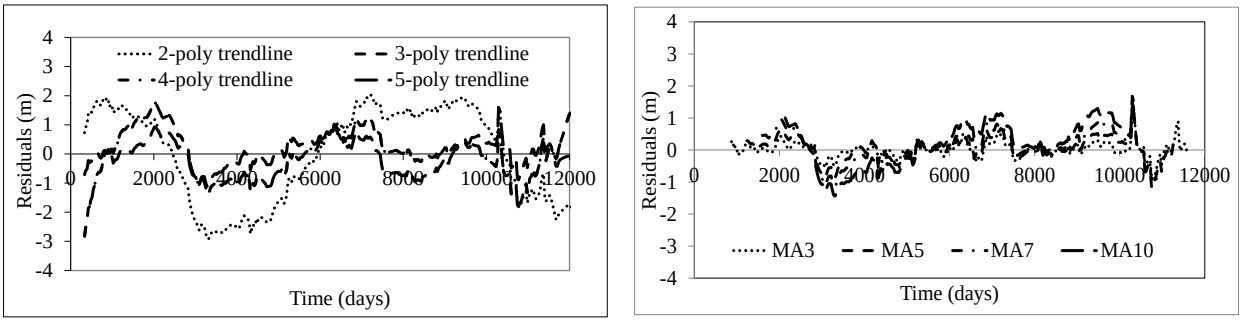



*Figure 7.* Detrended residuals at CT7_1 with a) low-medium order polynomial interpolation and b) moving average techniques

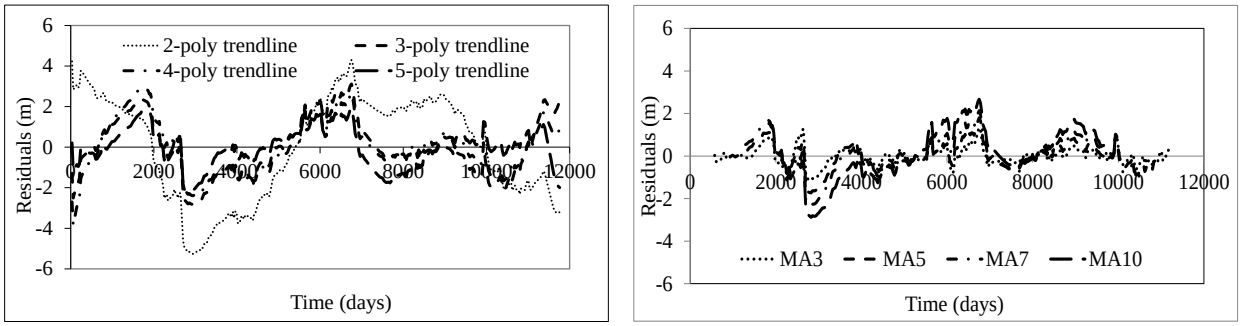



*Figure 8.* Detrended residuals at CT7_2 with a) low-medium order polynomial interpolation and b) moving average techniques

The descriptive statistics of the detrended residuals from the different regression techniques of the selected time series are computed. The wider the window for moving average, the higher the mean, i.e. the mean of the residuals from the 10-year moving average is greater than that of the 3-year moving average. On the other hand, all polynomial regressions provide the residuals with zero mean. The moving average window increases and so the standard deviation. On the contrary, the lower the order of polynomial interpolation, the larger the standard deviation is. This is because the higher orders of polynomial interpolation can yield better fitting due to their greater flexibility and thus typically produce less deviation from the data. On average, the 3- to 10-year moving averages provide less discrepancy than the low order polynomial interpolations. The ultimate goal of this study, however, is not to obtain the best fitting to the original data, but to link the models to anthropogenic effects.

### 5.3. Model overfitting Detection

It may appear possibly to closely match almost any groundwater signal pattern using any available detrending method. Generally, when the fitting model has excess degree of freedom, e.g. 5$^{th}$ order polynomial interpolation or 3-years window moving averaging, it is expected that their data fitting will appear to perform better than the other less-sophisticated fitting techniques with less degree of

freedom. It is therefore important to demonstrate if the results are meaningful from the true underlining processes or artifacts resulting from overfitting. Overfitting is a concern in decomposition a signal using a detrending method because when some models too closely fit the signal and so may damp out some significant short term variation in any signal to produce a smoothed pattern. A simple method was applied here to investigate when an overfitting is an issue for any detrending on a groundwater time series and when a more complicated model is not resulting in better fitting.

Figure 9 shows the correlations between the obtained trendlines and the actual groundwater time series and the correlations between the trendlines and the corresponding pumping rates. 'MA' represents the moving averaging techniques and "Poly" represents the polynomial interpolation. The correlations between the CT7_2 groundwater data and polynomial trendlines increase and so those trendline correlations with the withdrawal rates are. This means that when the technique has more degree of freedom, i.e. more sophisticated and higher order of interpolation, the technique yields the trendlines with higher correlation to the pumping rates. This is an indicator of matching between the trends and the actual underlining force and says that the trendlines represent the true anthropogenic effect. This phenomenon is also true when applying both moving average and polynomial interpolation techniques to other time series.

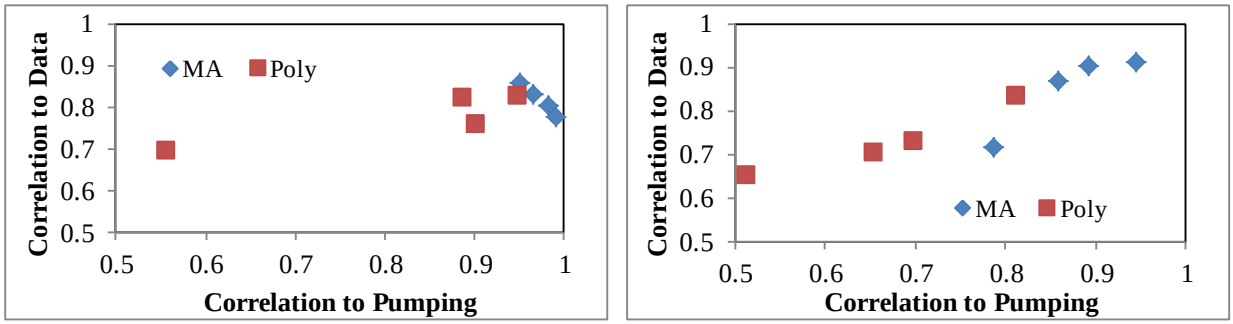



*Figure 9.* Correlations of trendlines with data and those with pumping for CT7_2 and CT31_2

On the other hand, when the moving average trendlines have a better fit to the original CT7_2 groundwater data, they are less associating with the rates of withdrawals. This suggests that the more sophisticated detrending technique, i.e. 3-yr window moving average, overfits the data and has poor matching performance to the underlying anthropogenic factor, as it may exaggerate minor fluctuations in the data. The latter phenomenon is an indicator of overfitting the data while less agreeing with the pumping rates. Therefore, the potential for overfitting does not depend on the methods used but rather depends on the data shape, and the actual linkage between the data and some physical parameters, which is the withdrawal rate in this case. In general, polynomials can mathematically model underlying processes, although significance may be lost due to overfitting with high order polynomials.

### 5.4. Autocorrelation of the detrended residuals

The detrended residuals from different detrending techniques at the selected well locations were then autocorrelated. Figures 10 and 11 show examples of the autocorrelation functions of the detrended residuals at CT7_1 and CT7_2. The residuals from both detrending methods during the record period are strongly dependent upon the values of the previous months and the linkage diminishes with increasing time lag. This is called "memory effect" (Polemio and Casarano, 2008; Tomasella *et al.*, 2008). The autocorrelation functions from the low order polynomial regression detrending methods are shown in Figures 10a and 11a. The autocorrelation functions of the detrended residuals obtained from the 2$^{nd}$ order polynomial interpolation have longer memory effect than some other higher order interpolation. Those autocorrelation functions from 3$^{rd}$, 4$^{th}$, and 5$^{th}$ order interpolations show similar memory effects with maximum correlation coefficients at the periods of approximately 5 and 12 years. This is an initial indicator of periodic patterns in groundwater time series and needs to be confirmed by a spectral analysis result.

The autocorrelation functions from the moving average detrending methods are shown in Figures 10b and 11b. The autocorrelation functions from the moving average methods have short memory effect with insignificant correlation coefficients. The autocorrelation functions of the detrended

residuals obtained from the wider window moving average are smoother than those from the narrow window moving average. However, the plotted curves do not clearly demonstrate any periodicity at any lag time as the coefficients of the autocorrelation functions are relatively small.

Smooth autocorrelation function with high autocorrelation coefficient of a time series generally implies that periodicity can be more easily detected than the function with many high frequencies. In this case, we might not be able to isolate the recurrence pattern (cycles) of groundwater signals from the residuals of the moving averages. On the other hand, the periodicity might apparently be identified from the detrended residuals obtained by the polynomial approximations as the residuals' autocorrelation functions are relatively smooth with high autocorrelation function values. However, as it will be shown later, the periodicity extracted from each method will be somewhat different. Thus, caution is required because the total data record is only slightly more than 30 years. Therefore, any periodic pattern beyond 15 years may simply be an artifact of the data sets, requiring the original data that are long enough such that real periodicities begin to show up.

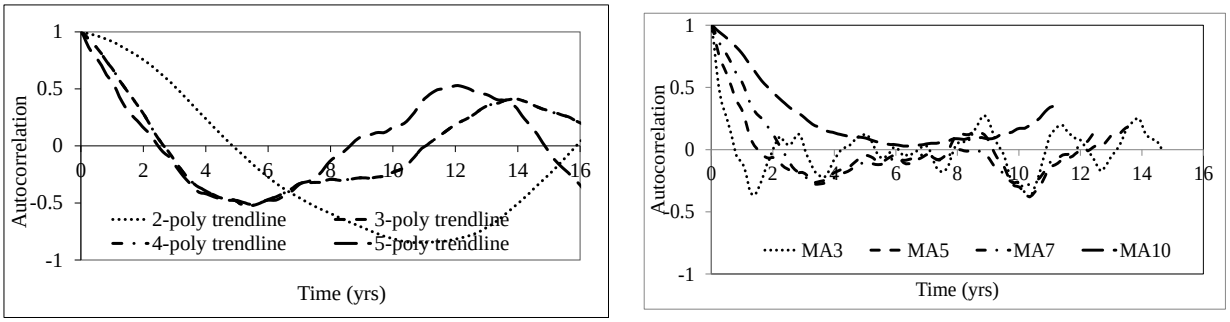



*Figure 10.* Autocorrelation function of the detrended residuals at CT7_1 with a) low-medium order polynomial interpolation and b) moving average techniques

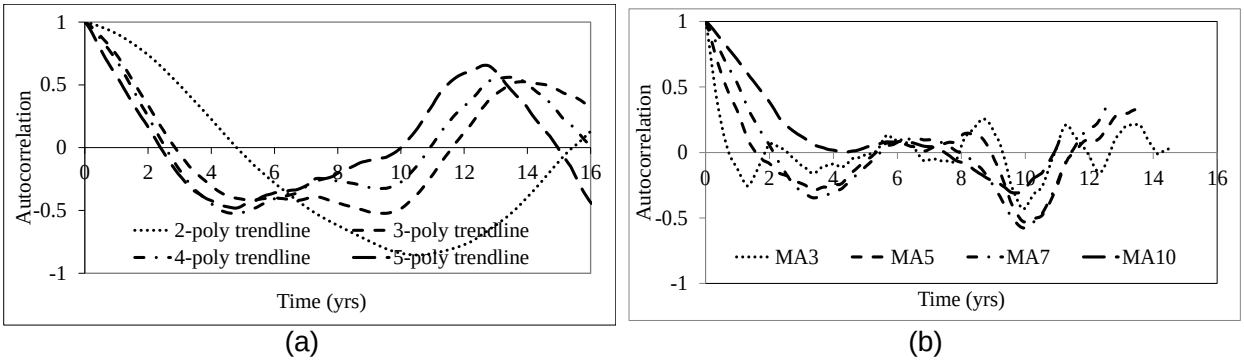
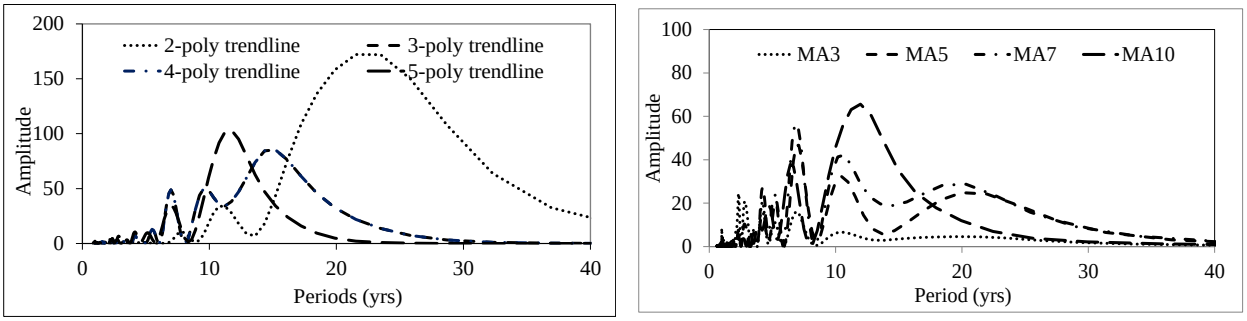



*Figure 11.* Autocorrelation function of the detrended residuals at CT7_2 with a) low-medium order polynomial interpolation and b) moving average techniques

### 5.5. Spectral analysis of the detrended residuals

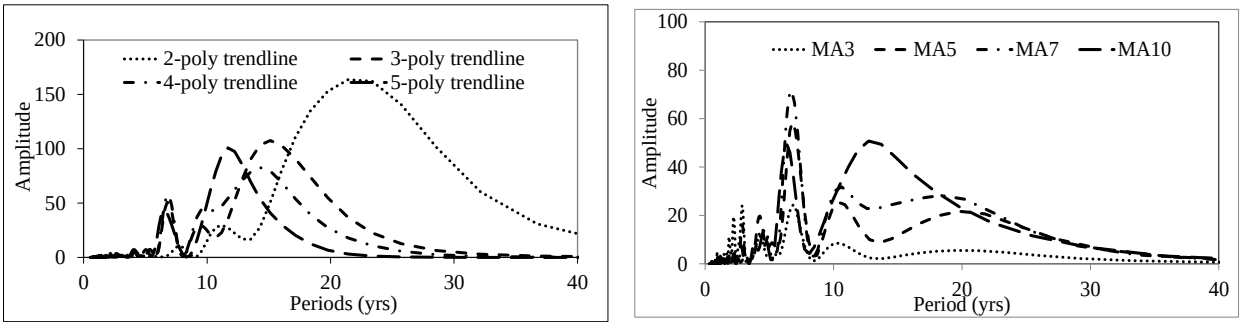
Examples of periodogram obtained from the Fourier analysis on the detrended residuals are shown in Figures 12 and 13. A periodogram is the spectral density estimating the power or strength of periodic components at all possible frequencies.

The patterns of the periodograms of the detrended residuals obtained from both methods are composed of one lower peak at the small periodic recurrence and one taller peak at the larger cycle. The polynomial regression yields more smooth and apparent modes of its periodograms than the moving average detrending. The periodicities obtained from the lower order polynomial regression are generally higher than those from the higher order approximation. This is because detrending a time series by applying a high order interpolation removes low frequency components with high periodicities. On the other hand, the narrow window moving averaging provides lower distributed periodicities than that with the wider window.




(a) (b)

*Figure 12.* Periodgrams of the detrended residuals at CT7_1 with a) low-medium order polynomial interpolation and b) moving average techniques




(a) (b)

*Figure 13.* Periodograms of the detrended residuals at CT7_2 with a) low-medium order polynomial interpolation and b) moving average techniques

Different detrending methods provide unique strength and spectral distribution of periodicities and thus difference in their corresponding first and second moments of the distributions. Physically, these first moment values refer to the average period of recurring pattern of the groundwater behavior in which the groundwater fluctuates with the cycles according to these values. The lower the order of polynomial approximation is, the higher the means and the greater variances of the periodicities are. For example, the groundwater at the location CT7_1 shows different periodicities from the 2$^{nd}$, 3$^{rd}$, 4$^{th}$, and 5$^{th}$ order polynomial approximations. The mean cycles of groundwater at the locations are respectively 26.85, 15.35, 15.35, and 8.70 years, and the variations associated with these means referred to as variances of the distributions are 131.32, 26.56, 26.56, and 20.16, respectively. On the other hand, there is no distinct correlation between the first and second moments and the window width of the moving average.

Most of the obtained periodograms appear quite bimodal with two strongest peaks of periodicities; thus, two normal distributions with different means and variances are superimposed together to assemble the best fit in minimizing the sum of squared errors to the actual periodogram obtained from the Fourier analysis. The first normal distribution fitting is attempted to fit the longer cycle and the second distribution fitting is aimed for the shorter cycle. The means of the first and second normal distributions for the different detrending methods are shown in Figures 14 and 15, respectively.

In general, the wider the window of the moving average or the lower the order of the polynomial approximation, the greater the means of the two periodic normal distributions are. For example, the periodic means of the first normal distributions at CT7_1 provided by the 2$^{nd}$, 3$^{rd}$, 4$^{th}$, and 5$^{th}$ order polynomial regressions are 23.39, 15.10, 15.10, and 11.98 years, respectively; the means provided by the 3-, 5-, 7-, and 10-year moving averages are 6.39, 10.24, 13.39 and 12.42 years, respectively.

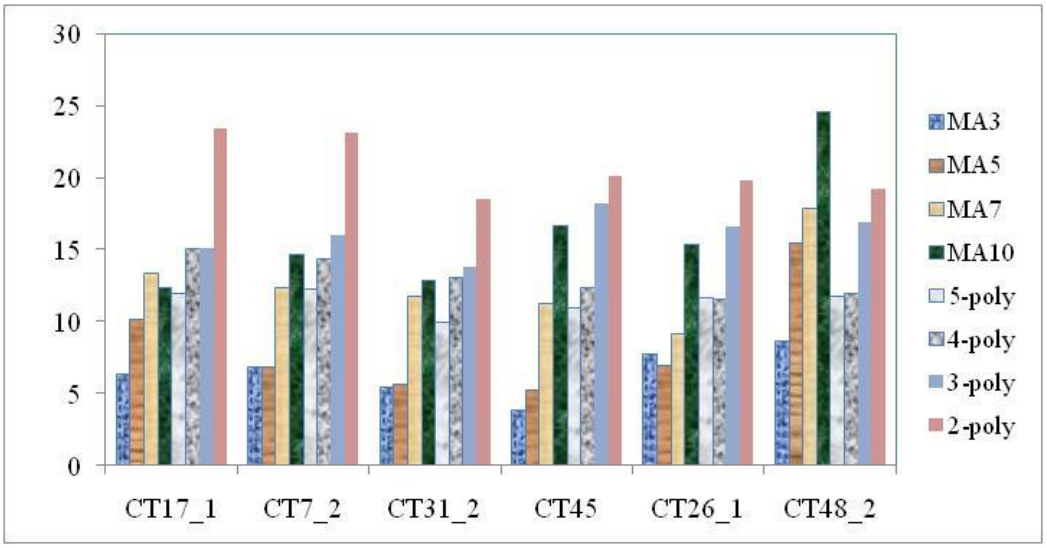



*Figure 14.* Means of the first normal distributions of the detrended residuals from different regressions of selected time series

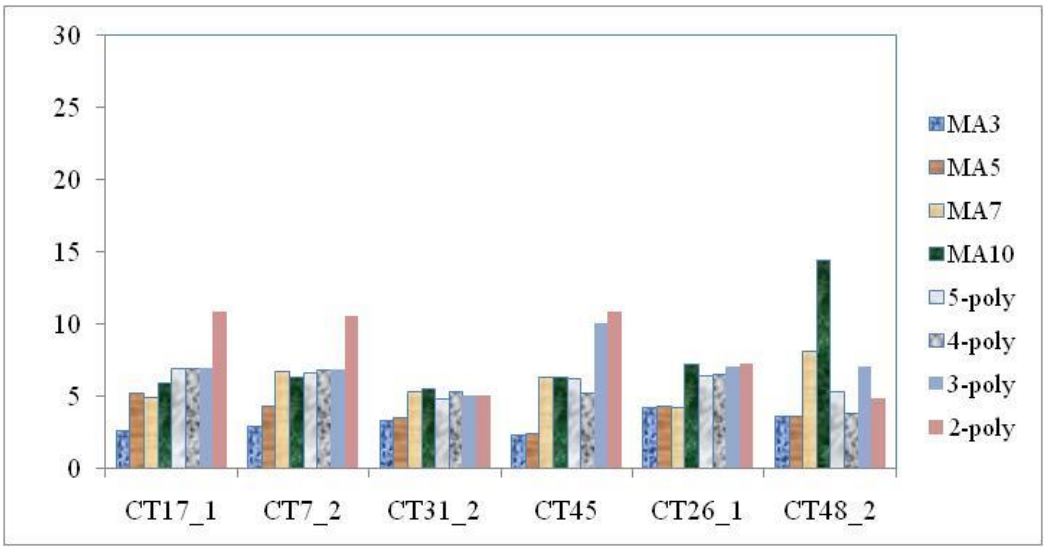


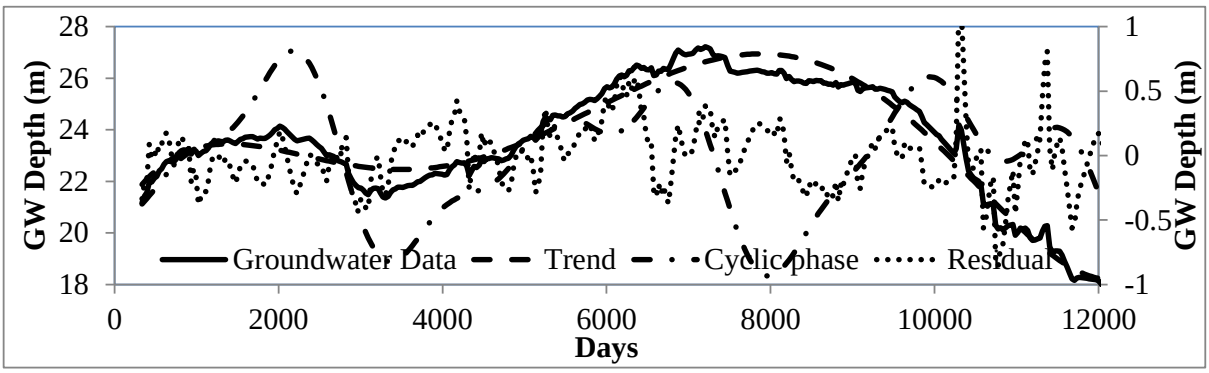

*Figure 15*. Means of the second normal distributions of the detrended residuals from different regressions of selected time series

On average, the polynomial interpolation yields approximately 30% higher means of both normal distributions than the moving averaging technique. The first hump with large periodic mean is more distributed than the second hump with small periodic mean. These two means of the bimodal periodogram distributions indicate the average cyclic patterns of the deep groundwater in the Lower Chao Phraya Basin that the cyclic patterns could be from the climate variability phenomenon, e.g. ENSO and IOD. This needs some further research investigation. However, different detrending techniques show large variability of the period patterns. For example, the groundwater analysis may show cycles of 2 and 5 years when the 3-year window moving average technique is applied, while the result may conclude that the groundwater has approximately 10 and 20 years of cycles when the $2^{nd}$ order polynomial interpolation is used. Therefore, caution should be exercised when apply different detrending techniques as different techniques yield different cyclic patterns and may infer to different climate variability phenomenon. An applicable method of detrending that apply to decompose a set of groundwater time series should generate a trend of groundwater that correlates with anthropogenic effects such as pumping record and that does not overfitting the original groundwater time series such that all the important cyclic patterns are removed from the corresponding detrended residuals.

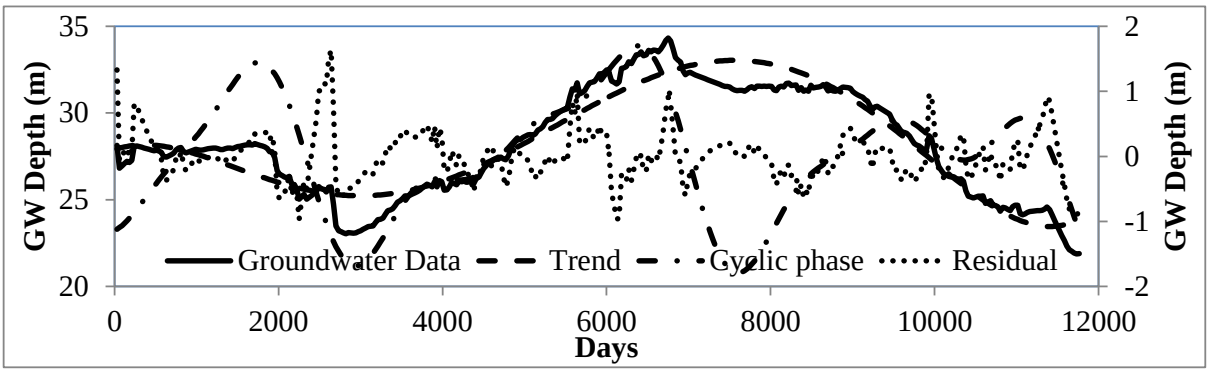
Uncertainty in this analysis can be associated with the length and interval of the groundwater time series data. When the time series is not long enough, some true imbedded large cyclic signals with periodicity longer than half of the monitoring period can be mistakenly alleged as a part of a trend. Only when the data is long enough, the true periodic signals as the result of climatic effects can be established.

**5.6. Groundwater components from decomposition and implication for future management**

Figure 16 shows the different components as proposed in this study and these components are trend, cyclic phase and residual component. The trend component is human relating showing long term fluctuation as shown in Figure 6 and this work shows that this trend very likely associates with groundwater withdrawal during the heavily pumped period. On the other hand, the cyclic component possibly links to climate variability with short and medium length cycles, i.e. less than 15 years. Fourier analysis establishes two main periodicities in dynamics of deep groundwater in the Lower Chao Phraya Basin and these cyclic patterns can be attributed to the general cycles of global climate, Indian Ocean Dipole (IOD) and the El Niño-Southern Oscillation (ENSO).




(a)




(b)

*Figure 16.* Trend, cyclic and residual components of groundwater time series at a) CT7_1 and b) CT7_2

From the observation on the magnitude of the groundwater dynamics, human relating factor has influenced far beyond the climate variability on this deep groundwater region. However, changes in climate variability can be reflected in the deep groundwater hydrographs. As depictured in Figure 16, the magnitude of the groundwater change as the result from climate variability in this area ranges between 1and 2 meters, while the extent of the anthropogenic effect on this groundwater is on the order of 10 meter during the period of observation. Therefore, the change in land use and human activities affect the groundwater more than climate variability in this region. We have selected only two cycles of groundwater in this study. More cyclic patterns however can be identified from the periodograms and this can considerably reduce the magnitude of the residual component.

## 6. SUMMARY

A total of eight detrending methods, 2nd, 3rd, 4th, 5th order polynomial regressions as well as 3-, 5-, 7- and 10-year moving averages, were applied to six long-term monthly groundwater records monitored at stations in the Lower Chao Phraya basin in Thailand where the groundwater is dominantly influenced by anthropogenic effect, i.e. pumping. The correlation of the trendlines to the groundwater withdrawal data reveals that the 5th order polynomial interpolation performs well yielding on average the best fitting of the trendlines linking to the human effect.

The Fourier analysis produces the periodograms of the detrended time series from the different detrending techniques. The periodogram patterns of the detrended residuals obtained from all the methods are comprised of two bimodal distributions. The two means of the bimodal periodogram distributions indicate the average cyclic patterns of the deep groundwater in the Lower Chao Phraya Basin that the cyclic patterns could be from the climate variability phenomenon, e.g. ENSO and IOD.

The novelty of this study are the application of deep groundwater data from the area, which has had long history of heavy pumping, and the sensitivity analysis of different detrending methods highlighting some commonly concerned overfitting issue and uncertainty derived from the empirical detrending approaches. Caution must be exercised when applying different detrending methods for decomposition. Different detrending methods can yield dissimilar periodic patterns of the original data, which may infer to different climate variability phenomenon. In the case of many anthropogenic activities influencing groundwater, it may be able to separate the original time series into a number of trendlines, each representing individual anthropogenic impact. The consequence key issue is to validate that those particular trendlines are actually the results from specific human impacts. Once this is justified, the prediction of the future groundwater behavior related to various human activities may be executed.

**ACKNOWLEDGEMENTS**

This research has been fully financially supported by a research grant from Faculty of Engineering, King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang (KMITL). The author is deeply grateful to Prof. Dr. Jason J. Gurdak from San Francisco State University for helpful advice and recommendation. Special gratitude is paid to all research assistants and colleagues in the Department of Civil Engineering, KMITL.

**REFERENCES**

Aflatooni M. and Mardaneh M. (2011), Time series analysis of groundwater fluctuations due to temperature and rainfall change in Shiraz Plain, International Journal of Water Resources and Environmental Engineering, **3** (9), 178-188.

Alley W.M., Healy R.W., LaBaugh J.W. and Reilly T.E. (2002), Flow and storage in groundwater systems, *Science*, **296**, 1985–1990.

Anderson W. and Emanuel R. (2008), Effect of interannual and interdecadal climate oscillations on groundwater in North Carolina, *Geophysical Research Letters*, **35**, 1-4.

Asian Development Bank (ADB) (2007), Recent advances in water resources development and management in developing countries in Asia, Asian Water Development Outlook 2007, Discussion Paper, Manila, Philippines.

Babel M.S., Das Gupta A., Domingo N.D. and Kamalamma A. (2007), Sustainable groundwater management in Bangkok. Report of Bangkok Case Study on Sustainable Water Management Policy (SWMP), Water Engineering and Management, Asian Institute of Technology, Thailand.

Bhar L.M. and Sharma V.K. (2005), Time Series Analysis, Indian Agricultural Statistics Research Institute, New Delhi: 1-15.

Chiew F.H.S., Piechota T.C., Dracup J.A. and McMahon T.A. (1998), El Nino/Southern Oscillation and Australian rainfall, streamflow and drought: Links and potential for forecasting, *Journal of Hydrology*, **204**, 138-149.

Cohen L. (1995), Time-frequency Analysis, Prentice Hall PTR.

Davis J.C. (1986), Statistics and Data Analysis in Geology, John Wiley and Sons.

Ganoulis J. and Morel-Seytoux H. (1985), Application of stochastic methods to the study of aquifer systems, Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris.

Gardner P.M. and Heilweil V.M. (2009), Evaluation of the effects of precipitation on ground-water levels from wells in selected alluvial aquifers in Utah and Arizona*, 1936-2005*, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2008-5242.

Ghanbari R.N. (2007), Climate Signals in Groundwater and Surface Water Systems: Spectral Analysis of Hydrologic Processes. University of Wisconsin – Milwaukee.

Green T.R., Taniguchi M., Kooi H., Gurdak J.J., Allen D.M., Hiscock K.M., Treidel H.and Aureli A. (2011), Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater, Paper 851. USDA-ARS/UNL Faculty.

Gunatilaka A. (2005), Groundwater woes of Asia, Asian Water, January/February.

Gurdak J.J., Randall T.H., McMahon P.B., Bruce B.W., McCray J.E., Thyne G.D., and Reedy R.C. (2007), Climate variability controls on unsaturated water and chemical movement, High Plains Aquifers USA, *Vadose Zone Journal*, **6**, 533-547.

Hammer O. and Harper D.A.T. (2006), Paleontological Data Analysis, Blackwell.

Hammer O., Harper D.A.T. and Ryan P.D. (2001), PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis, *Paleontologia Electronica*, **4** (1), 1-9.

Hanson R.T., Newhouse M.W. and Dettinger M.D. (2004), A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern United States, *Journal of Hydrology*, **287**, 252-269.

Harper D.A.T. (1999), Numerical Palaeobiology, John Wiley and Sons.

Institute for Global Environmental Strategies (IGES) (2007), Sustainable groundwater management in Asian cities. Report of research on sustainable water management policy.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007), Climate Change 2007 – Impacts, adaptation and vulnerability working group II contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC.

Kiely G. (1999), Climate change in Ireland from precipitation and stream flow observations, *Advances in Water Resources*, **23**, 141-151.

Kundzewicz Z.W. and Doll P. (2007), Will groundwater ease freshwater stress under climate change? Proceedings of International Conference on Groundwater and Climate in Africa, Kampala, June 2008.

Kusreesakul K. (2009), Spatio-temporal Rainfall Changes in Thailand and Their Connection with Regional and Global Climate Variability. Master Thesis, Prince Songkhla University, Thailand.

Limsakul A. and Goes J. (2008), Empirical evidence for interannual and longer period variability in Thailand surface air temperature, *Atmospheric Research*, **87**, 89-102.

Limsakul A., Limjirakan S. and Suthamanuswong B. (2007), Spatio-temporal changes in total annual rainfall and the annual number of rainy days in Thailand, *Journal of Environmental Research*, **29** (2), 1-21.

Lorphensri O. (2011), Controlling groundwater abstraction and related environmental degradation in Metropolitan Bangkok-Thailand, Asia Pacific Water Forum (APWF) Regional Water KnowledgeHub for Groundwater Management, June 2011, Bangkok.

Mantua N.J. and Steven R.H. (2002), The Pacific Decadal Oscillation, *Journal of Oceanography*, **58**, 35-44.

Mayer T.D. and Congdon R.D. (2008), Evaluating Climate Variability and Pumping Effects in Statistical Analyses, *Ground Water*, **46** (2), 212-227.

Nagpaul P.S. (2005), Time Series Analysis in WinIDAMS, New Delhi, India. http://portal.unesco.org/ci/en/files/18650/11133194701TimeSeriesAnal.pdf/TimeSeriesAnal.pdf

Ngongondo C.S. (2006), An analysis of long-term rainfall variability, trends and groundwater availability in the Mulunguzi river catchment area, Zomba mountain, Southern Malawi, Quaternary International, 148, 45-50.

Oppenheim A.V., Willsky A.S. and Hamid S. (1997), Signals and Systems, Prentice Hall.

Pankratz A. (1983), Forecasting with univariate Box Jenkings Models: Concepts and Cases, Whiley Series in Probability and Statistics.

Perry C.A. (1994), Solar-irradiance variations and regional precipitation fluctuations in the western United States, *International Journal of Climatology*, **14**, 969-983.

Perry C.A. and Hsu K.J. (2000), Geophysical, archaeological, and historical evidence support a solar-output model for climate change, *Proceedings of National Academy of Science*, **97** (23), 1244-1248.

Piancharoen C. (1977), Groundwater and land subsidence in Bangkok, Thailand, IAHS Publication No. 121, 355-364.

Piancharoen C. and Chuamthaisong C. (1978), Groundwater of Bangkok Metropolis, Thailand, IAH Memoire Vol. XI, Budapest, 510-528.

Polemio M. and Casarano D. (2008), Climate change, drought and groundwater availability in southern Italy. In: *Climate change and groundwater*, Dragoniand W. and Sukhija B.S. (eds), The Geological Society Special Publications, 288, 39-51.

Pratarastapornkul T. (2009), An apparent effect of Indian Ocean Dipole phenomenon on annual rainfall variability of Thailand, Proceedings of the fifth IOGOOS annual Meeting, Phuket, Thailand. (in Thai with abstract in English)

Prinos S.T., Leitz A.C. and Irvin R.B. (2002), Design of a real-time ground-water level monitoring network and portrayal of hydrologic data in southern Florida, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 01-4275, 108 p.

Serfes M.E. (1991), Determining the mean hydraulic gradient of groundwater affected by tidal fluctuations, *Ground Water*, **29** (4), 549-555.

Shah T. (2009), Climate change and groundwater: India's opportunities for mitigation and adaptation, Environmental Research Letters 4.

Shao Q., Campbell N.A., Ferdowsian R.and O'Connell D.O. (1999), Analyzing trends in groundwater levels, CSIRO Mathematical and Information Sciences Report No. CMIS 99/37, Agriculture Western Australia.

Tague C., Grant G., Farrell M., Choate J. and Jefferson A. (2008), Deep groundwater mediates streamflow response to climate warming in the Oregon Cascades, *Climate Change*, **86**, 189-210.

Taylor C.J. and Alley W.M. (2001), Groundwater level monitoring and the importance of long-term water-level data, U.S. Geological Survey Circular 1217.

Tomasella J., Hodnett M.G., Cuartas L.A., Nobre A.D., Waterloo M.J. and Oliveira S.M. (2008), The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behavior, *Hydrological Process*, **22**, 2133–2147.

United Nations Environment Programme (UNEP) (2002), Global Environment Outlook 3. Nairobi, Kenya.

Vautard R., Yiou P. and Ghil M. (1992), Singular-spectrum analysis: A toolkit for short, noisy, chaotic signals, *Physica D*, **58**, 95-126.

Water Environment Partnership in Asia (WEPA) (2007), http://www.wepa-db.net/policies/state/china/groundwater.htm.

Yu H.L. and Chu H.J. (2012), Recharge signal identification based on groundwater level observations, *Environmental Monitoring and Assessment*, **184**, 5971-5982.

# อิทธิพลของดัชนีสภาพภูมิอากาศที่มีต่อปริมาณน้ำฝนในบริเวณที่ราบภาคกลางตอนล่างของประเทศไทย

# The influence of climatic indices on rainfall in the lower central plain of Thailand

*อุมา สีบุญเรือง[1] และ กรกช ทวีสิน[2*]*

## บทคัดย่อ

การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศของโลกในปัจจุบัน ส่งผลเชื่อมโยงต่อสภาพธรรมชาติ ทรัพยากรธรรมชาติ และปัจจัยทางสังคมและสิ่งแวดล้อมในหลายภาคส่วน ปริมาณฝนเป็นตัวแปรสำคัญที่ได้รับผลกระทบและส่งผลต่อกระบวนการทางอุทกวิทยา รายงานวิจัยนี้ได้นำเสนอผลการวิเคราะห์เบื้องต้นอนุกรมเวลา ระหว่างข้อมูลฝนในพื้นที่ภาคกลางตอนล่างของประเทศไทยและตัวแปรสภาพภูมิอากาศ สมุทรศาสตร์ ที่เกี่ยวข้อง เช่น El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Asian summer monsoon (ASM) และ Indian Ocean Dipole (IOD) โดยใช้ข้อมูลตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 ถึง 2010 ประมาณ 30 ปี จากนั้นวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างฝนกับดัชนีสภาพภูมิอากาศต่างๆ ดังกล่าว โดยใช้วิธีสหสัมพันธ์ สหสัมพันธ์ข้ามตัวแปรและสมการถดถอยเชิงเส้นพหุคูณ จากผลการวิเคราะห์ข้อมูลในพื้นที่ศึกษาพบว่า ปริมาณฝนมีอิทธิพลของฤดูกาลและมีรอบการเกิดซ้ำประมาณ 1 ปี โดยที่ดัชนีมรสุมฤดูร้อนเอเชีย IMI กับ WNPMI จะให้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์อยู่ที่ 0.6 ซึ่งมากกว่าตัวแปรภูมิอากาศอื่นๆ และค่าจากสมการความถดถอยเชิงพหุพบว่าค่าดัชนีอุณหภูมิผิวน้ำทะเล Nino4 มีอิทธิพลต่อปริมาณฝนในพื้นที่ศึกษามากที่สุด

**คำสำคัญ**: ดัชนีภูมิอากาศ, อนุกรมเวลา, สหสัมพันธ์ข้ามตัวแปร, การแปรปรวนทางภูมิอากาศ

## Abstract

World's climate change currently affects nature, natural resources, and environmental and social determinants of various sectors. The quantity of rainfall is an important affected factor which significantly contributes in the hydrologic cyclic processes. This paper presents the primary result of time series between rainfall data in the lower central part of Thailand and a number of related climate-ocean variables, i.e. El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Asian summer monsoon (ASM) and Indian Ocean Dipole (IOD). Data from the years of 1980 to 2010 with approximate 30 years were used in this study. The relationship between rainfall and the climate indices were analyzed with the correlation analysis, cross correlation analysis and multiple linear regression technique. The results show that the rainfall pattern is fluctuated seasonally about 1- year return period

*1 รองศาสตราจารย์ สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา คณะวิศวกรรมศาสตร์ สจล. E-mail: kseuma@kmitl.ac.th*

*2* นักศึกษาปริญญาเอก สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา คณะวิศวกรรมศาสตร์ สจล. E-mail: kola592@hotmail.com*

behaviors.The index of Asian summer monsoons, i.e. IMI and WNPMI, provide the correlation coefficient of 0.6, which are higher than any other climatic variables. Additionally, the multiple regression analysis reveals that the sea surface temperature index, Nino4, is the highest influencing factor to the rainfall pattern in this study area.

**Keywords:** climatic indices, time series, cross correlation, climate variability

## 1. บทนำ

ปรากฏการณ์โลกร้อน (Global Warming) เป็นปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ เนื่องจากมีการเพิ่มก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์และก๊าซเรือนกระจกต่างๆ ที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ เช่น กระบวนการผลิตในโรงงานอุตสาหกรรม การตัดไม้ทำลายป่าเป็นจำนวนมาก ทำให้บรรยากาศของโลกกักเก็บพลังงานความร้อนเพิ่มขึ้น โดยปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในระดับโลก ที่รู้จักกันโดยทั่วไป คือ ปรากฏการณ์เอลนีโน่และลานีญ่า ซึ่งปรากฏการณ์ดังกล่าวมีความเชื่อมโยงกันในหลายภาคส่วน เช่น พื้นดิน บรรยากาศ มหาสมุทรและแสงอาทิตย์ ทำให้อุณหภูมิเฉลี่ยของโลก บรรยากาศบริเวณผิวโลกและมหาสมุทรเพิ่มสูงขึ้น ผืนน้ำแข็งบริเวณขั้วโลกเหนือ และธารน้ำแข็งบนภูเขาทั้งหมดทั่วโลกค่อยๆ ละลายลงเรื่อยๆ ส่งผลให้ความสมดุลของพลังงานโลกเปลี่ยนแปลงไป คลื่นความร้อนเกิดบ่อยครั้ง และรุนแรงขึ้น ซึ่งจะส่งผลต่อฤดูกาล ปริมาณ และการกระจายของน้ำฝนเปลี่ยนแปลงไป ระดับน้ำทะเลสูงขึ้น เกิดภัยพิบัติที่รุนแรงและโดยมีแนวโน้มความรุนแรงและความถี่เพิ่มขึ้น [1] และจากการศึกษาของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ หรือ IPCC ในปี 2544 พบว่า อุณหภูมิเฉลี่ยของโลกจะเพิ่มขึ้นอีกประมาณ 1.4 ถึง 5.8 องศาเซลเซียส ทำให้เกิดการละลายของน้ำแข็งขั้วโลกและการขยายตัวของน้ำทะเล จะส่งผลให้ระดับน้ำทะเลเพิ่มสูงขึ้นอย่างน้อย 0.09 เมตรและสามารถขึ้นถึง 0.88 เมตร อีกทั้งส่งผลต่อการกระจายตัวของอัตราฝนตก ส่งผลให้เกิดความแห้งแล้งและน้ำท่วมอย่างรุนแรงขึ้น

ประเทศไทยอยู่ในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ซึ่ง ตั้งอยู่ใกล้จุดศูนย์กลางของความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ อาจได้รับผลกระทบจากความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศได้ โดยภัยพิบัติดังกล่าวอาจก่อให้เกิดความเสียหายต่อชีวิต และทรัพย์สินเป็นมูลค่ามหาศาล ดังนั้นการศึกษาความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ เพื่อให้เข้าใจถึงการเชื่อมโยงและผลกระทบ ที่มีต่อทรัพยากรน้ำ และเตรียมพร้อมในการจัดสรรน้ำ ก็จะสามารถลดความสูญเสียที่จะเกิดขึ้นจากความเปลี่ยนแปลงดังกล่าวในอนาคตลงได้

## 2. พื้นที่ศึกษาและสภาพภูมิอากาศ

สำหรับลักษณะภูมิอากาศของประเทศโดยทั่วไปแล้วขึ้นกับลมมรสุมที่พัดผ่าน 2 ชนิดคือ ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (ช่วงเดือน พ.ค. ถึง ต.ค.) ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (ช่วงเดือน ส.ค. ถึง ก.ย.) [2]

ลมมรสุมในเอเชียใต้ และประเทศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้รวมทั้งประเทศไทย ลมมรสุมฤดูหนาวไม่สามารถแผ่ขยายเข้าไปถึงได้ เนื่องจากมีเทือกเขาหิมาลัยขวางอยู่ ดังนั้นเอเชียใต้และประเทศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ จึงได้รับอิทธิพลจาก

มรสุมโดยตรงเฉพาะในช่วงฤดูร้อนเท่านั้นโดยมรสุมฤดูร้อนอาเซียน (Asian Summer Monsoon หรือ ASM) เป็นมรสุมที่พัดปกคลุมอยู่แถบบริเวณอ่าวเบงกอล (Bay of Bengal) คาบสมุทรอินโดจีน (Indonesia Peninsula) และทะเลจีนใต้ (South China Sea) มรสุมจะเริ่มประมาณต้นเดือนหรือกลางเดือนพฤษภาคม [2] อิทธิพลที่มีผลต่อช่วงระยะเวลาของการเริ่มต้น ASM คือทิศทางในการเคลื่อนที่ที่แตกต่างกันระหว่างมรสุมเอเชียตะวันออก (East Asian Monsoon; EAM) ระหว่างกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม โดยมีแหล่งกำเนิดจากมหาสมุทรอินเดีย มรสุมนี้จะนำมวลอากาศชื้นจากมหาสมุทรอินเดีย มาสู่ประเทศไทย ทำให้มีเมฆมากและฝนตกชุกทั่วไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งตามบริเวณชายฝั่งทะเล และเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่นนอกจากนี้ประเทศไทยยังได้รับอิทธิพลจากร่องมรสุม หรือแนวปะทะลมร้อน (intertropical convergence zone; ITCZ) ซึ่งเป็นโซนหรือแนวแคบๆ ที่ลมสินค้า (trade wind) ในเขตร้อนของทั้ง 2 ซีกโลกมาบรรจบกัน คือ ลมสินค้าตะวันออกเฉียงเหนือของซีกโลกเหนือ กับลมสินค้าตะวันออกเฉียงใต้ของซีกโลกใต้ โดยมีลักษณะเป็นแนวพาดขวางในทิศตะวันออก-ตะวันตก ใน ITCZ เป็นบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ มีกระแสอากาศไหลขึ้น-ลงสลับกัน ITCZ จะ อยู่ในเขตร้อนใกล้เส้นศูนย์สูตร มีความกว้างเปลี่ยนแปลงไปตามความรุนแรงของลมสินค้าทั้งสอง

ถ้าลมสินค้าทั้งสองด้านมีกำลังแรงขึ้นมาพร้อมๆ กัน ก็จะบีบให้แนวปะทะนี้แคบ มีความรุนแรงในการปะทะ ทำให้เกิดเมฆและฝนตกมาก ถ้าลมสินค้าทั้งสองด้านมีกำลังอ่อน การปะทะของลมก็ไม่รุนแรงแนวปะทะมีบริเวณกว้างลักษณะอากาศก็ไม่รุนแรง แนวนี้เลื่อนขึ้นเหนือหรือลงใต้ได้ตามฤดูกาล ขึ้นอยู่กับแสงอาทิตย์ที่ส่องลงมาบนพื้นโลก ซึ่งแนวปะทะลมร้อนนี้เป็นปัจจัยสำคัญในการเกิดฝนของประเทศไทย เดือนตุลาคมเป็นช่วงที่ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือกำลังพัดเข้าแทนที่ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้โดยทั่วไปฝนจะลดลง ยกเว้นภาคใต้ฝั่งตะวันออกยังคงมีฝนตกชุกอยู่ เดือนตุลาคมเป็นช่วงระยะเวลาที่พายุดีเปรสชัน (depression) เคลื่อนตัวผ่านภาคใต้ของประเทศไทยทำให้เกิดฝนตกและน้ำท่วมได้

## 3. ระเบียบวิธีวิจัย

จากงานวิจัยที่ผ่านมาพบว่ามีความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศกับทรัพยากรน้ำ จึงได้ทำการรวมรวมข้อมูลปริมาณฝน ดัชนีสภาพอากาศ มาวิเคราะห์ความสัมพันธ์เพื่อว่าดัชนีสภาพอากาศต่างๆ มีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษาอย่างไร

### 3.1 ข้อมูลที่ใช้

3.1.1 ปริมาณฝน

ได้ทำการรวบรวมข้อมูลสถิติปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนในพื้นที่ภาคกลางตอนล่างจากกรมอุตุนิยมวิทยา โดยพิจารณาสถานีในภาคกลางรวม 10 สถานี ได้แก่ สถานี อยุธยา กรุงเทพ ชัยนาท ดอนเมือง กำแพงแสน กาญจนบุรี ลพบุรี นครสวรรค์ ปทุมธานี สุพรรณบุรี และได้แสดงข้อมูลทางสถิติเบื้องต้น ประกอบด้วยค่าเฉลี่ย (Mean) ค่ามัธยฐาน (Median) ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard deviation) และความยาวของข้อมูลดังตารางที่ 1 ซึ่งปริมาณฝนที่ได้จะมีความยาวของข้อมูลแตกต่างกันไป จึงได้คัดเลือกช่วงความยาวของข้อมูลให้สอดคล้องกับข้อมูลดัชนีสภาพภูมิอากาศ และความยาวของข้อมูลไม่ควรจะน้อยกว่า 20 ปี เพื่อที่จะ

สามารถอธิบายลักษณะความแปรปรวนของฝนได้ในช่วงเวลาปีต่อปีถึงทศวรรษต่อทศวรรษ ในการศึกษานี้จะใช้ข้อมูลปริมาณฝนตั้งแต่ช่วงปี 1980 ถึงปี 2010 จากการวิเคราะห์ข้อมูลพบว่าที่สถานีสุพรรณบุรีมีปริมาณฝนรายปีสูงสุดในช่วงเวลาที่ศึกษาอยู่ที่ 131.38 ม.ม.ค่าเฉลี่ยรายปีอยู่ที่ 90.36 ม.ม.

ตารางที่ 1 ค่าสถิติพื้นฐานของปริมาณน้ำฝนรายเดือนในพื้นที่ศึกษา

| **สถานี (จังหวัด)** | Mean mm./month | Variance $(mm./month)^2$ | Max mm./month |
|---|---|---|---|
| กาญจนบุรี | 90.83 | 8876.29 | 589 |
| กรุงเทพ | 130.34 | 17351.84 | 676.3 |
| ดอนเมือง | 115.89 | 13302.63 | 727.6 |
| สุพรรณบุรี | 91.28 | 9975.97 | 502.2 |
| ลพบุรี | 99.51 | 9865.62 | 516.5 |

3.1.2 ดัชนีสภาพภูมิอากาศ

การศึกษาที่ผ่านมาพบว่าปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่สำคัญในแถบภูมิภาคนี้ ได้แก่ มรสุมฤดูร้อนอาเซียน (Asian summer monsoon) ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ่ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) โดยดัชนีชี้วัดมรสุมฤดูร้อนอาเซียนที่ใช้คือ Indian Summer Monsoon Index (IMI) และ Western North Pacific Monsoon Index (WNPMI) สำหรับปรากฏการณ์ IOD จะใช้ดัชนี Dipole Mode Index (DMI) ซึ่งเป็นตัวชี้วัดที่พิจารณาจากค่าความแตกต่างของความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณเส้นศูนย์สูตรระหว่างมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันตก (50-70 °E และ 10 °S-10 °N) กับมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันออกเฉียงใต้ (90-110 °E และ 10 °S-0 °N) สำหรับตัวชี้วัดที่ใช้ชี้วัดความผิดปกติของปรากฏการณ์ ENSO มีหลายตัว เช่น Multivariate ENSO Index (MEI), The Southern Oscillation Index (SOI), Sea Surface Temperature (SST) เช่น Nino1+2 Nino3 Nino4 โดยการศึกษานี้จะพิจารณาที่ Nino4 คือพื้นที่ในส่วนของมหาสมุทรแปซิฟิกเขตศูนย์สูตรตะวันตก หรือที่เรียกว่าแอ่งน้ำอุ่น อยู่ระหว่างละติจูดที่ 5 °N - 5 °S และ ลองติจูด 150 °W - 160 °E เป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิของผิวน้ำทะเลสูงที่สุดมีอิทธิพลในหลายประเทศที่อยู่ทางตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก

### 3.2 ทฤษฎี

3.2.1 อัตตสัมพันธ์ หรือ สหสัมพันธ์ในตัวเอง (Autocorrelation)

ตรวจสอบความสัมพันธ์ของข้อมูลในลำดับต่าง ๆ ในอนุกรมเวลา โดยข้อมูลที่ห่างกัน k ตำแหน่ง จะมี lag= k ค่าสัมประสิทธ์อัตตสหสัมพันธ์ (Autocorrelation coefficient) ที่มี Lag = k สามารถหาได้จากสมการ

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{N-k}(x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2} \qquad (1)$$

3.2.2 สหสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร (cross-correlation)

เป็นการตรวจสอบความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรตัวแปรภูมิอากาศที่มีต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนโดยใช้สมการดังต่อไปนี้

$$r_m = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_{i-m} - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_{i-m} - \bar{y})^2}} \qquad (2)$$

ซึ่ง r คือ Correlation coefficient

3.2.3 รูปแบบจำลองความถดถอยเชิงพหุ (Multiple Linear Regression Model)

เป็นแบบจำลองที่ใช้แสดงความสัมพันธ์ของตัวแปรอิสระ m ตัว($X_1$, $X_2$,.,,,$X_m$) กับตัวแปรตาม Y โดยมีความสัมพันธ์อยู่ในรูปเชิงเส้น จะได้สมการความถดถอยเชิงพหุ ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่าง Y และ $X_1$, $X_2$,...,$X_m$ ดังนี้

$$Y=b_0+b_1X_1+b_2X_2+\ldots b_mX_m \qquad (3)$$

โดยที่ Y คือตัวแปรตาม (Dependent variable) $X_i$ คือ ตัวแปรอิสระ (Independent variable) b0 คือ ส่วนตัดแกน Y เมื่อกำหนดให้ $X_1=X_2=\ldots=X_m=0$ และ $b_i$ คือ สัมประสิทธิ์ความถดถอยเชิงส่วนของตัวแปรตาม(Y) ที่มีต่อตัวแปรอิสระ $X_i$ เมื่อตัวแปรอิสระอื่นๆมีค่าคงที่ ในการวิเคราะห์สมการที่มีตัวแปรอิสระกับตัวแปรตามที่มีความสัมพันธ์ในรูปเชิงเส้น การศึกษาครั้งนี้กำหนดให้ตัวแปรอิสระเป็นดัชนีทางสภาพอากาศและตัวแปรตามเป็นปริมาณน้ำฝน เมื่อได้สมการเชิงเส้นจากการวิเคราะห์ด้วยโปรแกรม SPSS และจะบอกถึงความสัมพันธ์ได้ด้วยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R) (กัลยา 2550)

3.2.4 การวิเคราะห์ความถี่สเปคตรัม (Spectral Analysis Method)

เป็นการวิเคราะห์สัญญาณความถี่ที่มีลักษณะเด่นออกมาเพื่อเน้นวิเคราะห์รอบการเกิดของตัวแปรอุตุนิยมวิทยาต่างๆ เช่น สภาพภูมิอากาศ ปริมาณน้ำฝน โดยมีรูปแบบสมการดังนี้

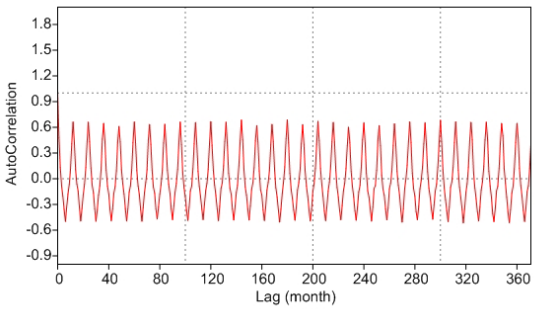
$$F(t) = \sum_{i=0}^{\infty} a_i \cos(2\pi it/T + \omega_i) \qquad (4)$$

โดยที่อนุกรมเวลา F (t) ของระยะเวลาทั้งหมด T เราสามารถหาค่า ai (ขนาดของคลื่น) และ$\omega$i (เฟส)

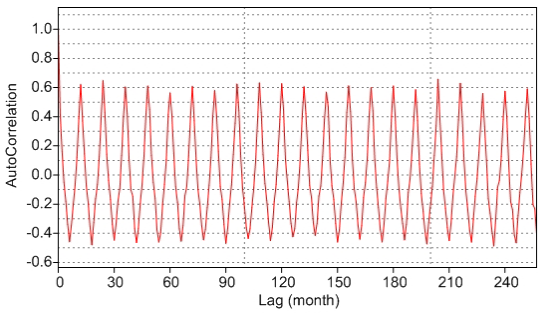
## 4.ผลลัพธ์และการอภิปราย

4.1 การวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณน้ำฝน

จากการทดสอบอัตตสหสัมพันธ์ของปริมาณฝนรายเดือนในสถานีที่พิจารณา 10 สถานีตามที่กล่าวมาแล้ว พบว่าข้อมูลน้ำฝนรายเดือนมีรอบการเกิดประมาณ 12 เดือนหรือ 1 ปี โดยแสดงตัวอย่างในสถานีกรุงเทพฯ และสถานีชัยนาท ในรูปที่ 1




(a) สถานีกรุงเทพฯ

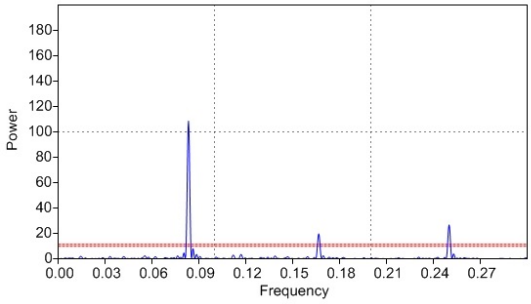



(b) สถานีชัยนาท

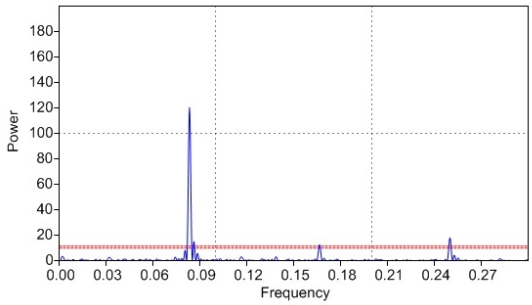
รูปที่ 1 แสดงการทดสอบอัตตสัมพันธ์ของปริมาณฝนเฉลี่ยรายเดือน

เมื่อพิจารณาในรูปแบบความถี่การเกิดของปริมาณฝนรายเดือนตามรูปที่ 2 จะพบว่าในแต่ละสถานีวัดน้ำฝนจะมีค่าคล้ายคลึงกันคือ มีความถี่สูงสุดที่เด่นชัดคือรอบการเกิดประมาณ 1/0.083 = 12 เดือน ที่ชัดเจนเป็นอันดับรองลงมาคือ 1/0.165 =

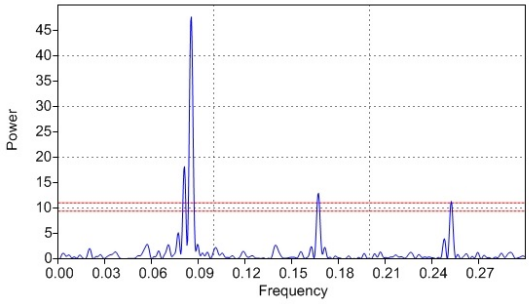
6 เดือน และเห็นค่าที่1/0.25 = 4 เดือนเป็นอันดับท้ายสุด ที่ระดับนัยสำคัญ 0.05



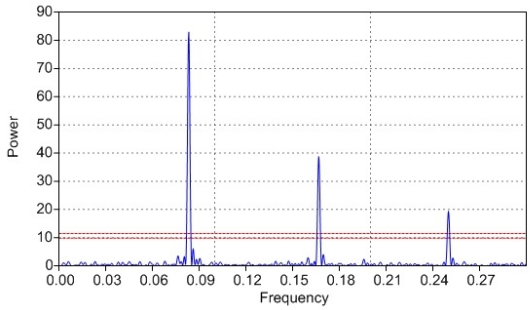

(a) สถานีกรุงเทพ



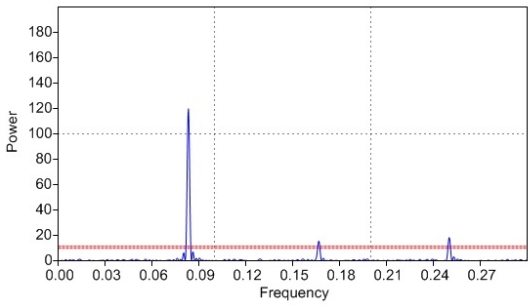

(b) สถานีดอนเมือง



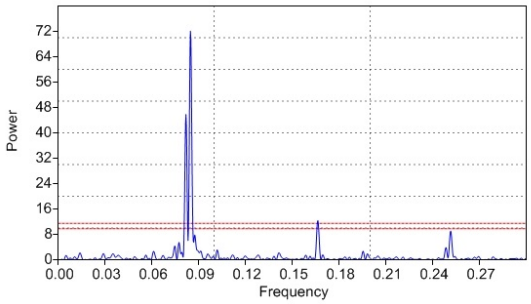

(c) สถานีกำแพงแสน




(d) สถานีกาญจนบุรี




(e) สถานีลพบุรี




(f) สถานีนครสวรรค์

รูปที่ 2 แสดงการวิเคราะห์ความถี่ของปริมาณฝนรายเดือนที่สถานีต่างๆ

4.2 ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรตัวแปรสภาพภูมิอากาศกับปริมาณฝน

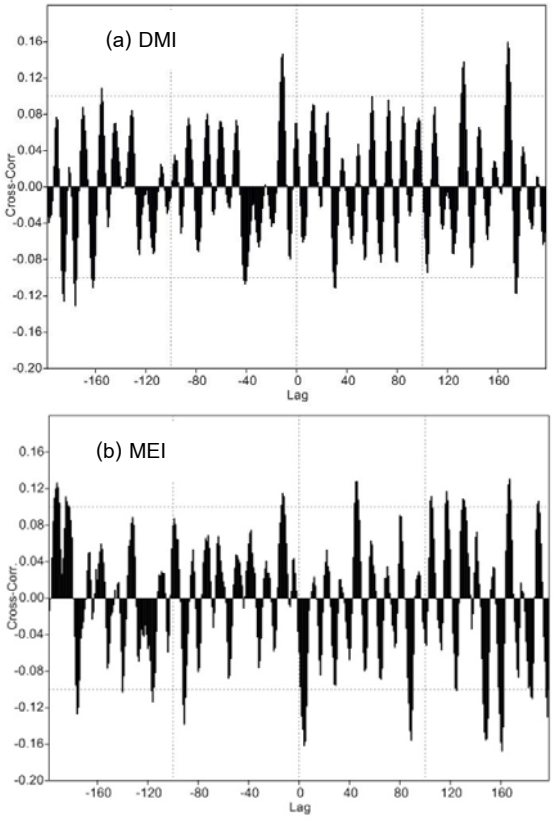
จากการวิเคราะห์สหสัมพันธ์ระหว่างค่าดัชนี IMI WNPMI DMI SOI MEI และ SSTNino4 ตามลำดับกับปริมาณฝนของสถานีต่างๆ ในภาคกลาง ซึ่งได้ผล ดังนี้

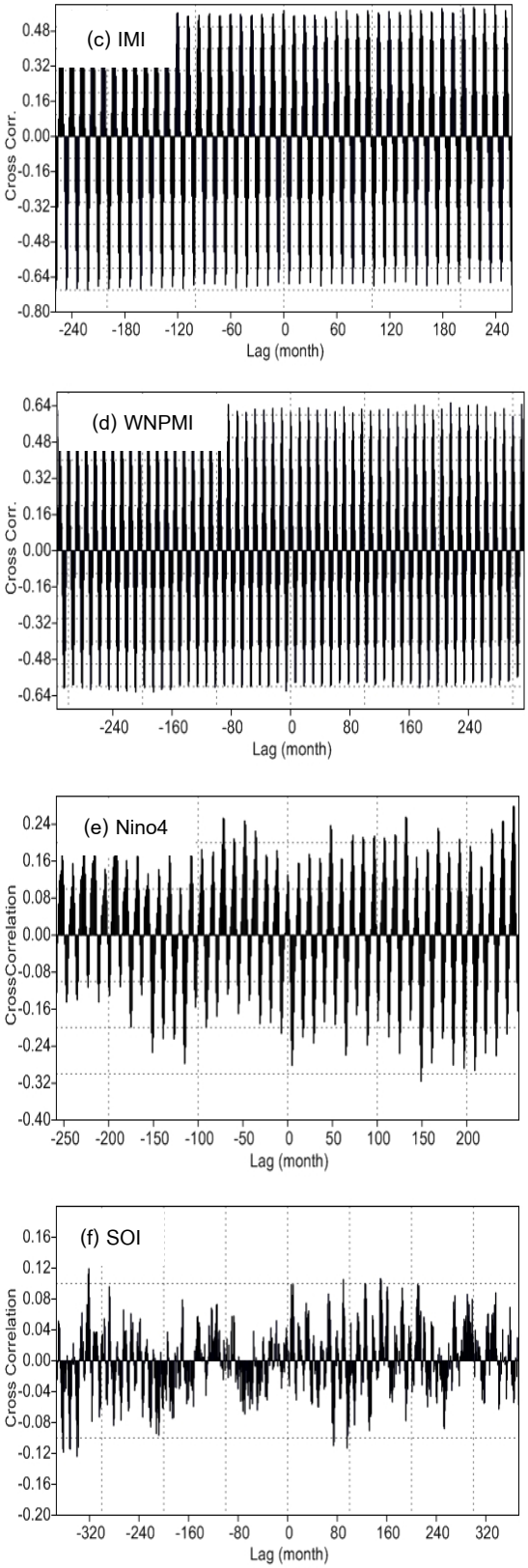
พบว่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรของค่า DMI กับปริมาณฝนในภาพรวมมีค่าค่อนข้างน้อยคือมีค่าอยู่ระหว่าง 0.1-0.2 โดยการเหลื่อมของเวลา (Lag) มีค่าอยู่ในช่วงน้อยกว่า 1 เดือน และอาจจะส่งผลในรอบปีถัดไปได้ซึ่งอาจจะต้องพิจารณาเพิ่มเติมต่อไป

และดัชนี SOI จะส่งผลต่อปริมาณฝนเมื่อเวลาผ่านไปประมาณ 1 เดือน แต่สำหรับค่า Nino 4 จะเกิดหลังจากฝนผ่านไปแล้วประมาณ 1 เดือน

สัมประสิทธ์สหสัมพันธ์มีของค่า MEI มีค่าค่อนข้างน้อยคือมีค่าอยู่ระหว่าง 0.1-0.2 และการเหลื่อมของเวลา (Lag) มีค่าอยู่ในช่วงน้อยกว่า 1 เดือนหรือในรอบปีปัจจุบัน หรืออาจจะส่งผลในรอบปีถัดไปได้ซึ่งอาจจะต้องพิจารณาแบบจำลองเพิ่มเติม ซึ่งความสัมพันธ์ของปริมาณฝนกับค่าดัชนี MEI นี้จะมีลักษณะคล้ายคลึงกับความสัมพันธ์ของปริมาณฝนกับค่าดัชนี DMI

สำหรับความสัมพันธ์ของค่าดัชนีมรสุมฤดูร้อนอาเซียน IMI กับ WNPMI พบว่ามีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนมากกว่าดัชนีสภาพอากาศอื่นๆ และมีรูปแบบที่ชัดเจนคือมีค่าสัมประสิทธ์สหสัมพัทธ์ประมาณ 0.6 โดยมรสุมจะส่งผลต่อปริมาณฝนสูงที่สุดในช่วงเวลาน้อยกว่า 1 เดือน ดังแสดงตามรูปที่ 3 ทั้งนี้ ในการศึกษาต่อไปอาจจะใช้ข้อมูลรายสัปดาห์ เพื่อสามารถพิจารณาการเหลื่อมของค่าดัชนีสภาพภูมิอากาศกับปริมาณฝนได้ดียิ่งขึ้น




รูปที่ 3 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศกับปริมาณฝนที่สถานีกรุงเทพมหานคร

จากการวิเคราะห์สมการถดถอยเชิงพหุ ที่มีตัวแปรอิสระเป็นดัชนีทางสภาพภูมิอากาศกับตัวแปรตามคือปริมาณน้ำฝน พบว่าดัชนีที่มีอิทธิพลต่อปริมาณฝนในสถานีภาคกลางมากที่สุดคือ Nino4 และสำหรับดัชนีสภาพภูมิอากาศที่มีอิทธิพลรองลงมาสามารถพิจารณาจากสมการในตารางที่ 2

ตารางที่ 2 แสดงการวิเคราะห์สมการถดถอยเชิงพหุ

| station | Equation | R |
|---|---|---|
| กรุงเทพฯ | Y= -1113.411+6.484WNPMI+2.681OLR+ 40.286Nino4+3.999IMI | 0.648 |
| ชัยนาท | Y= 63.339+5.475WNPMI+ 3.580IMI+0.776OLR | 0.644 |
| ดอนเมือง | Y= -983.367+8.165IMI +2.349OLR+ 35.088Nino4 | 0.664 |
| กำแพงแสน | Y= -1007.997+5.960WNPMI+1.939OLR+ 35.716Nino4 | 0.610 |
| กาญจนบุรี | Y= -1014.914+ .837WNPMI+2.225OLR+ 35.616Nino4 | 0.569 |
| สุพรรณบุรี | Y= -657.962+7.487WNPMI+10.855SOI+ 1.376OLR+ 24.449NIno4 | 0.622 |
| ลพบุรี | Y= -803.819+3.592WNPMI+3.867IMI+ 1.583OLR+29.419Nino4 | 0.633 |
| นครสวรรค์ | Y= -454.249+5.606 IMI+3.708WNPMI+ 1.193OLR+17.817NIno4 | 0.711 |

## 5. สรุปผลและข้อเสนอแนะ

จากการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนในพื้นที่ภาคกลางตอนล่าง 10 สถานี พบว่าข้อมูลน้ำฝนรายเดือนมีรอบการเกิดซ้ำทุกๆ 1 ปี รายปีในสถานีที่ได้ศึกษาส่วนใหญ่ เช่น ดอนเมือง กรุงเทพมหานคร กาญจนบุรี มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในอัตราที่แตกต่างกันและจากค่าสัมประสิทธ์อัตตสหสัมพันธ์จะอยู่ประมาณ 0.1 - 0.2 ชี้ให้เห็นว่าปริมาณฝนของข้อมูลที่อยู่ติดกันจะส่งผลกระทบต่อกันน้อยแต่ก็อาจจะสามารถศึกษาความสัมพันธ์หรือแบบจำลองได้

เมื่อพิจารณาความถี่การเกิดของปริมาณฝนรายเดือน จะพบว่าในแต่ละสถานีวัดน้ำฝนจะมีค่าคล้ายคลึงกันคือ มีรอบที่ชัดเจนที่สุด 12 เดือน ที่ชัดเจนเป็นอันดับรองลงมาคือ 6 เดือน และเห็นค่าที่รอบ 4 เดือนเป็นอันดับท้ายสุด ที่นัยสำคัญ 0.05 จากการวิเคราะห์สหสัมพันธ์ระหว่างค่าดัชนี IMI WNPMI DMI MEI SOI SSTNino4 กับปริมาณฝนสถานีต่างๆ ในภาคกลางนั้น พบว่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์มีของค่า DMI กับ MEI ค่อนข้างน้อยคือมีค่าอยู่ระหว่าง 0.1-0.2 สำหรับความสัมพันธ์ของค่าดัชนีมรสุมฤดูร้อนอาเซียน IMI กับ WNPMI พบว่ามีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนมากกว่าดัชนีสภาพอากาศอื่นๆ คือมีค่าสัมประสิทธ์สหสัมพัทธ์ประมาณ 0.6 โดยมรสุมจะส่งผลต่อปริมาณฝนสูงที่สุดในช่วงเวลาน้อยกว่า 1 เดือน โดยที่ดัชนี SOI จะส่งผลต่อปริมาณฝนเมื่อเวลาผ่านไปประมาณ 1 เดือน ขณะเดียวกันค่า Nino 4 จะเกิดหลังจากฝนผ่านไปแล้วประมาณ 1 เดือน ทั้งนี้ในการศึกษาต่อไปอาจจะใช้ข้อมูลรายสัปดาห์ เพื่อสามารถพิจารณาการเหลื่อมของค่าดัชนีสภาพภูมิอากาศกับปริมาณฝนได้ดียิ่งขึ้น

และจากการวิเคราะห์สมการถดถอยเชิงพหุ ที่มีตัวแปรอิสระเป็นดัชนีทางสภาพภูมิอากาศกับตัวแปรตามคือปริมาณน้ำฝน พบว่าดัชนีที่มีอิทธิพลต่อปริมาณฝนในสถานีภาคกลางมากที่สุดคือ Nino4 และสำหรับดัชนีสภาพภูมิอากาศที่มีอิทธิพลรองลงมาคือ WNPMI

## 6. กิตติกรรมประกาศ

ผลงานครั้งนี้สำเร็จได้ด้วยดี ต้องขอกราบขอบพระคุณ รศ.ดร.อุมา สีบุญเรือง สำนักพัฒนาอุตุนิยมวิทยากรมอุตุนิยมวิทยา ที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูลที่จำเป็นต่อการทำวิจัยครั้งนี้

## 7. บรรณานุกรม

[1] กลุ่มวิชาการภูมิอากาศ สานักพัฒนาอุตุนิยมวิทยา กรมอุตุนิยมวิทยา. 2550

[2] http://kromchol.rid.go.th

[3] http://www.tmd.go.th

[4] Saji, N.H., Goswami., B.N., nayachandran, P.N. and Yamagata, T. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. Nature, 401: 360-363.

[5] สุจริต คูณธนกุลวงศ์ และคณะ ผลการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศโลกต่อปริมาณน้ำฝน/น้ำท่ารายเดือนของประเทศไทย และผลกระทบต่อการบริหารจัดการน้ำในพื้นที่ภาคตะวันออก สกว. 2553

**THA 2015 International Conference on**
"Climate Change and Water & Environmental Management in Monsoon Asia"
28-30 January 2015, Bangkok, Thailand.

# Deep Groundwater and Possible Signals for Human and Climatic Effects

**Uma Seeboonruang**

**Abstract** Groundwater data reflects hydrological processes, climate change and variability, as well as any anthropogenic influence. Hence, inversion of groundwater signals can provide significant information of the historic exposure to groundwater. This study aims to present a method of decomposing deep groundwater signals monitored at stations in the lower Chao Phraya basin in Thailand to reveal the effects of two major forces; anthropogenic and climatic effects. The anthropogenic effect and the impact from climate change are assumed to possess the long-term trend on the groundwater signal, while the impact of climate variability is assumed to be in the periodic pattern. The classical decomposition partitions a signal into three elemental components called trend, periodicity and random or irregular components. A detrending method is the first step applied to obtain the anthropogenic effects, e.g. those from a long-term groundwater development, and possibly climate change. Consequently, wavelet analysis is performed on the groundwater detrended residuals and the wavelet power spectrums are then related to some climatic variability indices, representing three important climate forces. This research focuses on the application of different mother wavelets on the detrended data. Morlet mother wavelet is proved to be best for this analysis. The outcome from the decomposition examination finds that the groundwater in the region is significantly under the influence of anthropogenic effect and the El Nino/Southern Oscillation and the Asian Summer Monsoons result in the periodic cycle of the groundwater signal. In addition, non-stationarity of the climate variability and groundwater oscillation are evident in the region. Therefore, future groundwater management should take into account of not only climate change but also climate variability as well for better sustainability and resilience.

**Keywords** *Groundwater, time series analysis, wavelet analysis, climate variability*

Assoc. Prof. Dr. Uma Seeboonruang
Department of Civil Engineering,
Faculty of Engineering, King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang
Ladkrabang, Bangkok, Thailand
Email: kseuma@kmitl.ac.th

## Introduction

A groundwater system is naturally dynamic and changes with time in response to both human activities and climate stresses. Climate change has accelerated the already worsening state of groundwater resources and rendered the only available freshwater reserve less accessible (IPCC, 2007). The higher temperatures and precipitation fluctuations contribute to variations in soil moisture, runoff and eventually groundwater recharge. In addition to climate change, global water resources can be sensitive to climate variability, i.e. the reversible and periodic changes that occur over periods of a few years to decades (Hanson et al., 2004; Gurdak et al., 2007). Impacts of climate variability on groundwater are however little understood. Furthermore, the relationship between climate variability and groundwater is more complex than that between climate variability and precipitation or surface water.

In general, a regional climate may contain several modes of recurring fluctuations. The most widely known decadal-time scale climate variability, the El Nino/Southern Oscillation (ENSO) phenomenon is characterized by variations in the sea-surface temperature and in the barometric pressures. The interannual climate variability of ENSO includes periodicity ranging from 2 to 6 years, while the variations on slightly longer cycles of approximately 6 to 10 years may be due to monsoons. In addition, the Pacific Decadal Oscillation (PDO) could contribute to interdecadal variations of approximately 10 to 25 years (Mantua and Steven 2002) and 50 to 70 years (Minobe, 1997). Other influencing forces of climate periodicities include the North Atlantic Oscillation (NAO) with a periodicity of 7 to 8 years (Fye et al., 2006), and the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) with a periodicity of 50 to 80 years (Kerr, 2000).

Thailand is situated right on the dividing line between the very different and equally powerful weather patterns of the Indian Ocean and the western Pacific Ocean. However, there have been only a handful of studies that analyzed a linkage between climate variability and rainfall variations in Thailand on longer time scales, i.e. the interannual and interdecadal scales (Limsakul et al., 2007; Limsakuland Goes, 2008). These studies reported that the rainfall and temperature variations in Thailand were associated with periodicities on multiple time scales ranging from seasonal to interannual to interdecadal. Asian summer monsoons, the Indian Ocean Dipole (IOD), and ENSO exert the most influence on climate variability in the region. The annual rainfall cycle was found to be in phase with the

Indian summer monsoon (IMI) and the western North Pacific summer monsoon (WNPMI) (Limsakul et al., 2007). IOD also influences the annual rainfall but its impact varies, depending on both the combined effect of IOD and ENSO and the strength of ENSO in the Pacific Ocean. The periodicity of IOD has been in a range of 1 - 4 years since 1990. ENSO has a 3-to-7-year cycle, with a four-year average to go from El Niño to La Niña.

Some of the key questions relating to these cyclical patterns are whether these aforementioned forces impose the stationarity and whether the signals can be detected in the groundwater resource. In addition, if these climatic forces do exert influence on groundwater, the management of groundwater for a sustainable future and the adaptation to climate change must take into account the stationarity, extents and periodicities of these variables.

Limited research studies have attempted to relate deep groundwater signals to climate change and climate variability (Green et al., 2011). Therefore, this current study aims to analyze the application of wavelet analysis to groundwater fluctuation in the Lower Chao Phraya Basin and of some climatic indices influencing the weather in the region. The analysis also focuses on the use of multiple mother wavelets in the wavelet and their validity on the groundwater signals.

## Study area

Hydrogeologically, the Lower Chao Phraya Basin is located in the upper tertiary to quaternary strata of the Lower Central Plains of Thailand. The aquifers consist mainly of sands, gravels, and minor clay lenses of Pliocene-Pleistocene-Holocene geological age and can be zoned into eight principal confined aquifers separated by apparent thick confining clay layers. The depth of the aquifer system is approximately 500 meters. The main recharge to the aquifer system is from the Middle Chao Phraya Basin hydraulically connected to the north of this Lower Basin. Widespread exploitation of groundwater for urban water supply began in the 1950s, and the primary targets for water well construction were the 2nd, 3rd and 4th aquifers in a depth range of 100-250 meters below the ground surface.

Seeboonruang (2014) separated the anthropogenic effect of groundwater withdrawal from the groundwater time series by applying multiple detrending methods to six long-term monthly groundwater records collected at stations in Thailand's Lower Chao Phraya Basin. The 5$^{th}$ order polynomial interpolation performed well as it yielded on average the best fitting of the trendlines linking to the human effect. The spectral analysis produced the periodograms of the detrended time series and the periodogram patterns were comprised of two bimodal distributions. The two means of the bimodal periodogram distributions, one with a periodicity of 3 - 5 years and the other with a periodicity of 10 - 13 years, indicated that the cyclical patterns of the deep groundwater in the Lower Chao Phraya Basin could be the result of climate variability phenomena, e.g. ENSO and IOD. However, the author did not perform any analysis to relate the groundwater oscillation to the climatic indices.

## Introduction to wavelet theory

Previous studies on groundwater applied the time series analysis to analyzing groundwater records in response to stresses (Gurdak et al., 2007). Among the frequency-domain methods, the Fourier series analysis is widely used to decompose a single signal into constituent sinusoids of different frequencies. However, the spectral analysis methods can indicate periodicities that are stationary when amplitude and frequency do not change considerably in time. With wavelet analysis, a time series can be studied on time and multiple frequency scales concurrently (i.e. at low and high frequencies). The wavelet method of this current research follows that of Torrence and Compo (1998). The objective of the analysis is to decompose a signal, expressed as a function of the time variable, into various frequency components using building blocks. These building blocks are defined by wavelets. Once a wavelet is constructed, it can be used to filter or compress signals.

The continuous wavelet transform of a discrete time series $x_n$ of N observations with a time increment of $\delta t$ and the complex conjugate $\psi^*$ of an analysis function $\psi(t)$ is given by

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \sqrt{\frac{\delta t}{s}} \psi^* \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s}\right] \quad (1)$$

where t is time, s is the wavelet scale, and n provides the time variation. The analysis function $\psi(t)$ is called a mother wavelet function, which must be localized in time and frequency space and should be admissible, and is assumed that $\psi(t)$ is normalized, i.e. $\int_{-\infty}^{\infty} \psi\psi^* \, d\eta = 1$. Varying $s$ and $n$ in the wavelet transform ensures the complete evaluation on frequency components and their corresponding time localization. There are many well-known mother wavelet functions. Three different mother wavelets in Torrence and Compo (1998) are the Morlet, Paul, and Derivative of Gaussian (DOG) wavelets. The choice of an appropriate wavelet depends on the nature of the signal and type of information to be extracted from the signal. Moortel et al. (2004) characterized the three wavelets as follows: The Morlet wavelet has a reasonably large number of oscillations, which will ensure a good frequency resolution. The Paul wavelet has far fewer oscillations but is much localized in time, and this may yield accuracy in time but a reduced frequency resolution. The DOG wavelet has relatively few oscillations in a much wider time domain.

## Methodology

Available groundwater data

Data on long-term continuous groundwater levels are collected throughout parts of Thailand's Central Plains by the Department of Groundwater Resources. The data contain records of groundwater depths from the ground

surface and some of the records date back to 1921. Most bores are located in the urban and built-up lands. The water level readings are taken roughly once a month. The deep groundwater time series of the CT7_2 site was selected for its reasonably long-term and constantly measured observations of water levels. This is to reduce uncertainty that could arise from interpolation due to unavailability of data during certain periods.

Initially, the time series was interpolated into monthly basis using a simple linear interpolation because the measurements of groundwater levels were taken at irregular intervals, ranging from monthly to bimonthly. Subsequently, detrending by the 5th order polynomial interpolation was performed on these selected time series. Seeboonruang (2014) proved that this detrending removed the anthropogenic effects on the groundwater signals in the Lower Chao Phraya Basin. The detrended residual function was obtained by subtracting the fitting trend from the interpolated data over the recording periods. The wavelet analysis was then performed on the detrended time series.

Climatic indices

Thailand's meteorological conditions are influenced by Asian summer monsoons, IOD and ENSO, so it is vital that the climatic indices in this research represent these forces. The Asian summer monsoons will be represented by the Indian summer monsoon (IMI) and the western North Pacific summer monsoon (WNPMI). IOD is defined as the SST anomaly difference between the western equatorial Indian Ocean (50E-70E, 10S-10N) and the southeastern equatorial Indian Ocean (90E-110E, 10S-0N), referred to as the Dipole Mode Index (DMI). Since ENSO refers to variations in the surface temperature of the tropical eastern Pacific Ocean and in air surface pressure in the tropical western Pacific Ocean, the indices that most reflect these variations are the Multivariate ENSO Index (MEI), the Japan Meteorological Agency Sea Surface Temperature Index (JMA SST), the Southern Oscillation Index (SOI), the Sea Surface Temperature (SST) and the Outgoing Long Wave Radiation (OLR).

Wavelet analysis

Groundwater and climatic time series were analyzed by using standard wavelet analysis and the program called Paleontological STatistics (PAST) (Hammer and Harper, 2006) was applied here. The algorithm is based on fast convolution of the signal with the wavelet at different scales using the Fast Fourier Transform (FFT). The wavelet result is presented in three configurations: the complete wavelet power spectrum contour plot, global wavelet power spectrum, and local wavelet power spectrum. The power spectrum or normalized power spectrum of the periodicity over time is used for classification and analysis of particular time series behavior and characteristics. Each periodicity is the length of a cycle of hydrologic or climatic variation event. One hydrologic or climatic event or time series is composed of an infinite number of sinusoids with particular periodicity and each sinusoidal wave has different magnitude or strength contributing to the time series.

The focus of this study is a straightforward assessment performed on a known sinusoidal time series in order to examine which mother wavelet performs best on the detrended groundwater and climatic time series. The shape of the mother wavelet is set to Morlet (wavelet number 6), Paul (4th order), 2nd and 6th Derivative of Gaussian (DOG). A sinusoid regression is given by $y(x) = a \times \cos\left(\frac{2\pi \times (x - x_o)}{T} - p\right)$, where $a$ is the amplitude, $T$ is the period and $p$ is the phase. $x_o$ is the first (smallest) $x$ value. The detrended residual of the groundwater time series at CT7_1 is modeled with the sinusoidal regression analysis to find a suitable set of regression parameters. The algorithm is based on a least-squares criterion and singular decomposition (Press et al. 1992). $R^2$, the coefficient of determination, indicates how well an obtained sinusoidal model fits data. Wavelet analyses with the different mother wavelets are then performed on the obtained sinusoidal function. The mother wavelet that yields the best wavelet transform power spectrum is that with 4266-day stationary periodicity.

A global wavelet power spectrum is computed and defined as the average over all the local wavelet spectrums, which is given by Eqn. (2). Normalized power of a global wavelet spectrum is computed as $\overline{W^2}(s)/\sigma^2$. A global wavelet spectrum can provide a useful measurement of the background spectrum against which peaks in the local wavelet spectrums should be tested and can provide an unbiased and consistent estimation of the true power spectrum of a time series.

$$\overline{W^2}(s) = \frac{1}{N}\sum_{n=0}^{N-1}|W_n(s)|^2 \qquad (2)$$

Each wavelet power spectrum is also verified by significance test to identify the periods and the periodicities where areas of high wavelet spectrum are present. The background spectrum in this computation is assumed to be red noise. The lag-α in red-noise background spectrum is estimated from $(\alpha_1 + \sqrt{\alpha_2})/2$, where $\alpha_1$ and $\alpha_2$ are the lag-1 and lag-2 autocorrelations of the original time series. If a peak of the spectrum is well above the computed background spectrum, the periodicity of the peak then portraits the true major cycle of the time series. The significance level corresponding to p=0.05 is used to establish a null hypothesis for the significance of a peak in the wavelet power spectrum.

Finally, the Pearson Product Moment Correlation (PPMC) between sets of groundwater and climatic wavelet power spectrum is carried out to measure how well they are related. The Pearson correlation shows the linear relationship between any two sets of data.

## Results and discussion

Assessment for a proper mother wavelet

To investigate the differences among various mother wavelets, the wavelet transform with four mother

wavelets, i.e. the Morlet, Paul, m=2 DOG and m=4 DOG wavelets, is applied on a simple sinusoidal function. This function is obtained from the sinusoidal regression analysis on the detrended groundwater signal at CT7_2 with a least square error method. The obtained regression model for CT7_2 is expressed as the single sinusoidal equation (Eqn. (3)) and with $R^2 = 0.61$. This groundwater time series fits well with the 4266-day cycle signal (Fig. 1).

$$y(x) = 0.536 \times \cos\left(\frac{2\pi \times (x - x_0)}{4266} - 2.14\right) \qquad (3)$$

The wavelet power spectrums of the single sinusoidal CT7_2 function are shown in Fig. 2 for the Morlet, Paul, and m=4 DOG mother wavelets, respectively. Note that the Morlet wavelet yields the sharp transition and the wavelet spectrum with a narrow peak around the 4382-day periodicity from the start to the end time. The Morlet wavelet appears to yield the accurate spectrum both in the frequency and time components. On the other hand, the Paul and DOG power spectrums do not preserve the actual periodicity and localization of the trial sinusoidal function. The Paul power spectrum is more dispersed around its peak than that of the Morlet spectrum, and the peak of periodicity occurs at a shorter cycle than the actual periodicity. In particular, the spectrum wavelets from the DOG mother wavelets portray peaks of periodicity well shorter than the actual periodicity and are highly non-stationary as opposed to the stationarity of the actual periodicity. This may be because the Paul and DOG mother wavelets have relatively few oscillations compared with the Morlet wavelet, thus yielding less accurate wavelet in frequency (periodicity) resolution. In addition, the DOG mother wavelets have much wider time domain and thereby are less accurate in time.

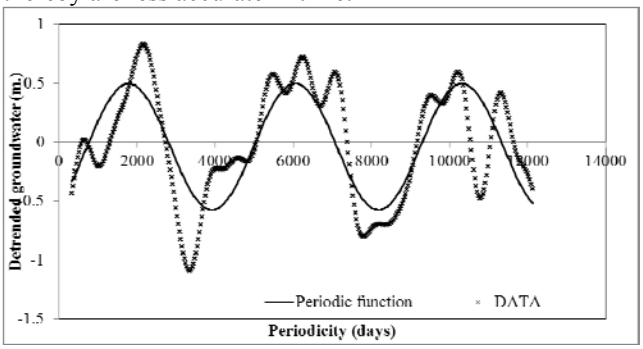



Fig 1. The detrended groundwater time series at CT7_12and the best fit sinusoidal function.

Next, the percentages of error between the cycles at the wavelet power spectrum peaks corresponding to particular mother wavelets and the actual cycle are computed and shown in Fig. 3. It is obvious from this trial case that the Morlet mother transform performs and yields the wavelet power spectrum with accuracy both in time and frequency (periodicity) resolution. The Paul wavelet transform is somewhat less accurate than that of the Morlet wavelet but still more accurate than both DOG transforms. The DOG wavelet transforms yield substantial localization of their resultant wavelet power spectrums, which can be seen from Figure 5. They also result in highly non-stationary periodicity and a small error percentage of the DOG transforms at some locations in time. Therefore, only the Morlet mother wavelet is adopted for analysis from this point onward.

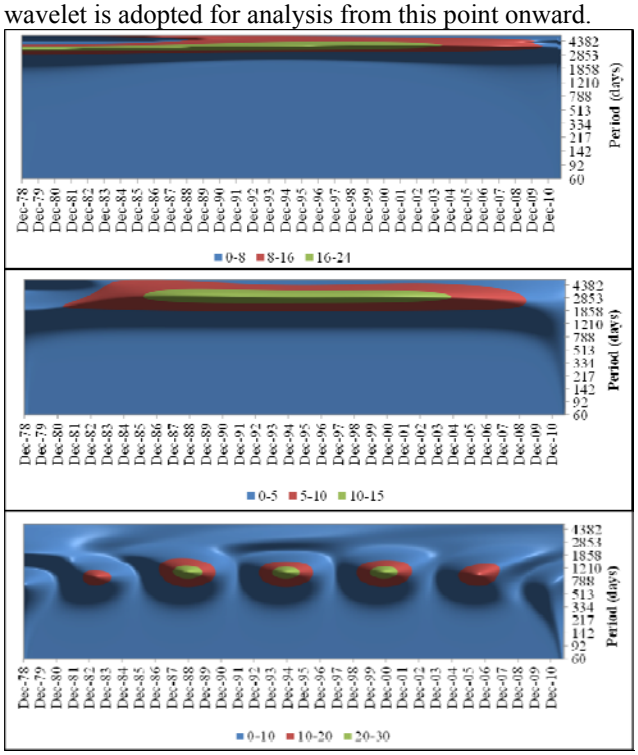



Fig 2. Power spectrum using the Morlet, Paul and DOG wavelets on the CT7_2 single sinusoidal function.

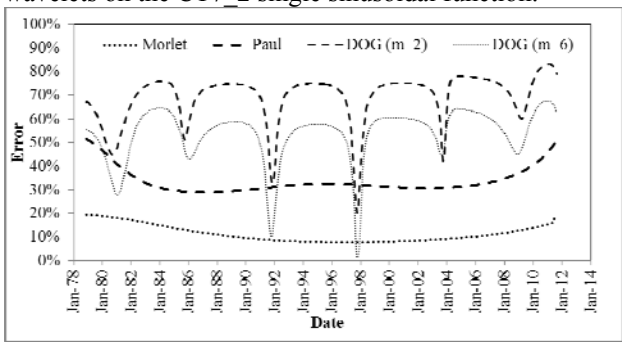



Fig 3. Percentage errors of the periodicities at the peak in comparison to the periodicity of the single sinusoidal function.

Wavelet transforms on detrended groundwater time series

The wavelet power spectrum at the observation well CT7_2 is shown in Fig. 4. The wavelet power spectrum reveals essentially the time-frequency distribution of waves with certain periods (or frequency) over time. The waves with dominant frequencies can describe the mean behavior of the subsurface system and the important recurring patterns of the series.

The wavelet power spectrum has the highest peak established around the 10-year periodicity between the 1980s and the 2000s. This can be assumed relatively stationary even though the peak range does not appear in the beginning and end of recording time period. The discontinuity of this periodic peak in time may stem

from the analytical method itself, which is sometimes called the effect of the cone of influence. The cone of influence (COI) is the region of the wavelet spectrum in which the edge effects become significant. Hence, the edges (beginning and end) of the wavelet power spectrum are to be excluded from the analysis.

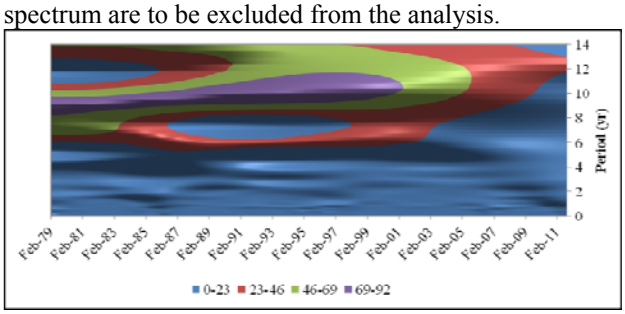



Fig 4. Power spectrum from the Morlet wavelet on the CT7_2 groundwater time series.

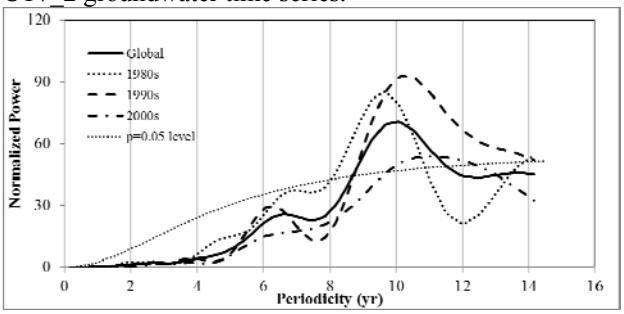



Fig 5. Global and local power wavelet spectrums of the CT7_2 groundwater time series.

Then, the decadal phase change of groundwater behavior is also assessed on the wavelet power spectrum. In order to compare different wavelet power spectrums, a normalized power spectrum is necessary and is defined by $|W_n^X(s)|^2/\sigma^2$. The normalization by $1/\sigma^2$ gives a measure of the power relative to white noise. The normalized power spectrums of four eras are computed and compared, and these wavelets are for the eras of global, the 1980s, 1990s, and 2000s. Fig. 5 compares the four localized wavelets with a p=0.05 wavelet spectrum line for the observation at CT7_2. The areas in the groundwater wavelet spectrum graphs that are higher than the p=0.05 background spectrum are identified as the true periods of the groundwater oscillations. In general, the groundwater is relatively time-invariant, which means that the groundwater fluctuation in each era or time span preserves the signals with the same frequency and amplitude. The highest peak of the power spectrum occurs at the long term periodicity and is higher than the p=0.05 significance level, indicating that the groundwater is under the strong influence of the low frequency or long period per cycle fluctuation. Note that a lower peak appears at the intermediate periodicity around 4 to 7 years of the power spectrum. This intermediate periodicity might also be a true feature of groundwater oscillation even though the height of this low peak is slightly lower than the p=0.05 significance level corresponding to the 95% confidence interval. This may be due to the width of the wavelet filter in Fourier space. At small wavelet scales (high frequency), the wavelet is very broad in frequency; therefore any peaks in the spectrum get smoothed out. Since the two peaks of spectrum ascend around and above the computed background spectrum, these long-term and intermediate periodicities can be portrayed as the true major cycles of the groundwater time series.

The intermediate periodic signal with a 4-to-9-year cycle has less influence on the groundwater in the 1990s than in the 1980s and the current groundwater. On the other hand, the pressure from the long term 9-to-13-year periodic variability governs the groundwater fluctuation, and the influence on the groundwater is slightly higher in the 1990s than in the 1980s and 2000s. The short-term fluctuation cannot be detected on the groundwater wavelet spectrum at any time period. However, as previously mentioned, the difference of the periodic wave compositions in time is not notably striking, showing relative stationarity of the groundwater regardless of the anthropogenic effects which are excluded by detrending the original time series. Long term monitoring and recording are very crucial for future proof of the variability trend in time.

Wavelet transforms on climate indices

The wavelet transform with the Morlet mother wavelet is performed on eight climatic indices that represent three well-known climate variability forces influencing the weather in the region. These climatic forces are Asian summer monsoons, IOD and ENSO. In general, SST-Nino4, an ENSO index, presents two major modes: intermediate and long-term variability. The intermediate variability is composed of periodic waves of approximately 4-6 years per cycle, and the long-term variability is composed of periodic waves of approximately 10-13 years per cycle. It is obvious that IOD has fluctuated only in a range of short to medium periodicity, i.e. in the range of 2 to 8 years. This fluctuation is however relatively variant with time. The influence of Asian summer monsoons is studied using two indices: IMI and WNPMI. The index reveals the multiple and non-stationary periodic modes.

Linkage between groundwater and climatic signals

The groundwater global wavelet spectrum is linked to the global wavelet power spectrums of the eight climatic indices using the simple Pearson Correlation Analysis. The result is presented in Table 1. The overall groundwater periodic behavior could be associated with several climatic indices, i.e. ENSO through ORL, NN4, and SOI, IOD through DMI, and the summer monsoons through IMI. The strength and periodicities of NN4 and SOI well match those of groundwater, and this high correlation suggests that the groundwater fluctuation generally corresponds to the NN4 and SOI climate variability, which represent the force from ENSO. In conclusion, the overall fluctuation of the deep groundwater in the Lower Chao Phraya Basin is conclusively associated with the climate variability, i.e. ENSO and Asian summer monsoons, but little can be said with regard to its association with IOD. However,

ENSO shows a higher correlation to the groundwater behavior than the other two forces.

Table 1: Correlation between global wavelets of groundwater and climatic indices.

| Indices | ORL | NN4 | SOI | DMI | IMI |
|---|---|---|---|---|---|
| CT7_2 | 0.68 | 0.77 | 0.75 | -0.55 | 0.71 |

## Summary

The demand for and stress on groundwater have both been on the increase and will be amplified in the future due to the need to counterbalance the declines and uncertainty in surface water availability from sparing precipitation and climate change. Nevertheless, little is known about the direct impact of climate variability on the groundwater resource itself, particularly deep groundwater, which is believed to be the most resilient and dependable water resource.

The groundwater level measured at an observation well in the Lower Chao Phraya Basin is highly influenced by abstraction as shown in Seeboonruang (2014). Through the wavelet analysis on the detrended groundwater residuals, no short periodicity or high frequency of the deep groundwater was identified as anticipated probably because the frequency is likely to be dampened and filtered as the signals pass through soil, unsaturated and saturated zones of the aquifers. This yields the beneficially excellent buffer properties that provide resilience to water resources and associated ecosystems under short-term and high frequency climate extremes. However, larger-scale climate oscillations with long periodicity, such as ENSO, are likely to affect recharge and mechanisms in aquifers, and the response of groundwater to the long periodic climate oscillations can be detected as reported in this paper. Relatively stationary groundwater oscillations with the intermediate and long periodicities are established in the deep groundwater signals, and their periodic signals are significantly coherent with the climate variability, i.e. ENSO and Asian summer monsoons, in this region.

## Acknowledgement

This research "Quantitative Analysis of Impacts of Climate Variability on Deep Groundwater Signals in an Intense Groundwater Pumpage Area" has been fully financially supported by 2015 TRF Research Career Development Grant. Special gratitude is paid to all research assistants and colleagues in the Department of Civil Engineering, KMITL.

## References

Fye, F.K., Stahle, D.W., Cook, E.R., and Cleavel, M.K. 2006. NAO influence on sub-decadal moisture variability over central North America. Geophysical Research Letters, 33: L15707.

Green, T.R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H. and Aureli, A. 2011. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. Paper 851. USDA-ARS/UNL Faculty.

Gurdak, J.J., Randall, T.H., McMahon, P.B., Bruce, B.W., McCray, J.E., Thyne, G.D., Thyne, G.D. and Reedy, R.C. 2007. Climate variability controls on unsaturated water and chemical movement, High Plains Aquifers, USA. Vadose Zone Journal**,** 6: 533-547.

Hammer, O., Harper, D.A.T. and Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. Paleontologia Electronica, 4(1):1-9.

Hanson, R.T., Newhouse, M.W. and Dettinger, M.D. 2004. A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern United States. Journal of Hydrology, 287: 252-269.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2007. Climate Change 2007 – Impacts, adaptation and vulnerability working group II contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC.

Kerr R.A. 2000. A north Atlantic climate pacemaker for the centuries. Science, 288(5473): 1984-1986.

Limsakul, A., Limjirakan, S. and Suthamanuswong, B. 2007. Spatio-temporal changes in total annual rainfall and the annual number of rainy days in Thailand. Journal Environmental Research, 29 (2): 1-21.

Limsakul, A. and Goes, J. 2008. Empirical evidence for interannual and longer period variability in Thailand surface air temperature. Journal Atmospheric Research, 87: 89-102.

Mantua N.J., and Steven R.H. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. Journal of Oceanography, 58: 35-44.

Minobe, S. 1997. A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. Geophysical Research Letters, 24: 683-686.

Moortel I., Munday S.A. and Hood A.W. 2004. Wavelet analysis: the effect of varying basic wavelet parameters. Solar Physics, 222(2): 203–228.

Seeboonruang U. 2014. An empirical decomposition of deep groundwater time series and possible link to climate variability. Global NEST Journal, 16(1): 87-103.

Torrence C. and Compo P.G. 1997. A practical guide to wavelet analysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 79(1): 61-78.

KSCE Journal of Civil Engineering (0000) 00(0):1-9
DOI
Copyright ⓒ2017 Korean Society of Civil Engineers

*Water Resources and Hydrologic Engineering*
pISSN 1226-7988, eISSN 1976-3808
www.springer.com/12205

# Wavelet Relationship between Climate Variability and Deep Groundwater Fluctuation in Thailand's Central Plains

**Uma Seeboonruang***

Received September 17, 2016/Revised March 26, 2017/Accepted April 2, 2017/Published Online

## Abstract

Groundwater is constantly under direct and indirect pressures from the anthropogenic effects, long-term climate change, and climate variability. This research investigates the association, in the time-frequency domain, between the groundwater fluctuations in Thailand's Lower Chao Phraya Basin and specific climate variability forces: the El Nino/Southern Oscillation (ENSO), the Indian Ocean Dipole (IOD), and the Asian Summer Monsoons (ASM). The analysis was carried out using the wavelet method and the findings presented in the form of the complete, global, and local wavelet spectrums. In addition, the Pearson correlation was utilized to establish the linkages between the groundwater and the climate variability forces. The results indicated that the deep groundwater signals of the Lower Chao Phraya Basin were linked to the ENSO, IOD and ASM with the absolute correlation coefficients in excess of 0.5. Moreover, the recent climatic indices exerted greater influence on the groundwater than in the past, given the former's correlation coefficients of 0.9 on average. By comparison, the deep groundwater was strongly associated with the recent ENSO and ASM but weakly linked to the IOD, with the absolute coefficients of around 0.5. The findings revealed the resilience of the deep groundwater under such high frequency signal conditions as the seasonal and tidal oscillations. Moreover, the results showed that the groundwater could be an alternative source of water supply during periods of droughts in the region.

Keywords: *wavelet analysis, groundwater, climate variability, climate change*

## 1. Introduction

A natural groundwater system is typically dynamic and varies with time in response to both human activities and climate stresses (Alley *et al.*, 2002). The increased agricultural activities and rapid population growth, especially in emerging Asian countries including Thailand, have contributed to the groundwater overexploitation. In addition, climate change has accelerated the already worsening state of groundwater resources and in the process rendered the available freshwater reserves less accessible. Moreover, a warmer global climate has altered the hydrologic cycle and the precipitation patterns. The rising temperatures and the precipitation fluctuations collectively contribute to variations in the soil moisture, runoff, and groundwater recharge. According to Taylor *et al.* (2013), the elevated evaporation, decreased soil moisture and more frequent and longer droughts create more stresses on the groundwater resources and intensify the water supply security risks.

In addition to the climate change factors, the groundwater resources are also sensitive to climate variability. According to Gurdak *et al.* (2007), climate variability is reversible and periodic, and it can influence the water and solutes in the unsaturated zone over the periods of a few years to decades. However, given that the relationship between climate variability and groundwater is more complex than that between climate variability and precipitation or surface water, research on the impacts of climate variability on groundwater is very limited. This research thus aims to establish the relationship between the groundwater and climate variability.

In general, a regional climate may contain several modes of recurring fluctuations. The most widely known decadal-time scale climate variability is the El Nino/Southern Oscillation (ENSO) (Philander, 1990) and it contains periodicity ranging from 2 to 6 years. In addition, the Pacific Decadal Oscillation (PDO) could contribute to interdecadal variations of approximately 10 to 25 years (Mantua and Hare, 2002) and 50 to 70 years (Minobe, 1997). Other influencing forces of climate periodicities include the North Atlantic Oscillation (NAO) with a periodicity of 7 to 8 years (Fye *et al.*, 2006), and the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) with a periodicity of 50 to 80 years (Kerr, 2000).

The combination of these forces contributes to the frequency, magnitude and duration of climate variability, hydrology and ecology, e.g. the fluctuations in temperature, humidity, wind, and precipitation, with most notably in the frequency and duration of flooding and drought. Previous research examined the relationship

*Associate Professor, Dept. of Civil Engineering, Faculty of Engineering, King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang, Chalongkrung Rd., Bangkok 10520, Thailand (Corresponding Author, E-mail: uma.se@kmitl.ac.th)

between precipitation and climate variability and reported the relationship between the two in several areas of the world (Hanson *et al.*, 2004). The positive phase of ENSO and PDO is generally associated with warm but wet conditions while the negative phase with cool and dry conditions. Mantua and Hare (2002) and McCabe *et al.* (2004) noted that the positive AMO could relate to the warm phase and subsequent droughts while the negative AMO to the cold phase. Precipitation and streamflow in the southwestern U.S. were strongly correlated with ENSO on a time scale of 2-6 years (Cayan and Webb, 1992).

Thailand is situated right on the dividing line between the very different and equally powerful weather patterns of the Indian Ocean and the western Pacific Ocean. According to Kusreesakul (2009), there exist limited studies on the linkage between climate variability and rainfall variations in Thailand on longer-time scales, i.e. the interannual and interdecadal scales. In fact, these studies reported that the rainfall and temperature variations in Thailand were associated with periodicities on multiple-time scales, ranging from seasonal to interannual to interdecadal; and that the Asian Summer Monsoons (ASM), the Indian Ocean Dipole (IOD), and the ENSO exerted the most influence on the climate variability in the region. In addition, the annual rainfall cycle was in phase with the Indian summer monsoon (IMI) and the western North Pacific summer monsoon (WNPMI) (Limsakul *et al.*, 2010). Interestingly, an array of methods have been deployed to investigate the relationship between different variables, ranging from the simple multiple linear regression analysis (Seeboonruang, 2012) to the nonlinear artificial intelligence techniques (Ozcep *et al.*, 2010). However, the attempts thus far have failed to adequately account for the periodic mechanisms of variable climatic signals.

By comparison, the time series data of the groundwater tables or piezometric levels are more complex than the precipitation and surface water signals. Specifically, the groundwater signals reflect all the natural hydrological processes, including climate change and climate variability, in addition to the human-related factors, such as the groundwater withdrawal. Previous research applied the time series methods to analyzing the groundwater data in response to stresses with different frequency signals. Meanwhile, various frequency analysis methods can separate periodic information, and detrending is a mathematical operation of removing a trend from a time series and is often applied to removing a feature that may have a long-term effect on the series, such as the groundwater withdrawal and the use of groundwater for irrigation that could distort certain embedded cyclical signals (Seeboonruang, 2014). In some shallow and unconfined aquifer systems, the responses to change and variation could be detected on multiple modes, i.e. the interannual (high frequency), interdecadal (intermediate frequency), and multidecadal (low frequency) modes (McCabe *et al.*, 2004; Gurdak and Hanson, 2005). The high-frequency-dominated groundwater records indicate seasonal variations due to precipitation and the existence of high permeability channels connecting between the shallow aquifer and the surface (Winter *et al.*, 2000). On the other hand, the groundwater time series with low frequency or long-term periodicity indicate a history of groundwater withdrawal in the area (Seeboonruang, 2014). However, existing research on the relationship between these periodic groundwater signals and climate variability is limited.

Moreover, even more rare and limited are research studies on the relationship between the deep groundwater signals and climate change and climate variability. In fact, Seeboonruang (2014), using the spectral analysis method, documented that the deep groundwater in Thailand's Central Plains was associated with two periodic patterns, but stopped short of establishing a linkage between the groundwater periodicities to climate variability. Thus, this current research investigates the periodicities of the groundwater fluctuations in the Lower Chao Phraya Basin and of certain climatic indices that exert influence on the weather patterns in the region, using the wavelet analysis. In addition, the study explores the relationship between groundwater and climate variability in the time-frequency domain. The research findings are expected to shed light on the extent and mechanisms the deep groundwater responds to climate variability.

## 2. Materials and Methods

### 2.1 Hydrogeology of the Study Area

Figure 1 illustrates the Lower Chao Phraya Basin, which is located in the upper tertiary to quaternary strata of the Central Plains of Thailand. The aquifers consist mainly of sands, gravels, and minor clay lenses of the Pliocene-Pleistocene-Holocene geological age; and can be zoned into eight principal confined aquifers separated by apparent thick confining clay layers. Its topography is relatively flat low-lying with the presence of a thick soft clay layer at the ground surface. The thick layer of clay on the ground nevertheless retards the rainfall recharge to the underground water. Thus, the Lower Central Plains receive recharge mainly from the upper part of the country and the basin periphery (Zeitoun and Wakshal, 2013). Importantly, the widespread exploitation of groundwater for urban water supply since the 1950s has contributed to the persistent land subsidence, especially in the capital Bangkok. Meanwhile, Seeboonruang (2014) separated the anthropogenic effect of groundwater withdrawal from the groundwater time series by applying multiple detrending methods to six long-term monthly groundwater records collected at stations in Thailand's Lower Chao Phraya Basin. The study revealed that the $5^{th}$-order polynomial interpolation performed well as it yielded on average the best fitting of the trendlines linking to the human effect. In addition, the spectral analysis produced the periodograms of the detrended time series and the periodogram patterns were comprised of two bimodal distributions with the means of 3-5 years and 10-13 years.

### 2.2 Introduction to Wavelet Theory

Previous studies on groundwater applied the time series analysis to the groundwater data in response to stresses. Meanwhile, the spectral analysis could identify the periodicities that are

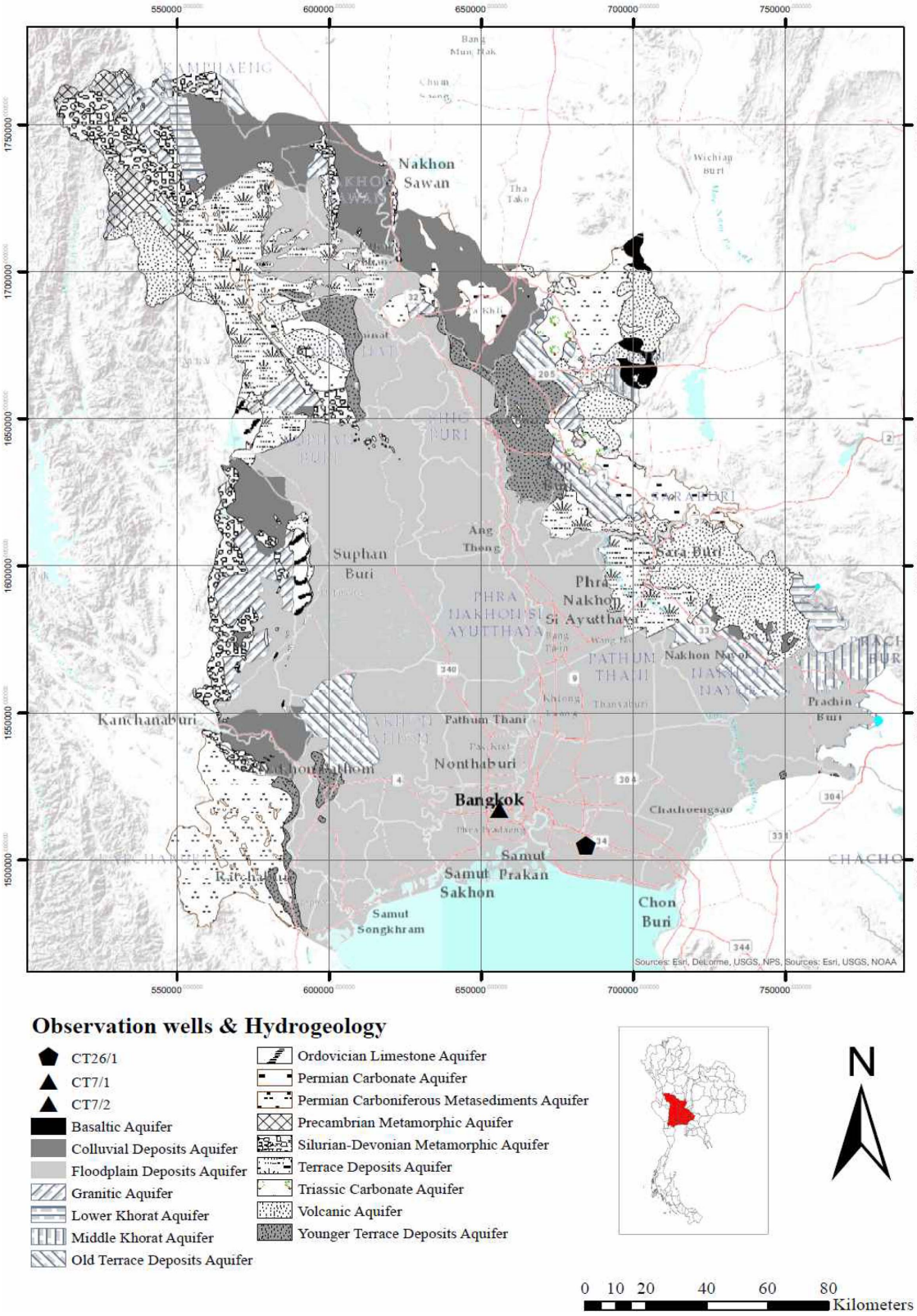



Fig. 1. Locations of the Study Area and the Observation Wells

stationary when the amplitude and frequency minimally vary over time. In a number of cases, the groundwater signals and climate variability are however non-stationary. With the wavelet analysis, a time series can be studied on time and multiple-frequency scales simultaneously. A review of the wavelet methods was carried out in Gurdak *et al.* (2007). In this current

research, the wavelet method follows that of Torrence and Compo (1998).

The continuous wavelet transform of a discrete time series $x_n$ of N observations with a time increment of $\delta t$ and the complex conjugate $\psi^*$ of an analysis function $\psi(t)$ is given by

$$W_n(s) = \Sigma_{\acute{n}=0}^{N-1} x_{\acute{n}} \sqrt{\frac{\delta t}{s}} \psi^* \left[ \frac{(\acute{n}-n)\delta t}{s} \right] \quad (1)$$

where $t$ is time, $s$ is the wavelet scale, and $n$ provides the time variation. The analysis function $\psi(t)$ is called a mother wavelet function, which must be admissible and localized in time and frequency space, assuming that $\psi(t)$ is normalized, i.e. $\int_{-\infty}^{\infty} \psi \psi^* d\eta = 1$ . The Morlet mother wavelet was chosen as the analysis function as it exhibits a reasonably large number of oscillations, which would ensure a good frequency resolution (Moortel *et al.*, 2004).

## 3. Methodology

### 3.1 Data Collection and Analysis

#### 3.1.1 Available Groundwater Data

The long-term continuous groundwater data were collected throughout Thailand's Central Plains by the Department of Groundwater Resources. The water level measurements were taken once a month or every other month. In addition, the majority of the bores were located in the urban and built-up lands. The observation wells (CT7/1, CT7/2, CT26/1) penetrated to a depth of 50-250 m (Fig. 1), and the results showed that the groundwater was heavily withdrawn between 1980 and 2004. Importantly, the selection of the deep groundwater time series associated with the CT7_1, CT7_2 and CT26_1 sites (Fig. 2) was attributable to their long-term and near-complete water level data.

In this research, the time series data were first interpolated into monthly basis using a simple linear interpolation due to the irregular intervals of the groundwater measurements, ranging from monthly to bimonthly. The interpolation transformed an irregular time series into a regular spacing, which is a requisite for time series analysis. Then, the 5th-order polynomial interpolation was applied to the time series for detrending (Seeboonruang, 2014), and the detrended residuals of each series obtained by subtracting the fitting trends from the interpolated data. The wavelet analysis was finally performed on the detrended time series.

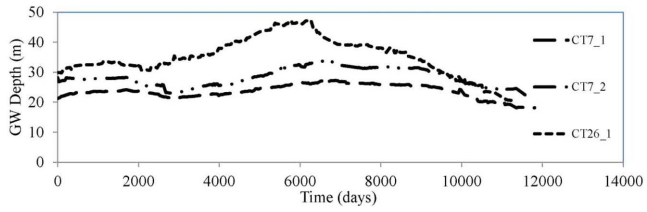



Fig. 2. The Groundwater Time Series of the CT7/1, CT7/2, CT26/1 sites in the Lower Chao Phraya Basin

#### 3.1.2 Climatic Indices

Since Thailand's meteorological conditions are influenced by the ASM, IOD and ENSO, the focus of this research is thus on the climatic indices that represent these forces. Specifically, the ASM is represented by the Indian summer monsoon (IMI) and the western North Pacific summer monsoon (WNPMI). The IOD is the Sea Surface Temperature (SST) anomaly difference between the western equatorial Indian Ocean (50E-70E, 10S-10N) and the southeastern equatorial Indian Ocean (90E-110E, 10S-0N), and is normally referred to as the Dipole Mode Index (DMI) (Wang *et al.*, 2001). Meanwhile, the indices that most reflect ENSO variations are the Multivariate ENSO Index (MEI), the Japan Meteorological Agency Sea Surface Temperature Index (JMA SST), the Southern Oscillation Index (SOI), the sea surface temperature anomalies in Niño Region 4 (SST-Nino4) and the Outgoing Long Wave Radiation (OLR). In the study, the wavelet analysis was performed on these eight climatic indices.

### 3.2 Wavelet Analysis

In the wavelet analysis, the groundwater and climatic time series were analyzed using the Paleontological STatistics (PAST) program (Hammer and Harper, 2006). The wavelet analysis results were presented in three configurations: the complete wavelet power spectrum contour plot, the global wavelet power spectrum, and the local wavelet power spectrum. Specifically, the x-, y- and z-axes of the contour wavelet plots respectively represent time of measurement, periodicity (inverse of the frequency), and power proportional to the square of the amplitudes of the sinusoids present in the data.

In addition, the global wavelet power spectrum was computed and defined as the average over all the local wavelet spectrums, which is expressed in Eq. (2). The global wavelet spectrum can provide a useful measurement of the background spectrum, against which peaks in the local wavelet spectrums should be tested (Kestin *et al.*, 1998) and can provide an unbiased and consistent estimation of the true power spectrum of a time series (Percival and Walden, 2006).

$$W^2(s) = \frac{1}{N} \Sigma_{n=0}^{N-1} |W_n(s)|^2 \quad (2)$$

Each wavelet power spectrum was also verified by the significance test to identify the periods and the periodicities where areas of high wavelet spectrum were present. The background spectrum in this computation was assumed to be red noise. The lag-α in the red-noise background spectrum was estimated from $(\alpha_1 + \sqrt{\alpha_2})/2$ , where $\alpha_1$ and $\alpha_2$ are the lag-1 and lag-2 autocorrelations of the original time series. If a peak of the spectrum is well above the computed background spectrum, the periodicity of the peak then portrays the true major cycle of the time series. Furthermore, the significance level corresponding to p = 0.05 was used to establish a null hypothesis for the significance test of a peak in the wavelet power spectrum. The p = 0.05 significance level corresponds to

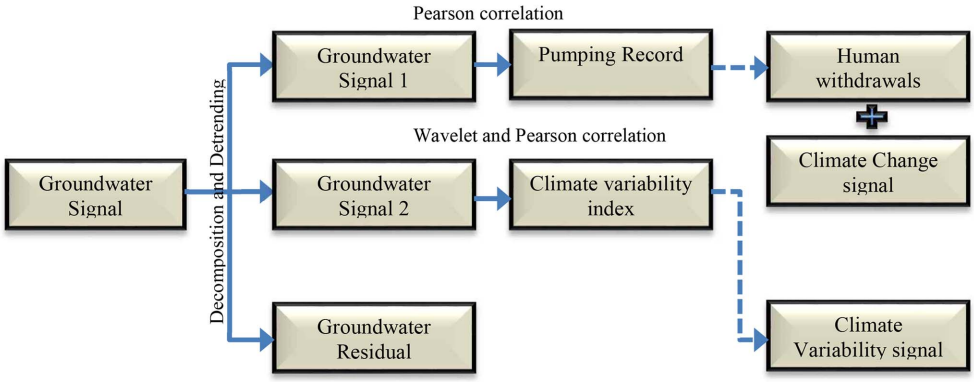



Fig. 3. Diagram of the Research Methodology

the 95% confidence interval.

Moreover, the Pearson correlation analysis between subsets of groundwater and climatic wavelet power spectrum, i.e. the 1980s, 1990s, and 2000s, was carried out to determine their relatedness. Fig. 3 illustrates the research methodology specific to this study, similar to Seeboonruang (2014).

## 4. Results and Discussion

### 4.1 Wavelet Transforms on Detrended Groundwater Time Series

Figure 4 illustrates, as an example, the wavelet power spectrum of the CT7_1 observation site. The relatively significant power signifies the reasonably greater significance for particular frequencies in explaining the oscillation in the observed groundwater time series. The waves with dominant frequencies can describe the mean behavior of the subsurface system and the important recurring patterns of the series. For the sake of simplicity, the cone of influence (COI), which is the region of the wavelet spectrum in which the edge effects become significant and is defined as the e-folding time for the autocorrelation of wavelet power at each scale (Torrence and Compo, 1998), was ignored in Fig. 4.

The wavelet power spectrums of the groundwater of the CT7_1 site and the other two locations were identical, with the highest peak established around the 10-year periodicity between

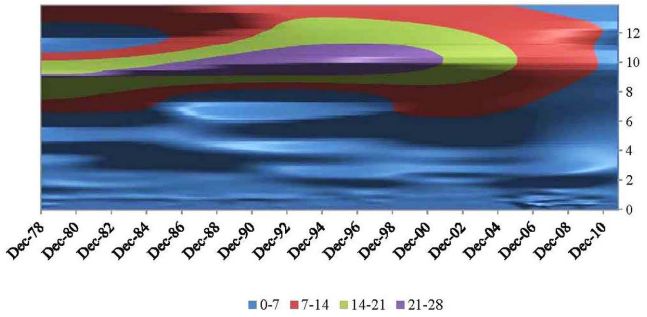



Fig. 4. The Morlet Wavelet Power Spectrum on the CT7_1 Groundwater Time Series

the 1980s and the 2000s. The periodicity could thus be assumed somewhat stationary despite the absence of the peak range in the beginning and end of the recording period. In addition, another small peak of 2- to 4-year periodicity appeared throughout the study period, indicating the relatively stationary influence on the groundwater signal. The discontinuity of this periodic peak in time may stem from the analytical method itself, i.e. the cone of influence effect. The cone of influence (COI) is the region of the wavelet spectrum in which the edge effects become significant. Similar to the spectral analysis, errors occur at the beginning and end of the spectrum because of the limited time series (Santos *et al.*, 2001). Thus, the edges (beginning and end) of the wavelet power spectrum were excluded from the analysis.

The decadal-phase change of the groundwater behavior was also assessed on the wavelet power spectrums. In order to compare different wavelet power spectrums, a normalized power spectrum is necessary and is defined by $|W_n(s)|^2/\sigma^2$. The normalization by $1/s^2$ gives a measure of the power relative to white noise. The normalized power spectrums of four time spans were computed and compared: the global, the 1980s, 1990s, and 2000s time spans.

Figure 5 compares the four localized wavelets, with a p = 0.05 wavelet spectrum line, of the CT7_1 observation well. Specifically, the areas above the p = 0.05 background spectrum are identified as the true periods of the groundwater oscillation. In fact, the groundwater behaviors of the three locations under study were periodically similar and these periodic patterns were relatively time-invariant, which means that the groundwater fluctuation in each era or time span preserved the signals with the same frequency and amplitude. The highest peak of the power spectrum occurred at the long term periodicity and was greater than the p = 0.05 significance level, indicating that the groundwater was under the strong influence of the low frequency or long period per cycle fluctuation.

Interestingly, a lower peak appeared at the intermediate periodicity around 4 to 7 years of the power spectrum. This intermediate periodicity might also be a true feature of groundwater oscillation even though the height of this low peak was slightly lower than the p = 0.05 significance level. This may be due to the width of

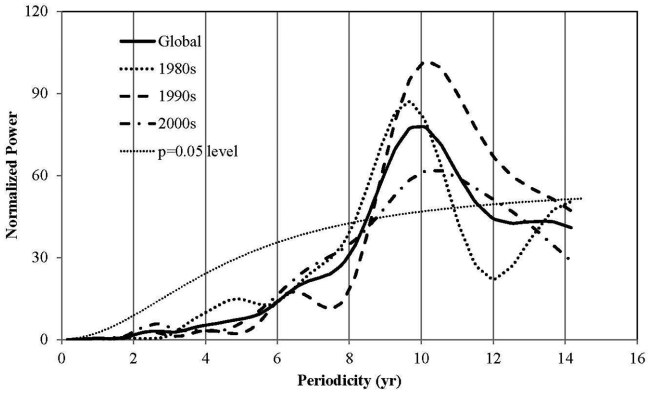



Fig. 5. Global and Local Power Wavelet Spectrums of the CT7_1 Groundwater Time Series

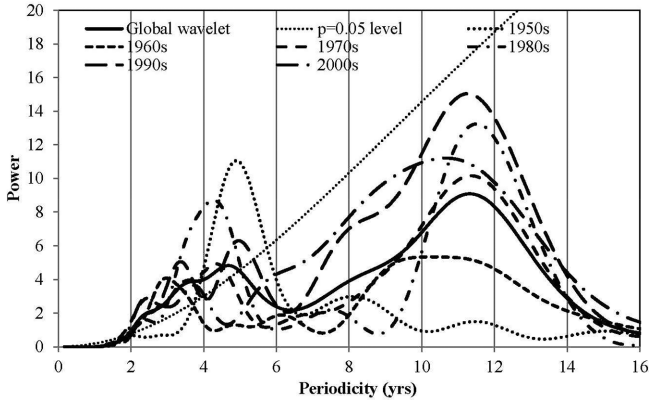



Fig. 6. Global and Local Power Wavelet Spectrums of the SST - Nino4 Climatic Time Series

the wavelet filter in the Fourier space. At small wavelet scales (high frequency), the wavelet was very broad in frequency, resulting in the peaks in the spectrum being smoothed out. This was particularly true for the groundwater fluctuations of the CT7_2 and CT26_1 sites (not shown here). Since the two peaks were above the background spectrum, these long-term and intermediate periodicities could thus be the true major cycles of the groundwater time series.

The intermediate periodic signal with a 4-to-7-year cycle exerted less influence on the groundwater in the 1990s, relative to in the 1980s and the current groundwater. Meanwhile, the longer-term 9-to-13-year periodic variability exerted slightly greater influence on the groundwater in the 1990s than in the 1980s and 2000s. No short-term fluctuation was detected on the groundwater wavelet spectrum at any time period. This could be attributed to the ability of the surface soil, the unsaturated and saturated zones of the upper aquifers, to filter and remove much of the high frequency signals. However, the difference in the periodic wave was less striking, suggesting the relative stationarity of the groundwater regardless of the anthropogenic effects which were excluded by detrending the original time series.

### 4.2 Wavelet Transforms on Climate Indices

The wavelet transform with the Morlet mother wavelet was also performed on eight climatic indices representing the three dominant climate variability forces that influence the weather in the region. The three climatic forces were the ENSO, IOD and ASM, and the eight climatic indices included the MEI, JMA SST, SOI, SST-Nino4, OLR, DMI, IMI and WNPMI. However, in this research, only the wavelet power spectrums associated with the SST-Nino4, DMI and IMI were discussed and illustrated. The wavelet analysis results were presented in terms of the global and certain local decadal wavelet power spectrums, which are the averages of the wavelet spectrums over the 2000s, 1990s, and backwards, depending on the availability of the climatic data.

In general, the SST-Nino4, an ENSO index, presents two major modes: the intermediate and long-term variability (Fig. 6). The intermediate variability is composed of periodic waves of approximately 4-7 years per cycle, while the long-term variability is composed of periodic waves of approximately 9-13 years per cycle. The other climatic indices that represent the ENSO-related climate variability, i.e. MEI, JMA SST, SOI and OLR, exhibited a fairly similar wavelet spectrum to that of the SST-Nino4. In fact, the non-stationarity of the climatic force could be identified. In the early years, i.e. the pre-1960s, the ENSO contributed to climate variability with higher frequency, while the opposite was true for the influence of the late ENSO. The intermediate cycle of the ENSO was well established in other studies, e.g. Cayan and Webb (1992), Djamaluddin (2003) and Limsakul *et al.* (2010), while Ashok *et al.* (2003) found even shorter periodicities that were as short as 2 years.

Figure 7 illustrates the wavelet power spectrums of the IOD, as measure by the DMI. In the figure, the DMI fluctuated in the short to medium periodicity range, i.e. in the range of 2 to 8 years. The fluctuations were however relatively time-variant. Specifically, during the 1960s, the DMI oscillated with the intermediate frequency, and the frequency of the signal became higher in the 1990s, consistent with Nugroho (2007), in which the spectrum of the monthly IOD data from 1978 to 1996

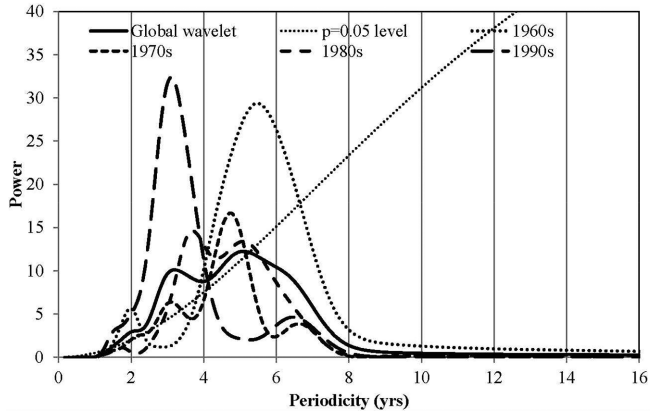



Fig. 7. Global and Local Power Wavelet Spectrums of the DMI Climatic Time Series

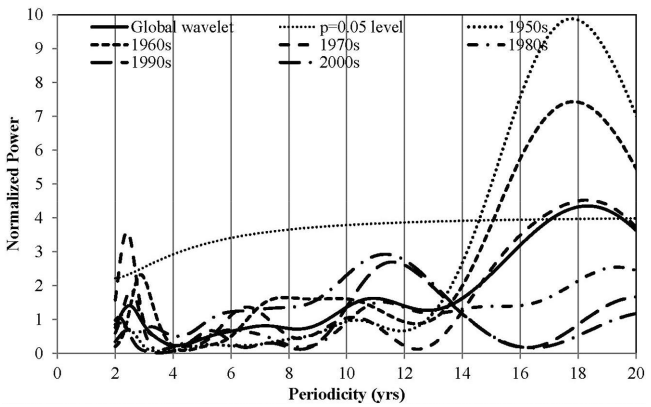



Fig. 8. Global and Local Power Wavelet Spectrums of the IMI Climatic Time Series

showed that the periodicity was initially about 6 down to 3 years and eventually down to the annual signal. Similarly, Ashok *et al.* (2003) found that the IOD events occurred predominantly at the quasi-pentadal periodicity (3.5-6 years) during the 1960s and 1970s, and exhibited a periodicity of 2 years during 1993-1994. According to Nakabura *et al.* (2009), the IOD events have occurred approximately 3 years apart since 1960.

In this research, the influence of ASM was assessed using the IMI and WNPMI indices. However, only the global and local wavelet power spectrums of the IMI were discussed and depicted in Fig. 8. The index revealed the multiple and non-stationary periodic modes. In the 1950s, two major modes, i.e. a short periodicity of 4 to 5 years and a long periodicity of 12 to 18 years, were evident. During the 1960s and 1970s, there was no apparent mode in the power spectrum. Then, only the short periodic mode of 4 years became distinct in the 1980s. Afterward until recently, the high frequency with a 2-year cycle and the relatively low frequency with a periodicity between 9 and 11 years have become dominant. A similar conclusion could be drawn from the WNPMI power wavelet.

### 4.3 Linkage between Groundwater and Climatic Signals

The Pearson correlation analysis was utilized to establish the linkages between the groundwater global wavelet spectrums and local wavelet spectrums of the 1980s, 1990s and 2000s; and the global and decadal wavelet power spectrums of the eight climatic indices. Nevertheless, only the pairs with absolute correlation coefficients greater than 0.5 were tabulated in Table 1. In the table, the overall groundwater periodic behavior could be associated with several climatic indices, i.e. ENSO through ORL, Nino4, and SOI; IOD through DMI; and the summer monsoons through IMI. The strength and periodicities of the Nino4 and SOI well matched those of groundwater, and this high correlation suggested that the groundwater fluctuations generally corresponded to the Nino4 and SOI climate variability, which represent the ENSO climatic force. The groundwater oscillation during the 1980s slightly corresponded to the variations in the Nino4 and IMI in the 1960s. In fact, the Pearson correlation coefficients based on these relationships were not significant (less than 0.7).

On the other hand, dominant correlations of the 1990s groundwater wavelets were those with local wavelets of the climatic 1960s-, 1970s-, 1990s-Nino4, 1990s-SOI and 1990s-IMI, particularly the 1990s local climatic indices. The fluctuation of the groundwater in the 1990s could therefore be explained by the decadal climatic indices, particularly the climate variability of the same decade. Meanwhile, the local groundwater wavelets of the 2000s could be associated with the local wavelets of the following indices: the 2000s-ORL, 1960s-, 1970s-, 1990s-, 2000s-Nino4, 1990s-, 2000s-SOI, 1990s- and 2000s-IMI. The highest correlation was normally established between the local groundwater wavelets and the local climatic wavelets of the same timeframe. Then, the fluctuation in the groundwater in the 2000s can be well explained by the 2000s variability of the ENSO, i.e. ORL, Nino4, and SOI, and of the summer monsoons, i.e. IMI.

In short, the overall fluctuation of the deep groundwater in the Lower Chao Phraya Basin was conclusively associated with the ENSO and ASM; but little could be said on its association with the IOD. By comparison, the ENSO exhibited a higher correlation to the groundwater behavior than the other two forces. On the other hand, no connection was established between climate variability and the groundwater oscillation in the early 1980s, while the groundwater fluctuation in the recent decades could be

Table 1. Correlation between the Groundwater Wavelets of the Three Observation Wells of the 2000s and the Climatic Wavelets

| | CT7_1 | CT7_2 | CT26_1 |
|---|---|---|---|
| ORL-1980s | 0.52 | 0.58 | 0.57 |
| ORL-1990s | 0.58 | 0.61 | 0.63 |
| ORL-2000s | 0.86 | 0.88 | 0.90 |
| SST-Nino4-1960s | 0.82 | 0.81 | 0.83 |
| SST-Nino4-1970s | 0.79 | 0.84 | 0.82 |
| SST-Nino4-1980s | 0.51 | 0.63 | 0.56 |
| SST-Nino4-1990s | 0.89 | 0.91 | 0.92 |
| SST-Nino4-2000s | 0.98 | 0.92 | 0.97 |
| SOI-1990s | 0.77 | 0.77 | 0.82 |
| SOI-2000s | 0.89 | 0.86 | 0.92 |
| MEI-2000s | 0.69 | 0.64 | 0.73 |
| DMI-1970s | -0.53 | -0.51 | -0.52 |
| DMI-1980s | -0.56 | -0.54 | -0.55 |
| DMI-1990s | -0.48 | -0.49 | -0.50 |
| WNPMI-1990s | 0.58 | 0.48 | 0.62 |
| WNPMI-2000s | 0.72 | 0.64 | 0.74 |
| IMI-1950s | 0.46 | 0.57 | 0.69 |
| IMI-1990s | 0.67 | 0.82 | 0.72 |
| IMI-2000s | 0.93 | 0.96 | 0.94 |

ORL = Outgoing Long Wave Radiation
SST-Nino4 = Sea Surface Temperature in Niño 4 region
SOI = Southern Oscillation Index
MEI = Multivariate ENSO Index
DMI = Dipole Mode Index
WNPMI = Western North Pacific Monsoon Index
IMI = Indian Summer Monsoon Index

attributed to the climate variability in the same timeframe. In this research, the coherence between the climate variability and the groundwater fluctuation could be explained by the similarity between their wavelet periodicity distributions. Specifically, when any two parameters preserve the similar wavelet spectrums, their time series consist of identical periodic waves with comparative strength in frequency domain and therefore their oscillations in time domain very likely correspond to each other. Essentially, the high correlation between the climate and the groundwater wavelets of the same decades suggests the likely impact of climate variability on the groundwater within the proximate decadal period.

## 5. Summary and Implications for Future Adaptive Groundwater Management

Despite the increasing climatic stresses, existing research on their potential effects and linkages, in particular climate variability, to the groundwater resources is rare and limited. This could be attributed to the fact that the relationship between the climatic indices and the groundwater signals is relatively complex, given the lags and filtering effects as the recharges pass through the subsurface zones before reaching the groundwater body (Gurdak *et al.*, 2007). Another challenge is a lack of reliable analytical methods. In fact, the groundwater and climatic variables are non-stationary both in time and frequency, thus requiring the analytical systems that can identify both time and periodicity scales of variation.

According to Seeboonruang (2014), the groundwater levels in the Lower Chao Phraya Basin were greatly influenced by abstraction, tenfold as much as the influence of climate variability. Meanwhile, in this current research, the strong 10-year and weak 2-to-4-year periodicities were identified through the wavelet analysis on the detrended groundwater residuals. Interestingly, neither short periodicity nor high frequency was detected as having anticipated since the frequency was dampened and filtered as the signals passed through the soil, the unsaturated and saturated zones of the aquifers. The buffers in fact provide resilience to the water resources and the ecosystem under the short-term and high frequency climate extremes. Meanwhile, the response of deep groundwater to the long periodic climate oscillation was identified in this research. In addition, the relatively stationary groundwater oscillations with the intermediate and long periodicities were established in the deep groundwater signals, and their periodic signals were significantly in phase with the ENSO and ASM. Similarly, the larger-scale climate oscillations with long periodicity, such as the ENSO, exerted influence on the recharge and mechanisms of the aquifers in the UK and the US (Gurdak *et al.*, 2007; Holman *et al.*, 2011). Nevertheless, no significant lag time on the scale longer than a decade between the two variables was detected. It is thus possible to conclude that the climate variability forces exert influence on the deep groundwater oscillations in Thailand's Central Plains. Importantly, the method in this research is applicable to the groundwater signals that are influenced by only two factors, which were the human withdrawal and climate variability for this study. Thus, when a third factor is introduced, separating the signals into individual components is challenging. Moreover, establishing the linkages between specific groundwater components and influencing factors could be irresoluble unless some underlying assumptions are made.

Understanding of the relationship between the groundwater and climate variability is essential to the environmental sustainability and the effective water resources management and planning. In fact, the water resources risk assessment and planning should look beyond the simple assumption of stationarity because the climatic indices have been proved to be non-stationary (Miller *et al.*, 2009), and the linkages between the low- to intermediate-frequency climatic forces and the groundwater are proven here to be relatively strong. Nonetheless, the future amplitude and frequent droughts from the ENSO and monsoon variability, combined with the warmer trends, require further investigation in the context of groundwater resources. Furthermore, research studies on ways to enhance the understanding of the behaviors of climate, groundwater resource, and anthropogenic actions, are advisable, in addition to the improved quantification of the hydrogeological system responses to the projected climate and long-term monitoring of terrestrial variables. More importantly, adaptation to global climate change entails the management of groundwater not as a continually accessible and instantaneously renewable resource but rather as a slow-in-feedback resource. As a matter of fact, the success of the future sustainable development of groundwater depends in large part on the effective deployment of relevant scientific knowledge and the active participation of every sector in society.

## Acknowledgements

This research was sponsored by the Thailand Research Fund under the 2015 TRF Research Career Development Grant. The author is deeply grateful to Prof. Dr. Jason J. Gurdak from San Francisco State University for valuable advice and recommendations. Special thanks also go to the research assistants and colleagues at the Department of Civil Engineering, KMITL.

## References

Alley, W. M., Healy, R. W., LaBaugh, J. W., and Reilly, T. E. (2002). "Flow and storage in groundwater systems." *Science*, Vol. 296, No. 5575, pp. 1985-1990, DOI: 10.1126/science.1067123.

Ashok, K., Guan, Z., and Yamagata, T. (2003). "A look at the relationship between the ENSO and the Indian Ocean Dipole." *Journal of Meteorological Society of Japan*, Vol. 81, No. 1, pp. 41-56, DOI: 10.2151/jmsj.81.41

Cayan, D. R. and Webb, R. H. (1992). "El Nino/Southern Oscillation and streamflow in the western United States." In: Diaz HF and Markgraf V (Eds) El Nino: historical and paleoclimatic aspects of the southern Oscillation, Cambridge University Press, UK., pp. 29-68, DOI: 10.1175/1520-0442(1999)012<2881: EAHEIT>2.0.CO;2.

Djamaluddin, T. (2003). "Solar variability as an input to the Earth's

environment." *Proceedings of International Solar Cycle Studies (ISCS)*, Wilson, A. (Eds), ESA SP-535, ESA Publications Division, DOI: 1O.1029/2002JA009343

Fye, F. K., Stahle, D. W., Cook, E. R., and Cleaveland, M. K. (2006). "NAO influence on sub-decadal moisture variability over central North America." *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, No. 15, DOI: 10.1029/2006GL026656.

Gurdak, J. J., Randall, T. H., McMahon, P. B., Bruce, B. W., McCray, J. E., Thyne, G. D., Thyne, G. D., and Reedy, R. C. (2007). "Climate variability controls on unsaturated water and chemical movement, High Plains Aquifers, USA." *Vadose Zone Journal*, Vol. 6, No. 3, pp. 533-547, DOI: 10.2136/vzj2006.0087.

Gurdak, J. J. and Hanson, R. T. (2005). *Correlation of climate variability with water quality in the High Plains aquifer*, American Geophysical Union, Fall Meeting 2005, abstract #H31B-1303.

Hammer, O. and Harper, D. A. T. (2006). *Paleontological Data Analysis*, Wiley-Blackwell, MA, USA, DOI: 10.1002/9780470750711.

Hanson, R. T., Dettinger, M. D., and Newhouse, M. W. (2006). "Relations between climatic variability and hydrologic time series from four alluvial basins across the southwestern United States." *Hydrogeology Journal*, Vol. 14, No. 7, pp. 1122-1146, DOI: 10.1007/s10040-006-0067-7.

Holman, I. P., Rivas-Casado, M., Bloomfield, J. P., and Gurdak, J. J. (2011). "Identifying non-stationary groundwater level response to North Atlantic ocean-atmosphere teleconnection patterns using wavelet coherence." *Hydrogeology Journal*, Vol. 19, No. 6, pp. 1269-1278, DOI: 10.1007/s10040-011-0755-9.

Kerr, R. A. (2000). "A north Atlantic climate pacemaker for the centuries." *Science*, Vol. 288, No. 5473, pp. 1984-1986, DOI: 10.1126/science.288.5473.1984.

Kestin, T. S., Karoly, D. J., Yano, I., and Rayner, N. A. (1998). "Time-frequency variability of ENSO and stochastic simulations." *Journal of Climate*, Vol. 11, No. 9, pp. 2258-2272, DOI: 10.1175/1520-0442(1998).

Kusreesakul, K. (2009). *Spatio-temporal Rainfall Changes in Thailand and Their Connection with Regional and Global Climate Variability*, Master These, Prince Songkhla University.

Limsakul, A., Limjirakan, S., and Suttamanuswong, B. (2010). "Asian summer monsoon and its associated rainfall variability in Thailand." *Environment Asia*, Vol. 3, No. 2, pp. 85-95, DOI: 10.14456/ea.2010.27.

Nakamura, N., Kayanne, H., Iijima, H., McClanahan, T. R., Behera, S., and Yamagata, T. (2009). "Mode shift in the Indian Ocean climate under global warming stress." *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, No. 23, L23503, DOI: 10.1029/2009GL040590.

Nugroho, J. T. (2007). "Appearance of solar activity signals in Indian Ocean Dipole (IOD) phenomena and monsoon climate pattern over Indonesia." *Bulletin of the Astronomical Society of India*, Vol. 35, No. 1, pp. 575-579.

Mantua, N. J. and Hare, S. R. (2002). "The Pacific decadal oscillation." *Journal of Oceanography*, Vol. 58, No. 1, pp. 35-44, DOI: 10.1023/A:1015820616384.

McCabe, G. J., Palecki, M. A., and Betancourt, J. I. (2004). "Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States." *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol. 101, No. 12, pp. 4136-4141, DOI: 10.1073/pnas.0306738101.

Miller, N. L., Dale, L. L., Brush, C. F., Vicuna, S. D., Kadir, T. N., Dogrul, E. C., and Chung, F. I. (2009). "Drought resilience of the California Central Valley surface-groundwater conveyance system." *Journal of the American Water Resources Association*, Vol. 45, No. 4, pp. 857-866, DOI: 10.1111/j.1752-1688.2009.00329.x.

Minobe, S. (1997). "A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America." *Geophysical Research Letters*, Vol. 24, No. 6, pp. 683-686, DOI: 10.1029/97GL00504.

Moortel, I., Munday, S. A., and Hood, A. W. (2004). "Wavelet analysis: The effect of varying basic wavelet parameters." *Solar Physics*, Vol. 222, No. 2, pp. 203-228, DOI: 10.1023/B:SOLA. 0000043578.01201.2d.

Ozcep, F., Yıldırım, E., Tezel, O., Asci, M., and Karabulut, S. (2010). "Correlation between electrical resistivity and soil-water content based artificial intelligent techniques." *International journal of physical sciences*, Vol. 5, No. 1, pp. 47-56.

Percival, D. B. and Walden, A. T. (2006). *Wavelet methods for time series analysis (Cambridge Series in Statistical and Probabilistic Mathematics)*, Cambridge University Press, Cambridge, DOI: 10.1017/CBO9780511841040.

Philander, S. G. H. (1990). *El Nino, La Nina and the Southern Oscillation*, Academic Press, San Diego, DOI: 10.1126/science.248.4957.904.

Santos, C. A. G., Galvao, C. O., Suzuki, K., and Trigo, R. M. (2001). "Matsuyama city rainfall data analysis using wavelet transform." *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 45, pp. 211-216, DOI: 10.2208/prohe.45.211.

Seeboonruang, U. (2014). "An empirical decomposition of deep groundwater time series and possible link to climate variability." *Global NEST Journal*, Vol. 16, No. 1, pp. 87-103.

Seeboonruang, U. (2012). "A statistical assessment of the impact of land uses on surface water quality indexes." *Journal of Environmental Management*, Vol. 101, No. 1, pp. 134-142, DOI: 10.1016/j.jenvman.2011.10.019.

Taylor, I. H., Burke, E., McColl, L., Falloon, P. D., Harris, G. R., and McNeall, D. (2013). "The impact of climate mitigation on projections of future drought." *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 17, No. 6, pp. 2339-2358. DOI: 10.5194/hess-17-2339-2013.

Torrence, C. and Compo, P. G. (1998). "A practical guide to wavelet analysis." *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 79, No. 1, pp. 61-78, DOI: 10.1175/1520-0477(1998).

Winter, T. C., Mallory, S. E., Allen, T. R., and Rosenberry, D. O. (2000). "The use of principal component analysis for interpreting groundwater hydrographs." *Groundwater*, Vol. 38, No. 2, pp. 234-246, DOI: 10.1111/j.1745-6584.2000.tb00335.x.

Wang, B., Wu, R., and Lau, K. M. (2001). "Interannual variability of Asian summer monsoon: Contrast between the Indian and western North Pacific-East Asian monsoons." *Journal of Climate*, Vol. 14, No. 1, pp. 4073-4090, DOI: 10.1175/1520-0442(2001).

Zeitoun, D. G. and Wakshal, E. (2013). "Land subsidence analysis in urban areas: The bangkok metropolitan area case study." *Springer Environmental Science and Engineering, Dordrecht*, DOI: 10.1007/978-94-007-5506-2.