

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/305777210>

Bimodal Distribution of Sea Surface Temperature in the Gulf of Thailand and the Andaman Sea

Technical Report · July 2013

CITATIONS

0

READS

223

1 author:



Peeravit Koad

Walailak University

31 PUBLICATIONS 29 CITATIONS

SEE PROFILE



โครงการพัฒนาอัจฉริยภาพทางวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีสำหรับเด็กและเยาวชน

รายงานฉบับสมบูรณ์

การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน

Bimodal Distribution of Sea Surface Temperature
in the Gulf of Thailand and the Andaman Sea

พีรวิชญ์ เควด
สาขาวิชาวิทยาศาสตร์เชิงคำนวณ
สำนักวิชาวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยวลัยลักษณ์
(รหัสผู้รับทุน JSTP-10-14)

รองศาสตราจารย์ ดร. มัลลิกา เจริญสุราสินี
รองศาสตราจารย์ ดร. กฤษณะเดช เจริญสุราสินี
ศูนย์ความเป็นเลิศเฉพาะด้านนิเวศวิทยาพยากรณ์และการจัดการ
สำนักวิชาวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยวลัยลักษณ์

สนับสนุนโดย
สำนักงานพัฒนาวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีแห่งชาติ
สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย

กรกฎาคม 2556

โครงการพัฒนาอัจฉริยภาพทางวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีสำหรับเด็กและเยาวชน

รายงานฉบับสมบูรณ์

รหัสผู้รับทุน JSTP-10-14

ชื่อการศึกษา	การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน Bimodal Distribution of Sea Surface Temperature in the Gulf of Thailand and the Andaman Sea	
ผู้ศึกษา	นายพีรวิชญ์ เครวด สาขาวิชาวิทยาศาสตร์เชิงคำนวณ สำนักวิชาวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยลักษณ์	
สถานที่ติดต่อ	สำนักวิชาวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยลักษณ์ เลขที่ 222 ตำบลไทยบุรี อำเภอท่าศาลา จังหวัดนครศรีธรรมราช 80161	
โทรศัพท์	08-4306-2120	E-mail harrykoad@gmail.com
นักวิทยาศาสตร์ที่เลี้ยง	รองศาสตราจารย์ ดร. มัลลิกา เจริญสุราสินี ศูนย์ความเป็นเลิศเฉพาะด้านนิเวศวิทยาพยากรณ์และการจัดการ สำนักวิชาวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยลักษณ์	
สถานที่ติดต่อ	สำนักวิชาวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยลักษณ์ เลขที่ 222 ตำบลไทยบุรี อำเภอท่าศาลา จังหวัดนครศรีธรรมราช 80161	
โทรศัพท์	08-3285-6002	E-mail jmullica@gmail.com
นักวิทยาศาสตร์ที่เลี้ยง	รองศาสตราจารย์ ดร. กฤษณะเดช เจริญสุราสินี ศูนย์ความเป็นเลิศเฉพาะด้านนิเวศวิทยาพยากรณ์และการจัดการ สำนักวิชาวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยลักษณ์	
สถานที่ติดต่อ	สำนักวิชาวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยลักษณ์ เลขที่ 222 ตำบลไทยบุรี อำเภอท่าศาลา จังหวัดนครศรีธรรมราช 80161	
โทรศัพท์	08-1922-0597	E-mail krisanadej@gmail.com

ระยะเวลาดำเนินการศึกษา 1 ปี (สิงหาคม 2555 ถึง กรกฏาคม 2556)

การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลลันดามัน

พีริชญ์ เควด, มัลลิกา เจริญสุราสินี, และกฤษณะเดช เจริญสุราสินี

ศูนย์ความเป็นเลิศเฉพาะด้านนิเวศวิทยาพยากรณ์และการจัดการ และสำนักวิชาชีวทัศนศาสตร์ มหาวิทยาลัยวิจัยลักษณ์
เลขที่ 222 ตำบลไทยบุรี อำเภอท่าศาลา จังหวัดนครศรีธรรมราช 80161

E-mail: harrykoad@gmail.com, jmullica@gmail.com, krisanadej@gmail.com

บทคัดย่อ – การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อทำการวิเคราะห์การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณ 10 เกาะที่มีระบบนิเวศปะการังสมบูรณ์ ตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลลันดามัน การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลมีความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิญา (El Niño-Southern Oscillation: ENSO) และปรากฏการณ์ปะการังฟอกขาว ในการศึกษานี้ใช้ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจากชุดข้อมูล Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Version 2 (Daily OISST v.2) เพื่อนำมาวิเคราะห์ฮิสโทแกรมเคลื่อนที่และการกระจายทวีฐานนิยมเคลื่อนที่ จากผลการศึกษาแสดงให้เห็นว่าการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลาสามารถประมาณเป็นการกระจายทวีฐานนิยมได้ และยังพบว่าค่าพารามิเตอร์ของการกระจายที่ประมาณได้มีความสัมพันธ์ซึ่งกันและกัน และมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาที่สัมพันธ์กับการเกิดปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิญา ความสัมพันธ์เหล่านี้สามารถใช้ในการคาดการณ์การเกิดปรากฏการณ์ปะการังฟอกขาว เพื่อใช้เป็นข้อมูลประกอบด้านนิเวศวิทยาพยากรณ์และการจัดการ ในการหาทางป้องกันหรือลดผลกระทบจากการเกิดปรากฏการณ์ปะการังฟอกขาวในอนาคต

คำสำคัญ – อุณหภูมิผิวทะเล, การกระจายทวีฐานนิยมเคลื่อนที่, ฮิสโทแกรมเคลื่อนที่, ปรากฏการณ์ปะการังฟอกขาว, ปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิญา

Bimodal Distribution of Sea Surface Temperature in the Gulf of Thailand and the Andaman Sea

Peeravit Koad, Mullica Jaroensutasinee, and Krisanadej Jaroensutasinee

Center of Excellence for Ecoinformatics and School of Science, Walailak University

222 Thaiburi, Thasala, Nakhon Si Thammarat, Thailand 80161

E-mail: harrykoad@gmail.com, jmullica@gmail.com, krisanadej@gmail.com

Abstract – The objective of this study is to analyze the bimodal distribution of sea surface temperature (SST) of 10 islands with healthy coral reef ecosystems along the coastline of the Gulf of Thailand and the Andaman Sea. The bimodal distribution of SST relates to the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the coral bleaching. SST data from Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Version 2 (Daily OISST v.2) were used to analyze moving histograms and moving distributions. The results represented that the distribution of SST could be modeled as a bimodal distribution. The results also showed the strong correlations between each bimodal distribution parameters, which was time-dependent and related to the El Niño and La Niña events. These relationships could be used to predict the occurrence of coral bleaching, or to use as the supporting information on ecological prediction and management in order to protect or reduce the effects of coral bleaching in the future.

Keywords – sea surface temperature, moving bimodal distribution, moving histogram, coral bleaching, El Niño-Southern Oscillation

คำนำ

ปรากฏการณ์ปัจจุบันที่สำคัญอย่างหนึ่งที่สามารถสร้างความเสียหายอย่างสูงต่อระบบเศรษฐกิจและการค้าและระบบขนส่งทางที่มีระบบเศรษฐกิจเป็นผู้ผลิต ปรากฏการณ์นี้มีหลากหลายสาเหตุ สาเหตุหนึ่งคือการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิพิวท์ที่ผิดไปจากสภาพปกติเป็นระยะเวลานานเนื่องจากปรากฏการณ์เอลนิโญและล้านิญา ทำให้ปัจจุบันเกิดความเครียดสะสมและเกิดการฟอกขาวในที่สุด การศึกษาผลกระทบที่เกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิพิวท์ที่มีความสำคัญอย่างยิ่ง

ศูนย์ความรู้เชิงพาณิชย์วิทยาพยากรณ์และการจัดการ ร่วมกับมหาวิทยาลัยลักษณ์ โดยได้รับการสนับสนุนจากโครงการพัฒนาอัจฉริยภาพทางวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีสำหรับเด็กและเยาวชน (JSTP) โครงการร่วมระหว่างสำนักงานพัฒนาวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีแห่งชาติ (สวทช.) และสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.) ได้เล็งเห็นถึงความสำคัญของปัญหานี้ จึงได้ทำการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงการกระจายของอุณหภูมิผิวหนังเลทีมีความสัมพันธ์กับการเกิดปรากฏการณ์เอลอนโน้มและลานโน้ม โดยการวิเคราะห์ยิสโตแกรมเคลื่อนที่และการประมาณการกระจายทวีฐานนิยมเคลื่อนที่

จากการศึกษาแสดงให้เห็นว่าการกระจายของอุณหภูมิผิวหนังในแต่ละช่วงเวลาสามารถประเมินการกระจายที่วิธีนิยมได้ และยังพบว่าค่าพารามิเตอร์ของการกระจายที่ประมาณได้มีความสัมพันธ์ซึ่งกันและกัน และมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาที่สัมพันธ์กับการเกิดปรากฏการณ์ออนไลน์โดยและลักษณะ ดังนั้นจึงมีความเป็นไปได้อย่างมากว่าหากสามารถประมาณค่าของพารามิเตอร์ต่างๆ ที่เปลี่ยนแปลงตามเวลาได้ ก็จะสามารถคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงการกระจายของอุณหภูมิผิวหนังเล รวมทั้งคาดการณ์ถึงผลกระทบที่จะเกิดขึ้นจากการเกิดปรากฏการณ์ออนไลน์โดยและลักษณะในอนาคตได้

គណន៍ជីវិកម្មា
ករក្បារ 2556

กิตติกรรมประกาศ

การศึกษานี้ได้รับการสนับสนุนจากโครงการพัฒนาอัชจริยภาพทางวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีสำหรับเด็กและเยาวชน (JSTP) โครงการร่วมระหว่างสำนักงานพัฒนาวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีแห่งชาติ (สวทช.) และสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.) ภายใต้สัญญารับทุนสนับสนุนการศึกษา เลขที่ JSTP-06-53-20E ลงวันที่ 1 เดือนมิถุนายน พ.ศ.2553 (ฉบับแก้ไขเพิ่มเติม ครั้งที่ 1 ลงวันที่ 31 เดือนสิงหาคม พ.ศ.2555)

การศึกษานี้ใช้ข้อมูลอุณหภูมิผิวน้ำ (SST) และความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำ (SST anomaly) จากชุดข้อมูล Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Version 2 (Daily OISST v.2) ซึ่งวิเคราะห์และเผยแพร่โดย National Climatic Data Center (NCDC) National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)

การศึกษานี้ใช้ข้อมูลอุณหภูมิผิวน้ำแบบเฉลี่ว (SST climatology) และข้อมูลดัชนีนิโภุ 3.4 (Niño 3.4 index) ซึ่งวิเคราะห์และเผยแพร่โดย National Centers for Environmental Prediction (NCEP) National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)

การศึกษานี้ใช้ข้อมูลระดับความสูงภูมิประเทศและความลึกพื้นทะเล (Topography and Bathymetry) จากชุดข้อมูล ETOPO5 ซึ่งวิเคราะห์และเผยแพร่โดย National Geophysical Data Center (NGDC) National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)

ข้อมูลอุณหภูมิผิวน้ำเลภาคสนาม วิเคราะห์โดยศูนย์ความรู้เฉพาะด้านนิเวศวิทยาภารណ์และการจัดการ ข้อมูลอุณหภูมิผิวน้ำเลภาคสนามบริเวณอ่าวไทย (เกาะสมุย จังหวัดสุราษฎร์ธานี) ได้รับการสนับสนุนจาก Fair House Villas and Spa และข้อมูลอุณหภูมิผิวน้ำเลภาคสนามบริเวณทะเลอันดามัน (เกาะราชา จังหวัดภูเก็ต) ได้รับการสนับสนุนจาก Ban Raya Resort and Spa

สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อ	(3)
คำนำ	(5)
กิตติกรรมประกาศ	(6)
สารบัญ	(7)
บทที่ 1 ปรากฏการณ์ออนไลน์และelanิญา	1
1.1 นิยามของอุณหภูมิผิวทะเล	1
1.2 การตรวจจับการเกิดปรากฏการณ์ออนไลน์และelanิญา	2
1.3 กลไกของการเกิดปรากฏการณ์ออนไลน์และelanิญา	4
1.4 ผลกระทบต่อระบบนิเวศปะการังและระบบนิเวศทางทะเลอื่นๆ	5
บทที่ 2 ชุดข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลและการสอบเทียบ	7
2.1 ชุดข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเล	7
2.2 การสอบเทียบชุดข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเล	8
บทที่ 3 การกระจายทวีฐานนิยม	11
3.1 นิยามของการกระจายทวีฐานนิยม	11
3.2 สัมประสิทธิ์ความเป็นทวีฐานนิยม	11
3.3 การทดสอบความเป็นปกติ	13
3.4 การประมาณการกระจายทวีฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่าง	14
3.5 การทดสอบความสอดคล้องของการกระจาย	17
3.6 การวิเคราะห์อิสโทแกรมเคลื่อนที่และการกระจายเคลื่อนที่	18
บทที่ 4 การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเล	20
4.1 การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลโดยภาพรวม	20
4.2 การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา	22
4.3 ผลกระทบของปรากฏการณ์ออนไลน์และelanิญาต่อการกระจายทวีฐานนิยม	23
4.4 ความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ของการกระจายทวีฐานนิยม	24
4.5 สรุปและอภิปรายผลการศึกษา	26
ภาคผนวก A ผลการวิเคราะห์การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเล	27
ภาคผนวก B ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงประจักษ์	38
เอกสารอ้างอิง	43

บทที่ 1 ปรากฏการณ์อุณหภูมิผิวทะเลและลึก

1.1 นิยามของอุณหภูมิผิวทะเล

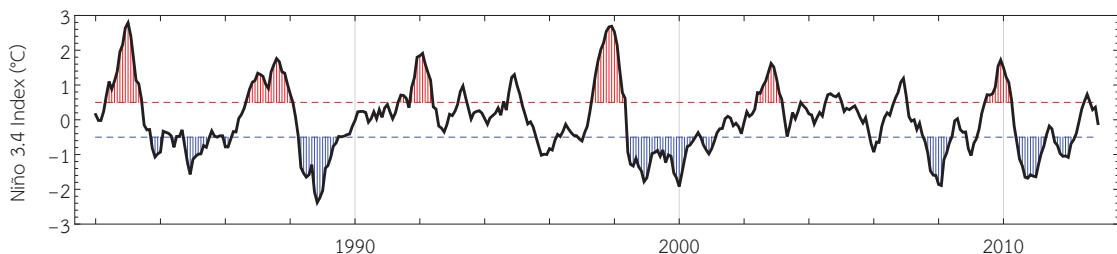
อุณหภูมิผิวทะเล (sea surface temperature: SST) ของแต่ละบริเวณมีการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาและระดับความลึก ในปัจจุบันชุดข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลมีความละเอียดเชิงพื้นที่, ความละเอียดเชิงเวลา, และระดับความลึกจากผิวทะเลที่แตกต่างกัน ประเภทของอุณหภูมิผิวทะเลที่แบ่งตามระดับความลึกตามนิยามของ Group for High-Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST) แบ่งออกเป็น 5 ประเภท [1] ได้แก่

- interface sea surface temperature (SST_{int}) คืออุณหภูมิผิวทะเลในเชิงทฤษฎีที่รอยต่อระหว่างบรรยากาศกับทะเล ไม่นิยมใช้ในทางปฏิบัติเนื่องจากไม่มีเทคโนโลยีที่สามารถตรวจวัดได้ในปัจจุบัน
- sea surface skin temperature (SST_{skin}) คืออุณหภูมิผิวทะเลที่วัดได้จากอุปกรณ์ตรวจวัดคลื่นอินฟราเรดที่มีความยาวคลื่นตั้งแต่ 3.2 μm ถึง 12 μm เป็นอุณหภูมิผิวทะเลที่ระดับความลึกตั้งแต่ประมาณ 10 μm ถึง 20 μm จากผิวทะเล อุณหภูมิผิวทะเลประเภทนี้ได้รับผลกระทบค่อนข้างมากจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิบรรยากาศในรอบวัน
- sea surface subskin temperature ($SST_{subskin}$) คืออุณหภูมิผิวทะเลที่วัดได้จากอุปกรณ์ตรวจวัดคลื่นไมโครเพฟที่มีความยาวคลื่นตั้งแต่ 27 mm ถึง 50 mm เป็นอุณหภูมิผิวทะเลที่ระดับความลึกตั้งแต่ประมาณ 20 μm ถึง 1 mm จากผิวทะเล อุณหภูมิผิวทะเลประเภทนี้ได้รับผลกระทบมากจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิบรรยากาศในรอบวัน
- sea surface temperature at depth z (SST_z) คืออุณหภูมิผิวทะเลที่ระดับความลึกประมาณ 1 mm ถึง 10 m จากผิวทะเล อุณหภูมิผิวทะเลประเภทนี้มีการตรวจวัดด้วยอุปกรณ์ภาคสนามมาตั้งแต่อดีต (โดยอุปกรณ์ที่ติดตั้งบนเรือและทุ่นลอย) และได้รับผลกระทบค่อนข้างมากจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิบรรยากาศในรอบวัน
- sea surface foundation temperature (SST_{fnd}) คืออุณหภูมิผิวทะเลในขณะเวลาที่ปริมาณพลังงานความร้อนที่ได้รับจากดวงอาทิตย์มีค่าเท่ากับปริมาณพลังงานความร้อนที่สูญเสียไปด้วยการแผ่รังสีความร้อน (ขณะเวลา ก่อนดวงอาทิตย์ขึ้น อุณหภูมิผิวทะเลที่ระดับความลึกต่างๆ จะมีค่าลดลงจนเท่ากันกับค่าอุณหภูมิที่ระดับความลึกมาก หลังจากนั้นพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์จะทำให้อุณหภูมิที่ระดับความลึกต่างๆ เพิ่มสูงขึ้น) มีระดับความลึกประมาณ 10 m จากผิวทะเลลงไป ซึ่งเป็นระดับความลึกที่อุณหภูมิผิวทะเลจะมีการเปลี่ยนแปลงตามระดับความลึกน้อยมาก

ชุดข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลที่ครอบคลุมทั่วทั้งโลกในปัจจุบันส่วนมากมีการเก็บข้อมูลด้วยดาวเทียม (ใช้อุปกรณ์ตรวจวัดคลื่นอินฟราเรดและไมโครเพฟ) อุณหภูมิผิวทะเลที่วัดได้จากการเที่ยมเหล่านี้จัดอยู่ในประเภท SST_{skin} และ $SST_{subskin}$ มีขั้นตอนการปรับแก้อุณหภูมิผิวทะเลจากดาวเที่ยมให้สอดคล้องกับอุณหภูมิผิวทะเลภาคสนาม ดังนั้นอุณหภูมิผิวทะเลจากชุดข้อมูลในปัจจุบันจัดอยู่ในประเภท SST_z โดยส่วนมากจะมีระดับความลึกประมาณ 0.5 m จากผิวทะเล

1.2 การตรวจจับการเกิดปรากฏการณ์โอลนิโนและลานิโน

อุณหภูมิพิวท์เลปกติ (SST climatology) นิยามเป็นค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิพิวท์เลในช่วงเวลาเดียวกันของทุกปี ความผิดปกติของอุณหภูมิพิวท์เล (SST anomaly) นิยามเป็นผลต่างของอุณหภูมิพิวท์เลจริงจากอุณหภูมิพิวท์เลปกติ ความผิดปกตินี้ถูกใช้ในการบ่งบอกสถานะและความรุนแรงของอุณหภูมิพิวท์เลในแต่ละช่วงเวลาว่าร้อนหรือเย็นกว่าปกติ นอกจากนี้ยังถูกใช้ในการบ่งบอกการเกิดปรากฏการณ์โอลนิโนและลานิโน (El Niño และ La Niña) [2] โดยในปัจจุบันนิยมใช้ดัชนีนิโน 3.4 (Niño 3.4 index) ซึ่งคำนวณจากความผิดปกติของอุณหภูมิพิวท์เลเฉลี่ยภายในช่วงเวลา 3 เดือน บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลาง (Niño 3.4 region) ซึ่งมีขอบเขตตั้งแต่ละติจูดที่ 5°S ถึง 5°N และลองจิจูดที่ 120°W ถึง 170°W (ภาพที่ 1.1 และ 1.2 (a) ถึง (c)) ในการศึกษานี้ปรากฏการณ์โอลนิโนจะเกิดขึ้นเมื่อดัชนีนิโน 3.4 มีค่าไม่น้อยกว่า 0.5°C และปรากฏการณ์ลานิโนเกิดขึ้นเมื่อดัชนีนิโน 3.4 มีค่าไม่มากกว่า -0.5°C ปรากฏการณ์โอลนิโนและลานิโนที่เกิดห่างกันไม่เกิน 5 เดือนจะถือว่าเกิดในครั้งเดียวกัน และในแต่ละครั้งจะมีช่วงเวลาการเกิดตั้งแต่ 5 เดือนขึ้นไป (ตารางที่ 1.1 และ 1.2) [3]



ภาพที่ 1.1 ค่าดัชนีนิโน 3.4 และช่วงเวลาขณะเกิดปรากฏการณ์โอลนิโนและลานิโน (เส้นประสีแดงและสีน้ำเงินแทนค่าดัชนีนิโน 3.4 ที่ 0.5°C และ -0.5°C ตามลำดับ พื้นที่ใต้กราฟสีแดงแทนค่าระดับขั้นความร้อนที่มีค่ามากกว่าหรือเท่ากับ 5.00°C -เดือน ขณะเกิดปรากฏการณ์โอลนิโน และพื้นที่ใต้กราฟสีน้ำเงินแทนค่าระดับขั้นความเย็นที่มีค่าน้อยกว่าหรือเท่ากับ -5.00°C -เดือน ขณะเกิดปรากฏการณ์ลานิโน) (ข้อมูลดัชนีนิโน 3.4 รายเดือนวิเคราะห์โดย National Centers for Environmental Prediction (NCEP) National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) ได้มาจาก <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices> [3])

ในการศึกษานี้จะเปรียบเทียบระดับความรุนแรงของปรากฏการณ์โอลนิโนในรูปของระดับขั้นความร้อน (heating degree) (ตารางที่ 1.1) [4] ซึ่งนิยามโดย

$$\delta_H = \sum [(N_{+0.5^{\circ}\text{C}} - 0.5^{\circ}\text{C}) \Delta t] \quad (1.1)$$

เมื่อ $N_{+0.5^{\circ}\text{C}}$ แทนค่าดัชนีนิโน 3.4 ที่มีค่ามากกว่าหรือเท่ากับ 0.5°C และ Δt แทนระยะเวลาที่พิจารณา (ค่าระดับขั้นความร้อนคือพื้นที่ใต้กราฟของค่าดัชนีนิโน 3.4 ที่มีค่ามากกว่าหรือเท่ากับ 0.5°C ในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์โอลนิโน (ภาพที่ 1.1))

เช่นเดียวกันกับระดับขั้นความร้อน ปรากฏการณ์ลานิโนจะเปรียบเทียบระดับความรุนแรงในรูปของระดับขั้นความเย็น (cooling degree) (ตารางที่ 1.2) ซึ่งนิยามโดย

$$\delta_C = \sum [(N_{-0.5^{\circ}\text{C}} + 0.5^{\circ}\text{C}) \Delta t] \quad (1.2)$$

เมื่อ $N_{-0.5^{\circ}C}$ แทนค่าดัชนีนิโภุ 3.4 ที่มีค่าน้อยกว่าหรือเท่ากับ $-0.5^{\circ}C$ และ Δt แทนระยะเวลาที่พิจารณา (ค่าระดับขั้นความเย็นคือพื้นที่ใต้กราฟของค่าดัชนีนิโภุ 3.4 ที่มีค่าน้อยกว่าหรือเท่ากับ $-0.5^{\circ}C$ ในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์ล้านิญา (ภาพที่ 1.1))

ตารางที่ 1.1 ข้อมูลปรากฏการณ์ล้านิญาบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลาง ที่มีระยะเวลาตั้งแต่ 5 เดือนขึ้นไป และมีค่าระดับขั้นความร้อนไม่น้อยกว่า $5.00^{\circ}C$.เดือน

เริ่มต้น	สิ้นสุด	ระยะเวลา (เดือน)	δ_H ($^{\circ}C\cdot$ เดือน)
พ.ศ. 1982	มิ.ย. 1983	14	14.69
ก.ย. 1986	ก.พ. 1988	18	11.90
พ.ค. 1991	พ.ค. 1992	13	8.34
พ.ค. 1997	พ.ค. 1998	13	16.89
มิ.ย. 2002	มี.ค. 2003	10	5.67
ก.ค. 2009	เม.ย. 2010	10	5.77

ตารางที่ 1.2 ข้อมูลปรากฏการณ์ล้านิญาบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลาง ที่มีระยะเวลาตั้งแต่ 5 เดือนขึ้นไป และมีค่าระดับขั้นความเย็นไม่นากกว่า $-5.00^{\circ}C$.เดือน

เริ่มต้น	สิ้นสุด	ระยะเวลา (เดือน)	δ_C ($^{\circ}C\cdot$ เดือน)
ต.ค. 1983	มี.ค. 1986	30	- 7.51
พ.ค. 1988	มิ.ย. 1989	14	- 14.39
มิ.ย. 1998	ก.พ. 2001	34	- 19.17
ส.ค. 2007	พ.ค. 2008	10	- 7.75
มิ.ย. 2010	มี.ค. 2012	22	- 11.57

ตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ.1982 เป็นต้นมา เกิดปรากฏการณ์ล้านิญาครั้งรุนแรง (มีค่าระดับขั้นความร้อนตั้งแต่ $5.00^{\circ}C$.เดือน ขึ้นไป) ทั้งหมดจำนวน 6 ครั้ง โดยแต่ละครั้งมีระยะเวลาตั้งแต่ 10 เดือนถึง 1 ปี 6 เดือน (เฉลี่ยประมาณ 1 ปี 1 เดือน) แต่ละครั้งเกิดห่างกันเป็นระยะเวลาตั้งแต่ 3 ปี 2 เดือน ถึง 6 ปี 3 เดือน (เฉลี่ยประมาณ 4 ปี 4 เดือน) และเกิดปรากฏการณ์ล้านิญาครั้งรุนแรง (มีค่าระดับขั้นความเย็นตั้งแต่ $-5.00^{\circ}C$.เดือน ลงไป) ทั้งหมดจำนวน 5 ครั้ง โดยแต่ละครั้งมีระยะเวลาตั้งแต่ 10 เดือน ถึง 2 ปี 10 เดือน (เฉลี่ยประมาณ 1 ปี 10 เดือน) แต่ละครั้งเกิดห่างกันเป็นระยะเวลาตั้งแต่ 2 ปี ถึง 9 ปี (เฉลี่ยประมาณ 4 ปี 11 เดือน)

สังเกตว่าปรากฏการณ์ล้านิญาครั้งรุนแรงจะมีเสียรภาพมากกว่าปรากฏการณ์ล้านิญาครั้งรุนแรง ทั้งในด้านของระยะเวลาการเกิดและระยะเวลาระหว่างการเกิดปรากฏการณ์แต่ละครั้ง และปรากฏการณ์ล้านิญาที่เกิดขึ้นส่วนมากเป็นผลมาจากการอุณหภูมิผิวทะเลที่มีค่าสูงกว่าปกติมากเป็นระยะเวลาไม่นาน ในขณะที่ปรากฏการณ์ล้านิญาส่วนมากเป็นผลมาจากการอุณหภูมิผิวทะเลที่มีค่าต่ำกว่าปกติเล็กน้อยเป็นระยะเวลานาน

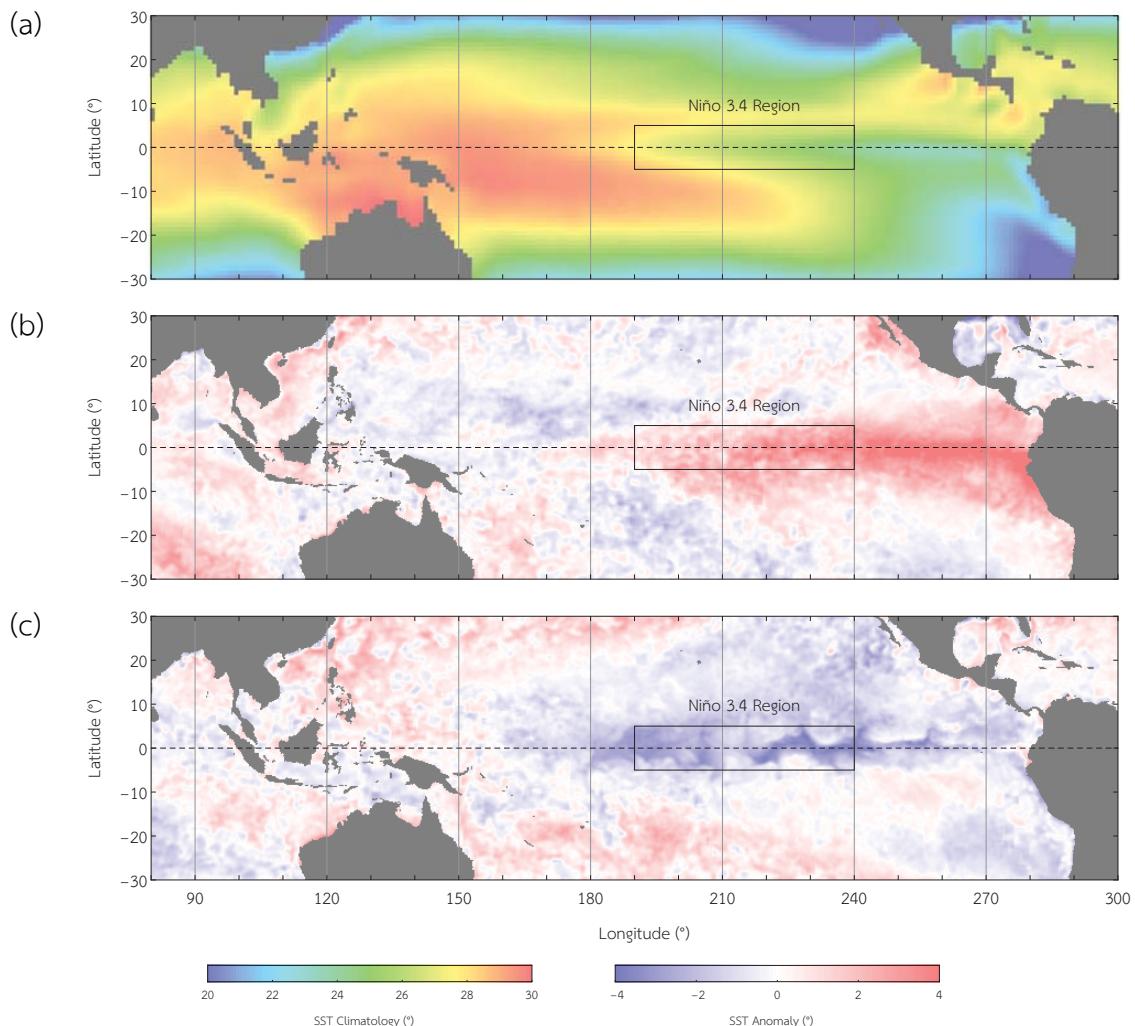
1.3 กลไกของการเกิดปรากฏการณ์เอลนิโญและล้านิญา

แม้ว่าในปัจจุบันจะสามารถติดตามจับการเกิดปรากฏการณ์เอลนิโญและล้านิญาได้ แต่ยังไม่มีคำอธิบายเชิงกายภาพที่แน่ชัดของกลไกการเกิดปรากฏการณ์เหล่านี้ [5-8] ปรากฏการณ์เอลนิโญและล้านิญา หรือในบางครั้งเรียกว่า El Niño-Southern Oscillation (ENSO) เป็นปรากฏการณ์ที่เกิดร่วมกันระหว่างการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลาง เรียกว่าเอลนิโญและล้านิญา กับการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศผิวทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลาง เรียกว่า Southern Oscillation ซึ่งสองปรากฏการณ์นี้มีความสัมพันธ์กัน มีระยะเวลาการเกิดที่ยาวนานหลายเดือนติดต่อกัน

ในสภาพปกติ ลมสินค้า (trade wind) ซึ่งเป็นลมตะวันออก (easterly) และเป็นส่วนหนึ่งของการไหลเรียนวอล์คเกอร์ (Walker circulation) จะพัดจากมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันออกสู่ฝั่งตะวันตกตามแนวเส้นศูนย์สูตร ทำให้น้ำทะเลลึกซึ้งมีอุณหภูมิต่ำเกิดการลอยตัว (upwelling) ขึ้นสู่ผิวทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันออกและชายฝั่งทวีปอเมริกาใต้ฝั่งตะวันตก (เรียกบริเวณนี้ว่า Pacific cold tongue) ส่งผลให้บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันออกมีอุณหภูมิผิวทะเลที่ต่ำกว่าฝั่งตะวันตก กลุ่มเมฆฝนที่เกิดจากการระเหยของน้ำทะเลที่มีอุณหภูมิสูงจึงอยู่บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันตก (เรียกบริเวณนี้ว่า Pacific warm pool) (ภาพที่ 1.2 (a))

กลไกของการเกิดปรากฏการณ์เอลนิโญในช่วงแรกเริ่มต้นด้วยการที่ความกดอากาศผิวทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันตกเพิ่มสูงขึ้น ในขณะที่บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันออกลดต่ำลง ความแตกต่างของความกดอากาศผิวทะเลทึบสองบริเวณนี้ทำให้ลมสินค้าบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันตกเกิดการอ่อนกำลังหรือเปลี่ยนทิศทางเป็นลมตะวันตก (westerly) เป็นเวลานานหลายเดือนติดต่อกัน น้ำทะเลที่มีอุณหภูมิสูงและกลุ่มเมฆฝนซึ่งเดิมอยู่บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันตก จะถูกพัดพาไปทางทิศตะวันออกตามแนวเส้นศูนย์สูตร ในขณะเดียวกันลมสินค้าบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันออกที่อ่อนกำลังลง ทำให้การลอยตัวของน้ำทะเลลึกบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันออกและชายฝั่งทวีปอเมริกาใต้ฝั่งตะวันตก เกิดขึ้นอย่างส่งผลให้อุณหภูมิผิวทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกลดแนวเส้นศูนย์สูตรมีอุณหภูมิที่สูงกว่าปกติ เกิดเป็นปรากฏการณ์เอลนิโญ ซึ่งก่อให้เกิดพายุฝนและอุทกภัยบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันออกและทวีปอเมริกาใต้ฝั่งตะวันตก และก่อให้เกิดภัยแล้งบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันตกและภัยภาคເອເຊຍตะวันออกเฉียงใต้ (ภาพที่ 1.2 (b))

กลไกการเกิดปรากฏการณ์ล้านิญา นั้นตรงกันข้ามกับการเกิดปรากฏการณ์เอลนิโญ โดยในช่วงแรกความกดอากาศผิวทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันตกจะลดต่ำลง ในขณะที่บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันออกจะเพิ่มสูงขึ้น ความแตกต่างของความกดอากาศผิวทะเลทึบสองบริเวณนี้ทำให้ลมสินค้ามีกำลังแรงขึ้น จึงสามารถพัดพาน้ำทะเลที่มีอุณหภูมิสูงและกลุ่มเมฆฝนไปทางทิศตะวันตก ในขณะที่บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันออกและชายฝั่งทวีปอเมริกาใต้ฝั่งตะวันตก เกิดการลอยตัวของน้ำทะเลลึกได้มากขึ้น ส่งผลให้อุณหภูมิผิวทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกลดแนวเส้นศูนย์สูตรมีอุณหภูมิที่ต่ำกว่าปกติ เกิดเป็นปรากฏการณ์ล้านิญา ซึ่งก่อให้เกิดพายุฝนและอุทกภัยบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันตกและภัยภาคເອເຊຍตะวันออกเฉียงใต้ และก่อให้เกิดภัยแล้งบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางฝั่งตะวันออกและทวีปอเมริกาใต้ฝั่งตะวันตก (ภาพที่ 1.2 (c))



ภาพที่ 1.2 การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิผิวทะเลสมุทรแปซิฟิกต่อนกลางในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์เอลนิโญและล้านิญา (a) อุณหภูมิผิวทะเลเฉลี่ยในสภาวะปกติของวันที่ 1 มกราคม ของทุกปี, (b) ความผิดปกติของอุณหภูมิผิวทะเลในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์เอลนิโญของวันที่ 1 มกราคม ค.ศ.1998, และ (c) ความผิดปกติของอุณหภูมิผิวทะเลในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์ล้านิญาของวันที่ 1 มกราคม ค.ศ.1999 (กรอบสี่เหลี่ยมแทนบริเวณนิโญ 3.4 อยู่ในมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลาง) (ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลปกติ มีความละเอียดเชิงพื้นที่ 1° ได้มาจาก <ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52yx/sstclim/> [2] และข้อมูลความผิดปกติของอุณหภูมิผิวทะเล มีความละเอียดเชิงพื้นที่ 0.25° ได้มาจาก <ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/NetCDF/> [9, 10])

1.4 ผลกระทบต่อระบบนิเวศประการังและระบบนิเวศทางทะเลอื่นๆ

ปรากฏการณ์ประการังฟอกขาว (coral bleaching) มีสาเหตุของการเกิดที่หลากหลาย แต่ในปัจจุบันพบว่ามักจะเกิดขึ้นเมื่ออุณหภูมิผิวทะเลมีค่าสูงหรือต่ำกว่าปกติเล็กน้อยเป็นระยะเวลานาน ติดต่อกัน หรือเมื่ออุณหภูมิผิวทะเลมีค่าสูงหรือต่ำกว่าปกติมากเป็นระยะเวลามีนาน (ปรากฏการณ์เอลนิโญและล้านิญา) ซึ่งทั้งสองกรณีจะทำให้ระบบนิเวศประการังเกิดความเครียดสะสม เนื่องจากสภาพแวดล้อมที่เหมาะสมต่อการดำรงชีวิตเปลี่ยนแปลงไป [11-16] ในสภาพแวดล้อมเช่นนี้ตัวประการัง (polyps) จะกำจัดสาหร่ายเซลล์เดียว (*Symbiodinium* spp. หรือเรียกว่า *zooxanthellae*) ที่อาศัยอยู่ภายในเนื้อเยื่อออกรไป ซึ่งสาหร่ายเซลล์เดียวเหล่านี้เป็นผู้ผลิตสารอาหารและออกซิเจนเพื่อเติมแก่ตัวประการัง การที่ตัวประการังกำจัดสาหร่ายเซลล์เดียวเหล่านี้ออกไปจะทำให้ตัวประการังมีสีขาว เป็นที่มาของ

ปรากฏการณ์ประการังฟอกขาว [17-20] ซึ่งถ้าเกิดนานเกินไปจะทำให้ตัวประการังขาดสารอาหารตาย และระบบนิเวศประการังซึ่งเป็นผู้ผลิตปฐมภูมิ (primary producer) นั้นจะไม่สามารถกลับมามีชีวิตใหม่ได้ เรียกว่าการเกิดการยุบตัวของระบบนิเวศ (ecosystem collapse) ซึ่งทำให้ระบบนิเวศทางทะเลอื่นๆที่ได้รับการส่งผ่านพลังงานและสารอาหารจากระบบนิเวศประการังนี้อยู่ในความเสี่ยงต่อการยุบตัว เช่นเดียวกัน [21-23]

ปรากฏการณ์อลนิโญและลานิญาส์ผลกระทบทั้งทางตรงและทางอ้อมต่อต่อห่วงโซ่ออาหารที่มีระบบนิเวศประการังเป็นผู้ผลิต ผลกระทบเหล่านี้ได้แก่การเปลี่ยนแปลงสภาพแวดล้อมที่เหมาะสมต่อการดำรงชีวิตของระบบนิเวศประการัง [24, 25] ได้แก่

- การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิผิวทะเลไปจากสภาพปกติเป็นระยะเวลานานติดต่อกัน โดยเฉพาะในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์อลนิโญ ทำให้อุณหภูมิผิวทะเลสูงเกินไป
- การเปลี่ยนแปลงปริมาณเมฆปักคลุม โดยเฉพาะในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์อลนิโญ ทำให้ปริมาณเมฆปักคลุมน้อยและพลังงานแสงอาทิตย์สามารถส่องถึงระบบนิเวศประการังได้ในระดับที่สูงเกินไป
- การเกิดการตกรอกอนบริเวณปากแม่น้ำ โดยเฉพาะในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์ลานิญา ทำให้เกิดฝนตกหนักและฉ่ำลงตกรอกอนมาตกรากทับกอนบริเวณปากแม่น้ำ ส่งผลให้ประการังในบริเวณนี้ได้รับพลังงานแสงอาทิตย์มาใช้ในการสังเคราะห์ด้วยแสงในระดับที่ต่ำเกินไป
- การเปลี่ยนแปลงความเค็มผิวทะเล โดยเฉพาะในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์ลานิญา ทำให้เกิดฝนตกหนักบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ส่งผลให้ความเค็มผิวทะเลลดลงจนอยู่ในระดับที่ต่ำเกินไป

จากการสำรวจแนวประการังบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามันของกรมทรัพยากรทางทะเลและชายฝั่งตั้งแต่ปี ค.ศ.1991 [26] แสดงให้เห็นว่าปรากฏการณ์ประการังฟอกขาวส่งผลกระทบต่อแนวประการังบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามันมากน้อยต่างกัน ขึ้นอยู่กับปัจจัยภายนอกอื่นๆ เช่นฤดูร้อนที่มาเร็วกว่าปกติหรือมวลน้ำเย็นจากกระแสลมที่พัดจากน้ำยังพบว่าอัตราการฟอกขาวขึ้นอยู่กับประการังสปีชีส์เด่นที่พบในแต่ละบริเวณ โดยพบว่ากลุ่มประการังเขากวางกับประการังโต๊ะ (*Acropora spp.*), ประการังผิวหยาบ (*Porites rus*), และประการังโขด (*Porites lutea*) มีอัตราการฟอกขาวสูง และกลุ่มประการังดาวใหญ่ (*Diploastrea heliopora*), ประการังสีน้ำเงิน (*Heliopora coerulea*), และประการังลายดอกไม้ (*Pavona decussata*) มีอัตราการฟอกขาวต่ำ

เนื่องจากบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน (รวมทั้งภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ทั้งหมด) เป็นบริเวณที่มีความหลากหลายของระบบนิเวศประการังและระบบนิเวศทางทะเลเขตต้อนร้อนอื่นๆ มากที่สุดแห่งหนึ่งของโลก การศึกษาถึงผลกระทบของปรากฏการณ์อลนิโญและลานิญา ที่มีต่อการเปลี่ยนแปลงการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน รวมทั้งความเป็นไปได้ในการใช้การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลเพื่อคาดการณ์การเกิดปรากฏการณ์อลนิโญและลานิญา จึงมีความจำเป็นอย่างมาก เพื่อใช้ผลการศึกษาที่เป็นข้อมูลประกอบด้านนิเวศวิทยาพยากรณ์และการจัดการ ในการหาทางป้องกันหรือลดผลกระทบจากการเกิดปรากฏการณ์ประการังฟอกขาวในอนาคต

บทที่ 2 ชุดข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลและการสอบเทียบ

2.1 ชุดข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเล

การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิผิวทะเลที่เกิดขึ้นเนื่องมาจากการณ์อ่อนนิโญและลานิสูรา ส่งผลกระทบทั้งทางตรงและทางอ้อมต่อห่วงโซ่ออาหารที่มีระบบนิเวศปะการ์เป็นผู้ผลิต ดังนั้นในการศึกษานี้จึงเน้นที่การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณเกาะที่มีระบบนิเวศปะการ์สมบูรณ์ในประเทศไทย ต้องอยู่ใกล้เส้นศูนย์สูตรหรือเขตต้อนทางตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก มีทะเลทั้งฝั่งตะวันออกคืออ่าวไทย (the Gulf of Thailand) และฝั่งตะวันตกคือทะเลอันดามัน (the Andaman Sea) ซึ่งอยู่ในบริเวณละติจูดเดียวกัน และได้รับผลกระทบจากการณ์อ่อนนิโญและลานิสูรา ในการศึกษานี้จะทำการศึกษาการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลที่มีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา บริเวณตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามันจำนวน 10 เกาะ แบ่งเป็นบริเวณอ่าวไทยจำนวน 6 เกาะ และบริเวณทะเลอันดามันจำนวน 4 เกาะ (ตารางที่ 2.1 และภาพที่ 2.1)

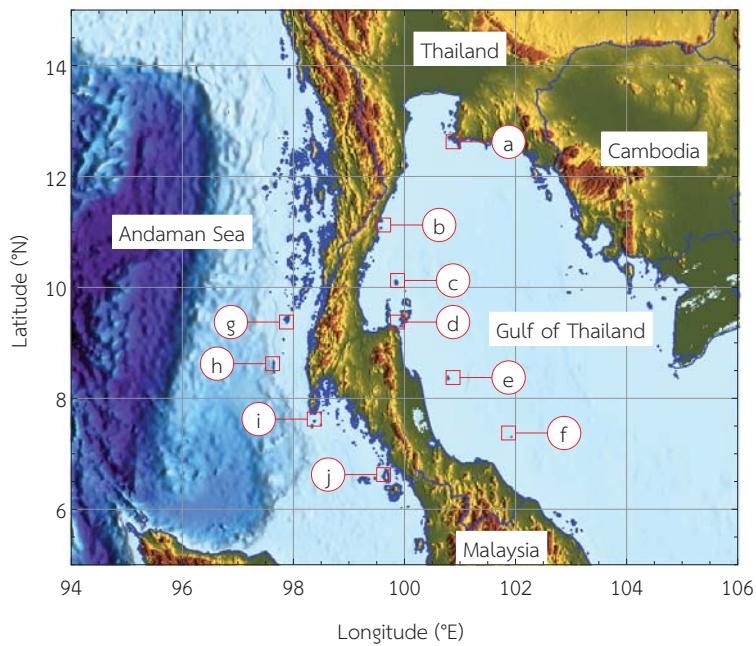
ตารางที่ 2.1 พิกัดภูมิศาสตร์และพิกัดกริดอ้างอิงของสถานที่ศึกษาที่มีระบบนิเวศปะการ์สมบูรณ์จำนวน 10 เกาะ ตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน

สถานที่ศึกษา	จังหวัด	พิกัดภูมิศาสตร์		พิกัดกริด ¹	
อ่าวไทย					
a แสมสาร	ชลบุรี	12.56587°N	100.95889°E	12.625°N	100.875°E
b ทะลุ	ประจวบคีรีขันธ์	11.07045°N	99.56187°E	11.125°N	99.625°E
c เต่า	สุราษฎร์ธานี	10.09119°N	99.83667°E	10.125°N	99.875°E
d แตน ²	สุราษฎร์ธานี	9.36704°N	99.96173°E	9.375°N	99.875°E
e กระ	นครศรีธรรมราช	8.38573°N	100.75322°E	8.375°N	100.875°E
f โลชิน	ปัตตานี	7.32344°N	101.89888°E	7.375°N	101.875°E
ทะเลอันดามัน					
g สุรินทร์	พัทฯ	9.46838°N	97.87881°E	9.375°N	97.875°E
h สิมิลัน	พัทฯ	8.64219°N	97.63725°E	8.625°N	97.625°E
i ราชา ²	ภูเก็ต	7.61528°N	98.37125°E	7.625°N	98.375°E
j ตะรุเตา	สตูล	6.62046°N	99.64854°E	6.625°N	99.625°E

¹ พิกัดกริดคือพิกัดภูมิศาสตร์ของจุดศูนย์กลางของกริดอ้างอิงที่ความละเอียดเชิงพื้นที่ 0.25° ของ Daily OISST v.2

² ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลภาคสนามที่ใช้ในการสอบเทียบได้มาจากเกษตร部 อ่าวไทย และเกษตรฯ ทะเลอันดามัน

ในการศึกษานี้จะใช้ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจากชุดข้อมูล Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Version 2 (Daily OISST v.2) วิเคราะห์และเผยแพร่โดย National Climatic Data Center (NCDC) National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) ([ได้มาจากการ](ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/) <ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/>) เป็นข้อมูลรายวันที่ความละเอียดเชิงพื้นที่ 0.25° เก็บข้อมูลด้วยอุปกรณ์ Advance Very High Resolution Radiometer (AVHRR) จากดาวเทียมในกลุ่ม NOAA Polar Orbiting Environmental Satellites (POES) และอุปกรณ์ Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) จากดาวเทียมในกลุ่ม NASA Earth Observing System (EOS) นอกจากนี้ยังนำข้อมูลซึ่งเก็บด้วยอุปกรณ์ภาคสนามจากชุดข้อมูล International Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset (ICOADS) มาใช้ในการวิเคราะห์เพื่อเพิ่มความถูกต้อง [9, 10, 27, 28]

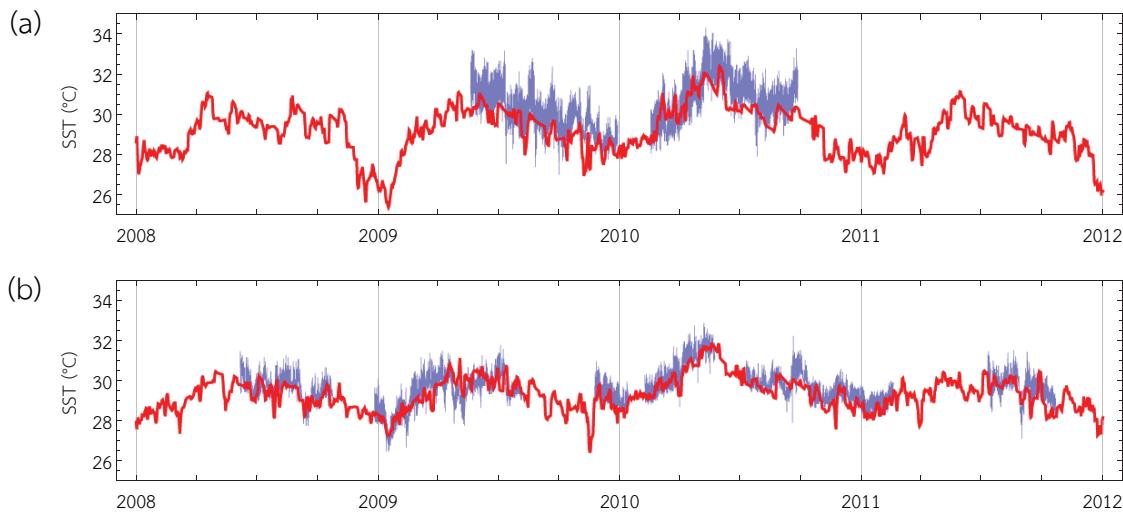


ภาพที่ 2.1 สถานที่ศึกษาที่มีระบบนิเวศบัวรังสมบูรณ์ ตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยจำนวน 6 เกาะ (a-f) และทะเลอันดามันจำนวน 4 เกาะ (g-j) (สีเหลืองสีแดง แทนพื้นที่กริดอ้างอิงที่ความละเอียดซึ่งพื้นที่ 0.25° ของ Daily OISST v.2)

AVHRR เป็นอุปกรณ์ตรวจวัดคลื่นวิทยุที่มีการใช้งานตั้งแต่เดือนกันยายน ค.ศ.1981 ไม่สามารถเก็บข้อมูลได้ในช่วงที่เกิดหยาดน้ำฝน (precipitation) เพราะได้รับการรบกวนจากการแพร่รังสี แต่สามารถเก็บข้อมูลในบริเวณใกล้ชายฝั่งได้ [29] ในขณะที่ AMSR เป็นอุปกรณ์ตรวจวัดคลื่นไมโครเวฟที่มีการใช้งานตั้งแต่เดือนมิถุนายน ค.ศ.2002 สามารถเก็บข้อมูลได้ในช่วงที่เกิดหยาดน้ำฝน แต่ไม่สามารถเก็บข้อมูลในบริเวณรัศมี 75 km จากชายฝั่งได้เนื่องจากข้อจำกัดทางอุปกรณ์ตรวจวัด [30] ดังนั้นข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจากชุดข้อมูล Daily OISST v.2 จึงแบ่งผลการวิเคราะห์ออกเป็น 2 ส่วน ได้แก่ AVHRR และ AMSR+AVHRR แต่สถานที่ศึกษาในการศึกษานี้เป็นเกาะที่อยู่ภายในรัศมี 75 km จากชายฝั่ง ดังนั้นในการศึกษานี้จึงใช้ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจากชุดข้อมูล Daily OISST v.2 (AVHRR) ตั้งแต่เดือนกันยายน ค.ศ.1981 ถึงปัจจุบัน

2.2 การสอบเทียบชุดข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเล

ก่อนการนำชุดข้อมูล Daily OISST v.2 (AVHRR) มาใช้งาน จำเป็นต้องมีการสอบเทียบกับชุดข้อมูลภาคสนาม โดยข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลภาคสนามนี้ถูกเก็บเป็นข้อมูลราย 10 นาที ด้วยอุปกรณ์ HOBO® pendant temperature and light data logger รุ่น UA-002-64 จากเกาหลีใต้ ประเทศไทย และกัมพูชา ทะเลอันดามัน (ตารางที่ 2.1) โดยจากการเปรียบเทียบแนวโน้มของอุณหภูมิผิวทะเลทั้งจากอ่าวไทย และทะเลอันดามัน พบร่วมกันว่าข้อมูลดาวเทียมมีค่าต่ำกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลภาคสนาม (อาจเป็นเพราะการดูดกลืนรังสีบางส่วนของไอน้ำในบรรยากาศ ซึ่งมีปริมาณมากในเขตต้อน) จึงมีความเป็นไปได้ว่าข้อมูลดาวเทียมมีความสอดคล้องกับข้อมูลภาคสนามในขณะเวลาที่อุณหภูมิผิวทะเลมีค่าต่ำที่สุดของแต่ละวัน และสามารถใช้ขณะเวลานั้นเป็นขณะเวลาห้องถินอ้างอิงของข้อมูลดาวเทียมได้ (ภาพที่ 2.2 (a) และ (b))

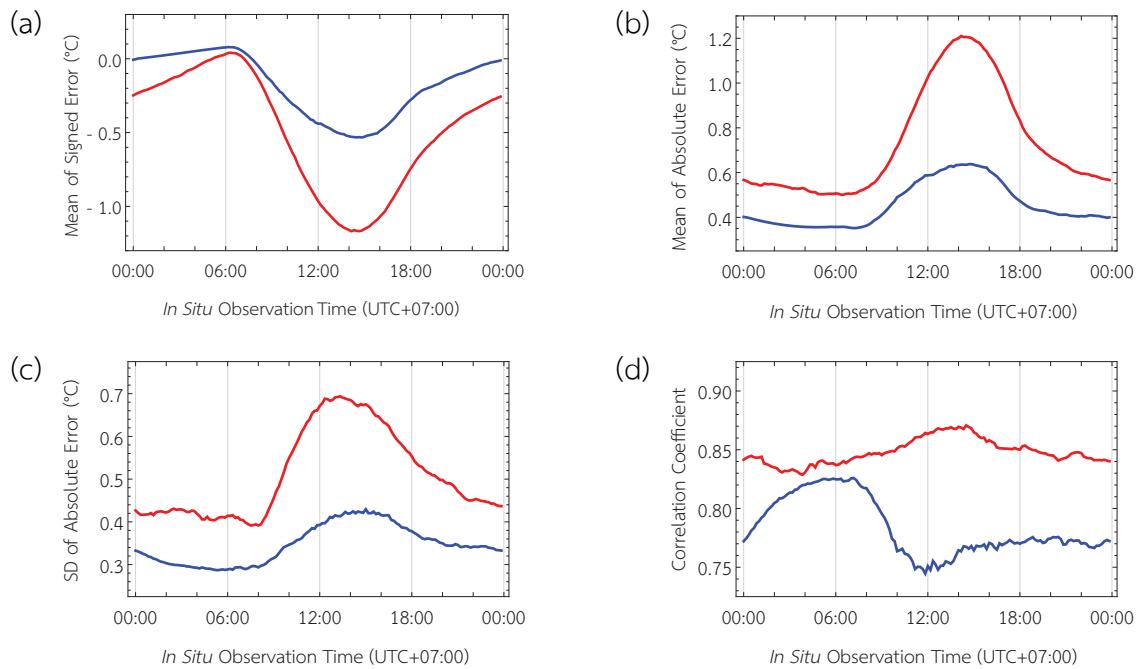


ภาพที่ 2.2 ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจาก (a) เกาะแตน อ่าวไทย และ (b) เกาะราชา ทะเลอันดามัน (เส้นสีแดงแทนข้อมูลดาวเทียมจาก Daily OISST v.2 (AVHRR) และเส้นสีฟ้าแทนข้อมูลภาคสนามจาก HOBO® data logger)

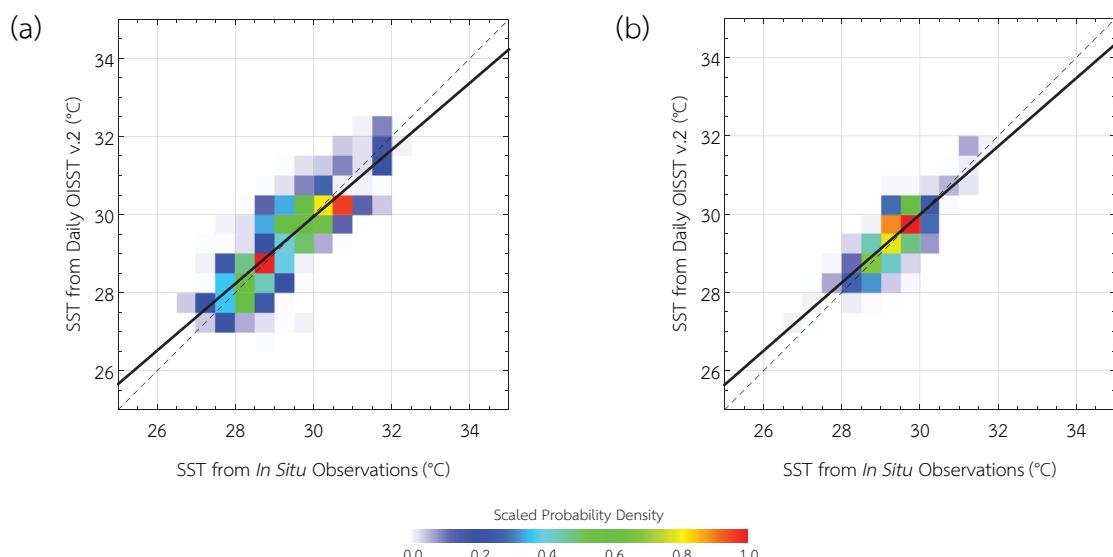
เนื่องจากข้อมูลดาวเทียมเป็นข้อมูลรายวัน และข้อมูลภาคสนามเป็นข้อมูลราย 10 นาที การสอบเทียบในการศึกษานี้จึงต้องทำการเปรียบเทียบค่าสถิติระหว่างข้อมูลดาวเทียมกับข้อมูลภาคสนามที่เวลาต่างๆของวัน เพื่อพิจารณาว่าที่ขณะเวลาใดของวันที่ข้อมูลดาวเทียมจะมีความคลาดเคลื่อนไปจากข้อมูลภาคสนามน้อยที่สุด โดยค่าสถิติที่ทำการเปรียบเทียบได้แก่ค่าเฉลี่ยของค่าความคลาดเคลื่อน (mean of signed error), ค่าเฉลี่ยของค่าสัมบูรณ์ของค่าความคลาดเคลื่อน (mean of absolute error), ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของค่าสัมบูรณ์ของค่าความคลาดเคลื่อน (standard deviation of absolute error), และค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สัน (Pearson's correlation coefficient) ระหว่างข้อมูลดาวเทียมกับข้อมูลภาคสนาม

จากการสอบเทียบพบว่าค่าเฉลี่ยของค่าความคลาดเคลื่อน, ค่าเฉลี่ยของค่าสัมบูรณ์ของค่าความคลาดเคลื่อน, และค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของค่าสัมบูรณ์ของค่าความคลาดเคลื่อน แสดงถึงความคลาดเคลื่อนที่มีค่าน้อยที่สุดที่ขณะเวลาประมาณ 06:30 นาฬิกา ตามเวลาท้องถิ่นประเทศไทย (UTC+07:00) (ภาพที่ 2.3 (a) ถึง (c)) และที่ช่วงเวลาเดียวกันนี้ข้อมูลทั้งที่เกาะแตนและเกาะราชา ยังให้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ที่ใกล้เคียงกันมากที่สุดอีกด้วย (ภาพที่ 2.3 (d))

จากการวิเคราะห์สหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดาวเทียมกับข้อมูลภาคสนามที่ขณะเวลาที่มีค่าความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุด (06:30 นาฬิกา ตามเวลาท้องถิ่นประเทศไทย) พบว่าข้อมูลดาวเทียมทั้งจากเกาะแตนและเกาะราชา มีความสัมพันธ์เป็นทางเดียวกันกับข้อมูลภาคสนาม (ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเกาะแตนมีค่าเท่ากับ 0.8403 และของเกาะราชา มีค่าเท่ากับ 0.8230) และจากการวิเคราะห์การถดถอยเชิงเส้น (linear regression) พบว่าข้อมูลดาวเทียมมีความผันแปรน้อยกว่าเมื่อเปรียบกับข้อมูลภาคสนาม (ค่าความชันของสมการเชิงเส้นของเกาะแตนมีค่าเท่ากับ 0.8568 และของเกาะราชา มีค่าเท่ากับ 0.8712) ผลการวิเคราะห์เหล่านี้แสดงให้เห็นว่าข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจากชุดข้อมูล Daily OISST v.2 (AVHRR) มีความสอดคล้องกันกับข้อมูลภาคสนาม และสามารถใช้ชุดข้อมูลนี้แทนข้อมูลภาคสนาม ในการศึกษาการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลที่มีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาได้ (ภาพที่ 2.4 (a) และ (b))



ภาพที่ 2.3 การสอบเทียบข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเล (a) ค่าเฉลี่ยของค่าความคลาดเคลื่อน, (b) ค่าเฉลี่ยของค่าสัมบูรณ์ของค่าความคลาดเคลื่อน, (c) ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของค่าสัมบูรณ์ของค่าความคลาดเคลื่อน, และ (d) ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สัน ระหว่างข้อมูลดาวเทียมกับข้อมูลภาคสนามที่ขณะเวลาต่างๆ ของน้ำ (เส้นสีแดง แทนข้อมูลจากเกาะแตน อ่าวไทย และเส้นสีน้ำเงินแทนข้อมูลจากเกาะราชา ทะเลอันدامัน)



ภาพที่ 2.4 การวิเคราะห์สหสัมพันธ์และการทดสอบอย่างเชิงเส้นระหว่างข้อมูลดาวเทียมกับข้อมูลภาคสนามจาก (a) เกาะแตน อ่าวไทย และ (b) เกาะราชา ทะเลอันدامัน (เส้นประแท่นเส้นที่ข้อมูลดาวเทียมมีค่าเท่ากับข้อมูลภาคสนาม และเส้นทึบแทนกราฟของสมการเชิงเส้นที่ได้จากการวิเคราะห์การทดสอบอย่างเชิงเส้น)

บทที่ 3 การกระจายทวีรูปนิยม

3.1 นิยามของการกระจายทวีรูปนิยม

การกระจายทวีรูปนิยม (bimodal distribution) ในทางสถิติหมายถึงการกระจายของกลุ่มประชากรที่มีรูปแบบสองค่า ค่าหนึ่งคือค่าเฉลี่ย (μ_1) และค่าอื่น (μ_2) ที่อยู่ห่างกันอย่างมาก ความถี่ของค่าใดๆ จึงต่ำลง รูปแบบนี้สามารถเขียนในรูปของฟังก์ชันความถี่ ($f(x)$) ดังนี้

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \left(\frac{1-\omega}{\sqrt{\nu_1}} \exp\left[-\frac{(x-\mu_1)^2}{2\nu_1}\right] + \frac{\omega}{\sqrt{\nu_2}} \exp\left[-\frac{(x-\mu_2)^2}{2\nu_2}\right] \right) \quad (3.1)$$

เมื่อ μ_1 และ μ_2 แทนค่าเฉลี่ยของกลุ่มประชากรที่หนึ่งและสองตามลำดับ, ν_1 และ ν_2 แทนค่าความแปรปรวนของกลุ่มประชากรที่หนึ่งและสองตามลำดับ, และ ω แทนสัดส่วนของกลุ่มประชากรที่มีการกระจายปกติที่สองต่อประชากรทั้งหมด ซึ่งจะมีค่าอยู่ในช่วง $0 < \omega < 1$ ถ้ามีค่าน้อย แสดงว่าสัดส่วนของกลุ่มประชากรที่หนึ่งมีมากกว่ากลุ่มที่สอง และในทางกลับกัน

3.2 สัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยม

ค่าสถิติที่ใช้ในการบ่งบอกถึงความเป็นทวีรูปนิยมมีหลายรูปแบบ แต่ยังไม่ปรากฏนิยามที่แน่นอนในปัจจุบัน ในการศึกษานี้จะใช้ค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยมของ沙ร์ล (Sarle's coefficient of bimodality) ที่พิจารณาถึงความสัมพันธ์ระหว่างความเบี้ยว (skewness) กับความโด่ง (kurtosis) ของกลุ่มประชากร [31] ซึ่งมีรูปแบบเป็น

$$\beta = \frac{\sigma^2 + 1}{\kappa} \quad (3.2)$$

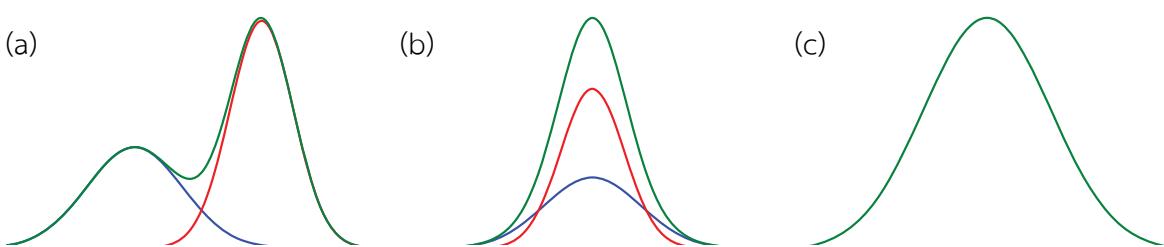
เมื่อ σ แทนความเบี้ยว และ κ แทนความโด่งของกลุ่มประชากร ซึ่งจะมีค่าอยู่ในช่วง $0 < \beta < 1$ ในกรณีของกลุ่มตัวอย่างที่มีขนาดจำกัด ตัวประมาณค่าไม่เอนเอียง (unbiased estimator) ของสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยมจะมีรูปแบบเป็น

$$\hat{\beta} = \frac{\hat{\sigma}^2 + 1}{\hat{\kappa} + 3 \left(1 - \frac{(n-1)^2}{(n-2)(n-3)} \right)} \quad (3.3)$$

เมื่อ $\hat{\sigma}$ แทนความเบี้ยว, $\hat{\kappa}$ แทนความโด่ง, และ n แทนขนาดของกลุ่มตัวอย่าง

จากนิยามของการกระจายทวีฐานนิยมและค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีฐานนิยมข้างต้น การกระจายทวีฐานนิยมสามารถแบ่งออกเป็นสามรูปแบบย่อย ตามกลุ่มประชากรที่มีการกระจายปกติ ได้แก่

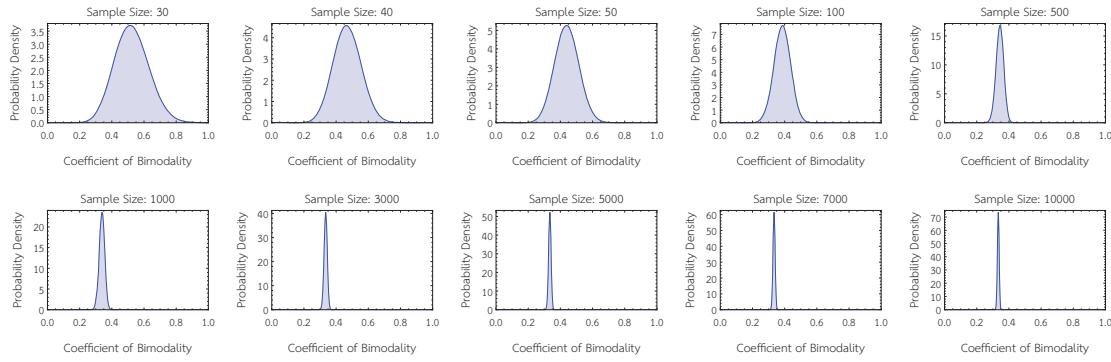
- การกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่ง เกิดจากการรวมกันของกลุ่มประชากรที่มีค่าเฉลี่ยต่างกัน ($\mu_1 \neq \mu_2$) ซึ่งการกระจายรูปแบบนี้อาจมีฐานนิยม 1 หรือ 2 ค่าก็ได้แล้วแต่กรณี และมีค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีฐานนิยม $1/3 < \beta < 1$ (ภาพที่ 3.1 (a))
- การกระจายทวีฐานนิยมแบบที่สอง เกิดจากการรวมกันของกลุ่มประชากรที่มีค่าเฉลี่ยเท่ากัน ($\mu_1 = \mu_2$) แต่มีค่าความแปรปรวนต่างกัน ($\nu_1 \neq \nu_2$) ซึ่งการกระจายรูปแบบนี้จะมีฐานนิยมเพียงค่าเดียว และมีค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีฐานนิยม $0 < \beta < 1/3$ (ภาพที่ 3.1 (b))
- การกระจายปกติ เกิดจากการรวมกันของกลุ่มประชากรที่มีค่าเฉลี่ยเท่ากัน และมีค่าความแปรปรวนเท่ากัน มีค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีฐานนิยม $\beta = 1/3$ (ภาพที่ 3.1 (c))



ภาพที่ 3.1 รูปแบบย่อยของการกระจายทวีฐานนิยม (a) การกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่ง ($1/3 < \beta < 1$) เกิดจากการรวมกันของกลุ่มประชากรที่มีค่าเฉลี่ยต่างกัน, (b) การกระจายทวีฐานนิยมแบบที่สอง ($0 < \beta < 1/3$) เกิดจากการรวมกันของกลุ่มประชากรที่มีค่าเฉลี่ยเท่ากัน แต่มีค่าความแปรปรวนต่างกัน, และ (c) การกระจายปกติ ($\beta = 1/3$) เกิดจากการรวมกันของกลุ่มประชากรที่มีค่าเฉลี่ยเท่ากัน และมีค่าความแปรปรวนเท่ากัน

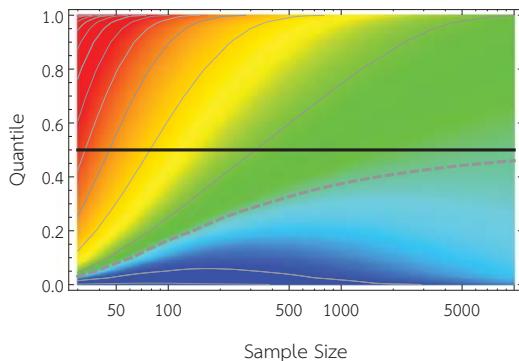
ในทางปฏิบัติ กลุ่มตัวอย่างที่มาจากการกลุ่มประชากรที่มีการกระจายทวีฐานนิยมนั้น อาจให้ค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีฐานนิยมที่ไม่ตรงกันกับของกลุ่มประชากร จึงต้องทำการจำลองเพื่อการศึกษาการกระจายของค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่างที่มีขนาดต่างๆ กัน โดยจะทำการสุ่มตัวอย่างจากกลุ่มประชากรที่มีการกระจายปกติมาตรฐาน (standard normal distribution) ที่ขนาดของกลุ่มตัวอย่าง 30, 40, 50, 100, 500, 1000, 3000, 5000, 7000, และ 10000 แต่ละขนาดของกลุ่มตัวอย่างจะทำการสุ่มตัวอย่างทั้งหมด 1000000 ครั้งเพื่อนำมาสร้างเป็นอิสโทแกรมความหนาแน่นความน่าจะเป็น (probability density histogram)

จากการจำลองพบว่าฟังก์ชันความหนาแน่นความน่าจะเป็นของการกระจายของค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่างมีแนวโน้มที่จะถูกลู่เข้าหา Dirac delta function ที่มีจุดศูนย์กลางอยู่ที่ $\hat{\beta} = 1/3$ เมื่อขนาดของกลุ่มตัวอย่างมีค่าเข้าใกล้กันนั่น (ภาพที่ 3.2) นอกจากนี้ยังพบว่าในกรณีของกลุ่มตัวอย่างขนาดเล็ก ค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่างจะอยู่ในช่วงที่กว้างขึ้นเป็น $-\infty < \hat{\beta} < \infty$ แต่ในกรณีที่กลุ่มตัวอย่างขนาดไม่เล็กมาก พบร่วมมีความน่าจะเป็นน้อยมากที่จะพบว่า $\hat{\beta} \leq 0$ หรือ $\hat{\beta} \geq 1$



ภาพที่ 3.2 ฟังก์ชันความหนาแน่นความน่าจะเป็นของการกระจายของค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยมของกลุ่มตัวอย่างเมื่อแนวโน้มที่จะถูเข้าหา Dirac delta function ที่มีจุดศูนย์กลางอยู่ที่ $\hat{\beta} = 1/3$ เมื่อขนาดของกลุ่มตัวอย่างมีค่าเข้าใกล้ล้านนต์

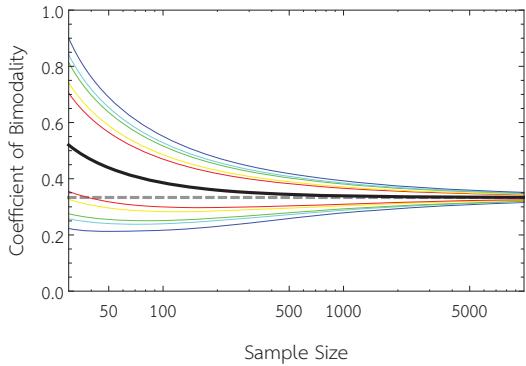
จากผลการประมาณค่าในช่วง (interpolation) ของการกระจายของค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยมที่แต่ละค่าควอนไทล์ (quantile) และขนาดของกลุ่มตัวอย่าง พบร่วมค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยมที่ค่าควอนไทล์มากกว่า 0.5 จะมีค่าลดลงตามขนาดของกลุ่มตัวอย่างที่เพิ่มขึ้น ในขณะที่ค่าควอนไทล์น้อยกว่า 0.5 จะมีค่าลดลงในช่วงแรกและเพิ่มขึ้นในช่วงหลังตามขนาดของกลุ่มตัวอย่างที่เพิ่มขึ้น แต่โดยภาพรวมแล้วจะถูเข้าสู่ $\hat{\beta} = 1/3$ เมื่อขนาดของกลุ่มตัวอย่างมีค่าเข้าใกล้ล้านนต์ (ภาพที่ 3.3)



ภาพที่ 3.3 กราฟแสดงการกระจายของค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยมที่ค่าควอนไทล์ใดๆ ที่แต่ละขนาดของกลุ่มตัวอย่างด้วยการประมาณค่าในช่วง จะเห็นว่าค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยมที่ $\hat{\beta} = 1/3$ (เส้นประสีเทา) จะถูเข้าหาค่าควอนไทล์ที่ 0.5 (เส้นทึบสีดำ) เมื่อขนาดของกลุ่มตัวอย่างมีค่าเข้าใกล้ล้านนต์ (เส้นสีเทาแทนเส้นคอนทัวร์ของค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยมที่มีค่าตั้งแต่ 0 ถึง 1 ที่ระยะห่างเส้นละ 0.05)

3.3 การทดสอบความเป็นปกติ

ในทางปฏิบัติ การประมาณการกระจายทวีรูปนิยมของกลุ่มตัวอย่างที่มีขนาดต่างๆ กันนั้น จะต้องอาศัยการทดสอบทางสถิติ ดังนั้นการกระจายของค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยมจึงถูกนำมาใช้ในการทดสอบความเป็นปกติ (normality test) เพื่อบ่งบอกว่ากลุ่มตัวอย่างมีการกระจายปกติอย่างมีนัยสำคัญหรือไม่ และยังสามารถบอกได้ว่ากลุ่มตัวอย่างมาจากการกลุ่มประชากรที่มีการกระจายทวีรูปนิยมแบบใด โดยการกระจายของค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวีรูปนิยมที่กลุ่มตัวอย่างขนาดต่างๆ จะถูกนำมาประมาณค่าควอนไทล์ ซึ่งแสดงถึงขอบเขตที่ระบุนัยสำคัญ (significance level) เท่ากับ 0.001, 0.005, 0.01, 0.05, 0.1, และ 1 ด้วยวิธีการประมาณค่าในช่วง (ภาพที่ 3.4)



ภาพที่ 3.4 ค่าขอบเขตบนและขอบเขตล่างของสัมประสิทธิ์ความเป็นทวิฐานนิยมที่ขนาดของกลุ่มตัวอย่างต่างๆ ซึ่งทำการประมาณด้วยวิธีการประมาณค่าในช่วงที่ระดับนัยสำคัญเท่ากับ 0.1 (เส้นสีแดง), 0.05 (เส้นสีเหลือง), 0.01 (เส้นสีเขียว), 0.005 (เส้นสีฟ้า), และ 0.001 (เส้นสีเข้มเงิน) จะเห็นว่าที่ระดับนัยสำคัญเท่ากับ 1 (เส้นทึบสีดำ) จะถูกลากมาลง $\beta = 1/3$ (เส้นประสีเทา) เมื่อขนาดของกลุ่มตัวอย่างมีค่าเข้าใกล้อันนั้น

ในการศึกษานี้จะทำการทดสอบความปกติของกลุ่มตัวอย่างที่ระดับนัยสำคัญเท่ากับ 0.05 ถ้าค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวิฐานนิยมอยู่ในช่วงที่ยอมรับสมมุติฐานว่า แสดงว่ากลุ่มตัวอย่างมาจากกลุ่มประชากรที่มีการกระจายปกติ ถ้าน้อยกว่าค่าขอบเขตล่าง (lower bound) β_L แสดงว่ากลุ่มตัวอย่างมาจากการที่มีการกระจายทวิฐานนิยมแบบที่หนึ่ง และถ้ามากกว่าค่าขอบเขตบน (upper bound) β_U แสดงว่ากลุ่มตัวอย่างมาจากการที่มีการกระจายทวิฐานนิยมแบบที่สอง (ตารางที่ 3.1)

ตารางที่ 3.1 ค่าขอบเขตล่าง (ค่าควบไทร์ที่ 0.025) และขอบเขตบน (ค่าควบไทร์ที่ 0.975) ของสัมประสิทธิ์ความเป็นทวิฐานนิยมที่ระดับนัยสำคัญเท่ากับ 0.05

ขนาดของกลุ่มตัวอย่าง	สัมประสิทธิ์ความเป็นทวิฐานนิยม	
	ขอบเขตล่าง	ขอบเขตบน
30	0.326 499	0.741 482
40	0.305 954	0.641 993
50	0.295 963	0.588 555
100	0.283 009	0.485 611
500	0.295 663	0.389 236
1000	0.304 251	0.371 082
3000	0.315 272	0.354 171
5000	0.319 032	0.349 272
7000	0.321 109	0.346 706
10000	0.323 017	0.344 405

3.4 การประมาณการกระจายทวิฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่าง

ในทางปฏิบัติ การประมาณการกระจายทวิฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่างนั้นไม่สามารถทำได้โดยง่าย ไม่ว่าจะด้วยการประมาณความควรจะเป็นสูงสุด (maximum likelihood estimation) หรือวิธีการของโมเมนต์ (method of moments) เนื่องจากในความเป็นจริงการประมาณการกระจายทวิฐานนิยมด้วยวิธีการไดริชีการหนึ่งมีความซับซ้อนและมีโอกาสเกิดความคลาดเคลื่อนระหว่างการคำนวณได้มาก ดังนั้น เพื่อให้ผลการประมาณให้ค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวิฐานนิยมที่สอดคล้องกับกลุ่มตัวอย่าง จึงต้องมีการรวมวิธีการของโมเมนต์และการประมาณความควรจะเป็นสูงสุดเข้าด้วยกัน โดยจะใช้วิธีการของโมเมนต์เพื่อเป็นเงื่อนไขบังคับ ให้ผลการประมาณสอดคล้องกับค่าสัมประสิทธิ์ความเป็นทวิฐานนิยม

ในกรณีของการกระจายทวิจานนิยมแบบที่หนึ่งซึ่ง $\hat{\beta} > \beta_U$ ($\mu_1 \neq \mu_2$) ฟังก์ชันความหนาแน่นความน่าจะเป็นมีรูปแบบเป็น

$$f_{\hat{\beta} > \beta_U}[x] = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \left(\frac{1-\omega}{\sqrt{\nu_1}} \exp\left[-\frac{(x-\mu_1)^2}{2\nu_1}\right] + \frac{\omega}{\sqrt{\nu_2}} \exp\left[-\frac{(x-\mu_2)^2}{2\nu_2}\right] \right) \quad (3.4)$$

กำหนดให้ $\Delta\mu$ และ $\Delta\nu$ แทนผลต่างของค่าเฉลี่ยและผลต่างของค่าความแปรปรวนระหว่างการกระจายปกติทั้งสองตามลำดับ

$$\Delta\mu = \mu_2 - \mu_1 \quad (3.5)$$

$$\Delta\nu = \nu_2 - \nu_1 \quad (3.6)$$

และกำหนดให้ $\hat{\mu}$ และ $\hat{\nu}$ แทนค่าเฉลี่ยและค่าความแปรปรวนของกลุ่มตัวอย่าง จะได้ว่า $\hat{\mu}$ และ $\hat{\nu}$ ของกลุ่มตัวอย่างมีค่าเท่ากับ

$$\hat{\mu} = \omega\Delta\mu + \mu_1 \quad (3.7)$$

$$\hat{\nu} = \omega\Delta\nu + \nu_1 + \omega(1-\omega)\Delta\mu^2 \quad (3.8)$$

จากสมการ (3.5) และสมการ (3.7) จะได้ว่า μ_1 และ μ_2 มีค่าเท่ากับ

$$\mu_1 = \hat{\mu} - \omega\Delta\mu \quad (3.9)$$

$$\mu_2 = \hat{\mu} + (1-\omega)\Delta\mu \quad (3.10)$$

จากสมการ (3.6) และสมการ (3.8) จะได้ว่า ν_1 และ ν_2 มีค่าเท่ากับ

$$\nu_1 = \hat{\nu} - \omega\Delta\nu - \omega(1-\omega)\Delta\mu^2 \quad (3.11)$$

$$\nu_2 = \hat{\nu} + (1-\omega)\Delta\nu - \omega(1-\omega)\Delta\mu^2 \quad (3.12)$$

กำหนดให้ $\hat{\gamma}_3$ แทนค่าโมเมนต์ศูนย์กลางที่สาม (third central moment) ของกลุ่มตัวอย่าง ซึ่งมีค่าเท่ากับ

$$\hat{\gamma}_3 = \omega(1-\omega)((1-2\omega)\Delta\mu^3 + 3\Delta\mu\Delta\nu) \quad (3.13)$$

จะได้ว่า $\Delta\nu$ มีรูปแบบเป็น

$$\Delta \nu = \frac{1}{3\Delta\mu} \left(\frac{\hat{\gamma}_3}{\omega(1-\omega)} - (1-2\omega)\Delta\mu^3 \right) \quad (3.14)$$

แทนค่าสมการ (3.14) ในสมการ (3.11) และสมการ (3.12) จะได้ว่า ν_1 และ ν_2 เปลี่ยนรูปเป็น

$$\nu_1 = \hat{\nu} - \frac{1}{3\Delta\mu} \left(\omega(2-\omega)\Delta\mu^3 + \frac{\hat{\gamma}_3}{1-\omega} \right) \quad (3.15)$$

$$\nu_2 = \hat{\nu} + \frac{1}{3\Delta\mu} \left(\frac{\hat{\gamma}_3}{\omega} - (1-\omega^2)\Delta\mu^3 \right) \quad (3.16)$$

กำหนดให้ $\hat{\gamma}_4$ แทนค่าโมเมนต์ศูนย์กลางที่สี่ (forth central moment) ของกลุ่มตัวอย่าง ซึ่งมีค่าเท่ากับ

$$\hat{\gamma}_4 = \frac{1}{3} \left(\frac{\hat{\gamma}_3^2}{\omega(1-\omega)\Delta\mu^2} + 4\hat{\gamma}_3(1-2\omega)\Delta\mu - 2\omega(1-\omega)(1-\omega(1-\omega))\Delta\mu^4 \right) + 3\hat{\nu}^2 \quad (3.17)$$

จะได้ว่า $\Delta\mu$ มีเงื่อนไขขึ้นอยู่กับค่า $\hat{\gamma}_3$

$$\Delta\mu = \begin{cases} (p=0)_2 & \hat{\gamma}_3 \neq 0 \\ (p=0)_4 & \hat{\gamma}_3 = 0 \end{cases} \quad (3.18)$$

โดยที่ p แทนสมการพหุนาม ซึ่งมีรูปแบบเป็น

$$p = 2\omega^2(1-\omega)^2(1-\omega(1-\omega))\Delta\mu^6 - 4\hat{\gamma}_3\omega(1-\omega)(1-2\omega)\Delta\mu^3 + 3(\hat{\gamma}_4 - 3\hat{\nu}^2)\omega(1-\omega)\Delta\mu^2 - \hat{\gamma}_3^2 \quad (3.19)$$

ถ้า $\hat{\beta} > \beta_U$ ค่าสถิติจากกลุ่มตัวอย่าง $\hat{\mu}$, $\hat{\nu}$, $\hat{\gamma}_3$, และ $\hat{\gamma}_4$ จะถูกนำมาใช้ในการประมาณค่าพารามิเตอร์ ซึ่งแต่ละค่าพารามิเตอร์ยังคงเป็นฟังก์ชันของค่า ω ขึ้นตอนต่อไปจะเป็นการประมาณค่า ω เพียงค่าเดียวด้วยการประมาณความแปรจะเป็นสูงสุด โดยที่ค่า μ_1 , μ_2 , ν_1 , และ ν_2 คำนวณได้จากสมการ (3.9), (3.10), (3.15), และ (3.16) ตามลำดับ

ในกรณีของการกระจายทวิสูญนิยมแบบที่สองซึ่ง $\hat{\beta} < \beta_L$ ($\mu_1 = \mu_2 = \hat{\mu}$ และ $\nu_1 \neq \nu_2$) ฟังก์ชันความหนาแน่นความน่าจะเป็นมีรูปแบบเป็น

$$f_{\hat{\beta} < \beta_L}[x] = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \left(\frac{1-\omega}{\sqrt{\nu_1}} \exp \left[-\frac{(x-\hat{\mu})^2}{2\nu_1} \right] + \frac{\omega}{\sqrt{\nu_2}} \exp \left[-\frac{(x-\hat{\mu})^2}{2\nu_2} \right] \right) \quad (3.20)$$

เนื่องจาก $\Delta\mu = 0$ ทำให้สมการ (3.12) เปลี่ยนรูปเป็น

$$\nu_2 = \frac{\hat{\nu} - \nu_1}{\omega} + \nu_1 \quad (3.21)$$

และเนื่องจาก $\hat{\gamma}_3 = 0$ ทำให้ค่า ν_1 และ ν_2 ต้องทำการประมาณจากค่า $\hat{\gamma}_4$ ซึ่งมีค่าเท่ากับ

$$\hat{\gamma}_4 = 3((1-\omega)\nu_1^2 + \omega\nu_2^2) \quad (3.22)$$

แทนค่าสมการ (3.21) ในสมการ (3.22) จะได้ว่า

$$\nu_1 = \hat{\nu} + \sqrt{\frac{\omega}{1-\omega} \left(\frac{\hat{\gamma}_4 - 3\hat{\nu}^2}{3} \right)} \quad (3.23)$$

และแทนค่าสมการ (3.23) ในสมการ (3.22) จะได้ว่า

$$\nu_2 = \hat{\nu} - \sqrt{\frac{1-\omega}{\omega} \left(\frac{\hat{\gamma}_4 - 3\hat{\nu}^2}{3} \right)} \quad (3.24)$$

ถ้า $\hat{\beta} < \beta_L$ ค่าสถิติที่ใช้จะเหลือเพียง $\hat{\nu}$ และ $\hat{\gamma}_4$ (เนื่องจาก $\mu_1 = \mu_2 = \hat{\mu}$) ในการประมาณความควรจะเป็นสูงสุดจะทำการประมาณค่า ω เพียงค่าเดียว โดยที่ค่า ν_1 และ ν_2 คำนวณได้จากสมการ (3.23) และ (3.24) ตามลำดับ (ในกรณีนี้ไม่สามารถตัดสินได้ว่าค่าพารามิเตอร์ที่ได้เป็นของการกระจายปกติกลุ่มใด เนื่องจากทั้งสองกลุ่มมีค่าเฉลี่ยเท่ากัน ดังนั้นค่าพารามิเตอร์ของการกระจายปกติทั้งสองกลุ่มนี้สามารถสลับที่กันได้ โดยการกระจายทวีฐานนิยมใหม่ที่เกิดจากการเปลี่ยนค่าพารามิเตอร์ $\nu_1 \rightarrow \nu_2$, $\nu_2 \rightarrow \nu_1$, และ $\omega \rightarrow 1-\omega$ จะเหมือนกับการกระจายทวีฐานนิยมเดิม)

และในกรณีของการกระจายปกติซึ่ง $\beta_L \leq \beta \leq \beta_U$ ($\mu_1 = \mu_2 = \hat{\mu}$ และ $\nu_1 = \nu_2 = \hat{\nu}$) ฟังก์ชันความหนาแน่นความน่าจะเป็นจะลดรูปเหลือเพียงการกระจายปกติ ซึ่งในกรณีนี้ไม่จำเป็นต้องมีการประมาณค่า ω เพียงแค่กำหนดให้ค่าเฉลี่ยและค่าความแปรปรวนของการกระจายปกติทั้งสองมีค่าเท่ากับของกลุ่มตัวอย่าง และกำหนดให้ $\omega = 1/2$

3.5 การทดสอบความสอดคล้องของการกระจาย

การประมาณการกระจายทวีฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่างด้วยวิธีการนี้มีข้อดีที่ผลการวิเคราะห์จะให้ค่าพารามิเตอร์ ที่สามารถคำนวณค่าสถิติพื้นฐานได้ตรงกันกับค่าที่คำนวณได้ของกลุ่มตัวอย่าง และยังลดระยะเวลาในการวิเคราะห์ลงได้มาก แต่สามารถใช้ไดเฉพาะกับกลุ่มตัวอย่างที่มาจากการกระจายทวีฐานนิยมเท่านั้น ซึ่งในทางปฏิบัติแล้วไม่สามารถทราบได้ว่ากลุ่มประชากรมีการกระจายตามสมมุตฐานที่ตั้งไว้หรือไม่ หลังการประมาณค่าพารามิเตอร์ทุกครั้งจึงต้องมีการทดสอบความสอดคล้องของการกระจาย (goodness-of-fit test) ว่ากลุ่มตัวอย่างมีความสอดคล้องกับกลุ่มประชากรที่มีการกระจายทวีฐานนิยมอย่างมีนัยสำคัญหรือไม่

การทดสอบความสอดคล้องในการศึกษานี้จะใช้วิธีการทดสอบสำหรับการกระจายต่อเนื่องตัวแปรเดียว (continuous univariate distribution) ได้แก่ Cramér-von Mises test, Anderson-Darling test, Kolmogorov-Smirnov test, Watson's U-squared test, และ Kuiper test โดยมีสมมุติฐานว่า (null hypothesis) ว่ากลุ่มตัวอย่างมีความสอดคล้องกับกลุ่มประชากรที่มีการกระจายทวีฐานนิยม และสมมุติฐานทางเลือก (alternative hypothesis) ว่ากลุ่มตัวอย่างไม่มีความสอดคล้องกับกลุ่มประชากรที่มีการกระจายทวีฐานนิยม ในการศึกษานี้จะทำการทดสอบความสอดคล้องที่ระดับนัยสำคัญเท่ากับ 0.05 ถ้าค่าความน่าจะเป็น (probability value หรือ p-value) มีค่ามากกว่าหรือเท่ากับ 0.05 จะยอมรับสมมุติฐานว่า [32, 33] แต่ในบางครั้งการกระจายทวีฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่างเดียวกัน อาจให้ผลการทดสอบที่ต่างกัน ดังนั้นจึงจำเป็นต้องทำการทดสอบทุกวิธีเพื่อพิจารณาผลการทดสอบ ถ้าผลการทดสอบพบว่ายอมรับสมมุติฐานว่าทุกวิธี แสดงว่าผลการประมาณการกระจายทวีฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่างมีความน่าเชื่อถือสูง และถ้าผลการทดสอบพบว่ามีบางวิธีหรือทุกวิธีที่ไม่ยอมรับสมมุติฐานว่า ความน่าเชื่อถือของผลการประมาณการกระจายก็จะลดลง

ในการศึกษานี้จะคำนวณระดับความน่าเชื่อถือของการกระจายทวีฐานนิยมที่มีความสอดคล้องกับกลุ่มตัวอย่างในรูปของระดับความน่าเชื่อถือ (reliability level) โดยมีรูปแบบเป็น

$$\lambda_{\alpha} = \frac{n_{p \geq \alpha}}{n_{p > 0}} \quad (3.25)$$

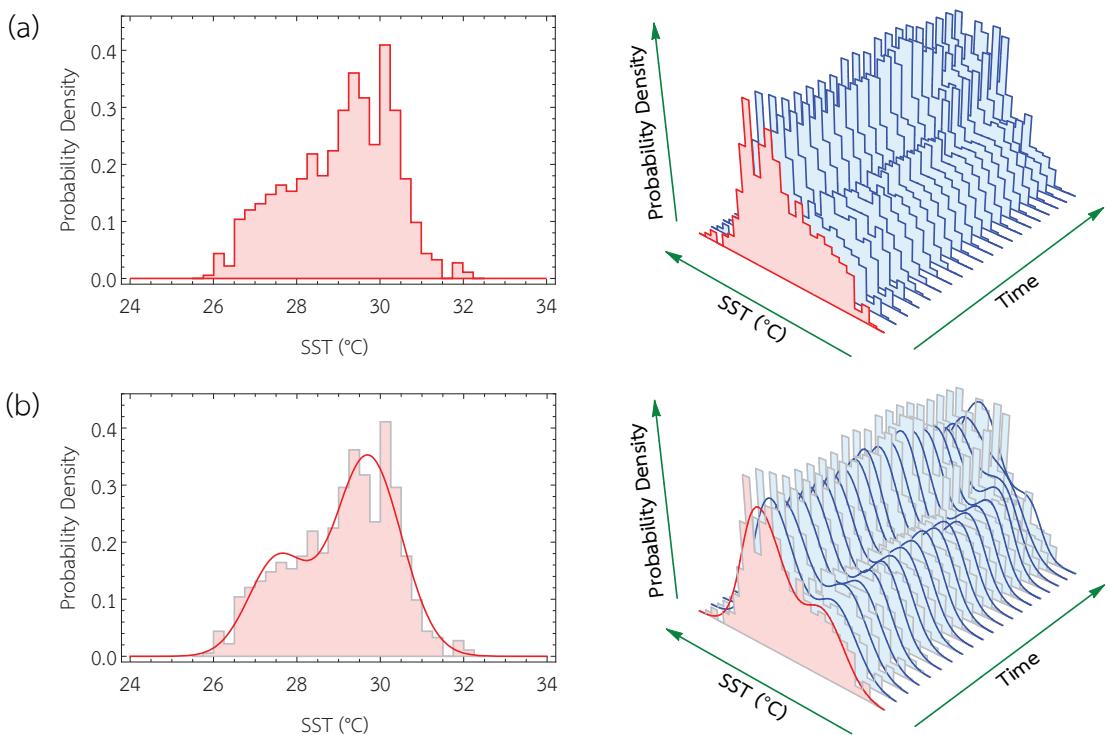
เมื่อ $n_{p \geq \alpha}$ แทนจำนวนการทดสอบความสอดคล้องที่มีค่าความน่าจะเป็น p มากกว่าหรือเท่ากับระดับความเชื่อมั่น α (ยอมรับสมมุติฐานว่า) และ $n_{p > 0}$ แทนจำนวนการทดสอบความสอดคล้องทั้งหมด ระดับความน่าเชื่อถือจะมีอยู่ในช่วง $0 \leq \lambda_{\alpha} \leq 1$ ถ้า $\lambda_{\alpha} = 0$ แสดงว่าการกระจายทวีฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่างที่ประมาณได้มีความน่าเชื่อถือต่ำ และถ้า $\lambda_{\alpha} = 1$ แสดงว่าการกระจายทวีฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่างที่ประมาณได้มีความน่าเชื่อถือสูง

3.6 การวิเคราะห์ฮิสโทแกรมเคลื่อนที่และการกระจายเคลื่อนที่

การวิเคราะห์การกระจายของกลุ่มตัวอย่างของแต่ละช่วงเวลา มีหลักการเหมือนกับการวิเคราะห์ค่าเฉลี่ยเคลื่อนที่ (moving average) อย่างไรก็ตามเฉพาะค่าเฉลี่ยและค่าความแปรปรวนไม่สามารถบ่งบอกถึงการกระจายของกลุ่มตัวอย่างได้อย่างถูกต้อง โดยเฉพาะในกรณีของการกระจายทวีฐานนิยม ในการศึกษานี้จึงทำการปรับปรุงขั้นตอนการวิเคราะห์โดยเปลี่ยนจากการคำนวณค่าเฉลี่ยเป็นการคำนวณฮิสโทแกรม เรียกวิธีการนี้ว่าการวิเคราะห์ฮิสโทแกรมเคลื่อนที่ (moving histogram)

การวิเคราะห์ฮิสโทแกรมเคลื่อนที่จะทำการคำนวณฮิสโทแกรมของกลุ่มตัวอย่างที่ขณะเวลา t_i ได้ฯ ภายในช่วงเวลา r นับจากขณะเวลา i โดยขึ้นตอนแรกจะทำการเลือกข้อมูลที่มีเวลาอยู่ในช่วง $[t_i - r/2, t_i + r/2]$ เพื่อนำมาคำนวณฮิสโทแกรม จากนั้นจะทำการเลื่อนช่วงเวลาเป็นระยะเวลา s จาก t_i ไปเป็น t_{i+1} โดยที่ $t_{i+1} = t_i + s$ แล้วทำการเลือกข้อมูลที่มีเวลาอยู่ในช่วง $[t_{i+1} - r/2, t_{i+1} + r/2]$ เพื่อนำมาคำนวณฮิสโทแกรม ทำซ้ำเช่นนี้จนครบ จะได้เป็นฮิสโทแกรมเคลื่อนที่ซึ่งประกอบด้วยฮิสโทแกรม

ของกลุ่มตัวอย่างภายในช่วงเวลา r ที่ขณะเวลา t_i (ภาพที่ 3.5 (a)) นอกจากนี้กลุ่มตัวอย่างของแต่ละช่วงเวลา yang สามารถนำมาใช้ในการการวิเคราะห์การกระจายเคลื่อนที่ (moving distribution) โดยมีหลักการเหมือนกันกับการวิเคราะห์อิสโทแกรมเคลื่อนที่ แต่ต่างกันที่เป็นการประมาณการกระจายทวิฐานนิยมจากกลุ่มตัวอย่างของแต่ละช่วงเวลาโดยตรง ผลที่ได้คือการกระจายเคลื่อนที่ซึ่งประกอบด้วยการกระจายทวิฐานนิยมของกลุ่มตัวอย่างภายในช่วงเวลา r ที่ขณะเวลา t_i (ภาพที่ 3.5 (b))



ภาพที่ 3.5 การวิเคราะห์อิสโทแกรมเคลื่อนที่และการกระจายเคลื่อนที่ (a) อิสโทแกรมเคลื่อนที่คำนวณจากข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลของแต่ละช่วงเวลา และ (b) การกระจายเคลื่อนที่ในรูปของการกระจายทวิฐานนิยม คำนวณจากอิสโทแกรมของอุณหภูมิผิวทะเลของแต่ละช่วงเวลา

ในการศึกษานี้จะทำการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงการกระจายทวิฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลกับการเกิดปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิโน ในรูปแบบของการกระจายเคลื่อนที่ ซึ่งมีข้อดีที่สามารถคำนวณค่าสถิติพื้นฐานของกลุ่มประชากรได้ตรงกันกับของกลุ่มตัวอย่าง และสามารถบ่งบอกถึงการกระจายที่แท้จริงซึ่งนำมาใช้ในการคำนวณทางสถิติอื่นๆ ได้อย่างถูกต้องมากกว่าการใช้เพียงค่าเฉลี่ยและความแปรปรวน เช่นการคำนวณค่าอุณหภูมิที่บริเวณหาง (tail) ของการกระจายทวิฐานนิยม (ค่าครองไทล์ที่น้อยกว่า 0.01 หรือมากกว่า 0.99) ซึ่งสอดคล้องกับค่าอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดของแต่ละช่วงเวลา ค่าอุณหภูมิเหล่านี้สามารถบ่งบอกถึงระดับการผันแปรของอุณหภูมิผิวทะเล และยังสามารถใช้ในการประเมินความเสี่ยงต่อการเกิดปรากฏการณ์ประการังฟอกขาวได้อีกด้วย นอกจากนี้การประมาณการกระจายทวิฐานนิยมยังสามารถช่วยในการตรวจสอบจับฐานนิยมทั้ง 2 ค่า ที่ในบางช่วงเวลา ฟังก์ชันความหนาแน่นความน่าจะเป็นค่านิยมเพียงค่าเดียว ซึ่งเป็นประโยชน์อย่างมากในการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างค่าพารามิเตอร์กับการเกิดปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิโน

บทที่ 4 การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเล

4.1 การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลโดยภาพรวม

ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจากชุดข้อมูล Daily OISST v.2 (AVHRR) ของทั้ง 10 เกาะตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ตั้งแต่วันที่ 1 มกราคม ค.ศ.1982 ถึง 31 ธันวาคม ค.ศ.2012 (รวมระยะเวลา 30 ปี) จะถูกนำมาประมาณการกระจายทวีฐานนิยมเพื่อศึกษาการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลโดยภาพรวม (ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจะถูกประมาณด้วยการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่งทั้งหมดเนื่องจากพบว่าระดับความน่าเชื่อถือที่ระดับนัยสำคัญเท่ากับ 0.05 มีค่าสูงกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับการประมาณด้วยการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่สองและการกระจายปกติ)

จากค่าเฉลี่ย $\hat{\mu}$ และค่าความแปรปรวน $\hat{\sigma}$ แสดงให้เห็นว่าอุณหภูมิผิวทะเลเฉลี่ยของทั้ง 10 เกาะตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ในระยะเวลา 30 ปีที่ผ่านมา มีค่าใกล้เคียงกัน แต่ความผันแปรบริเวณชายฝั่งอ่าวไทยมีมากกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับบริเวณชายฝั่งทะเลอันดามัน นอกจากนี้ผลการประมาณการกระจายทวีฐานนิยมแสดงให้เห็นว่าอุณหภูมิผิวทะเลโดยภาพรวมนั้นไม่สมมาตร หรือไม่ได้เป็นการกระจายปกติ (ตารางที่ 4.1) แม้ว่าพังก์ชันความหนาแน่นความน่าจะเป็นค่านิยมเพียงค่าเดียว ก็ตาม ความไม่สมมาตรนี้ยังยืนยันว่าการประมาณการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลด้วยการกระจายปกติ นั้นไม่เพียงพอ (ภาพที่ 4.1 (a) ถึง (j))

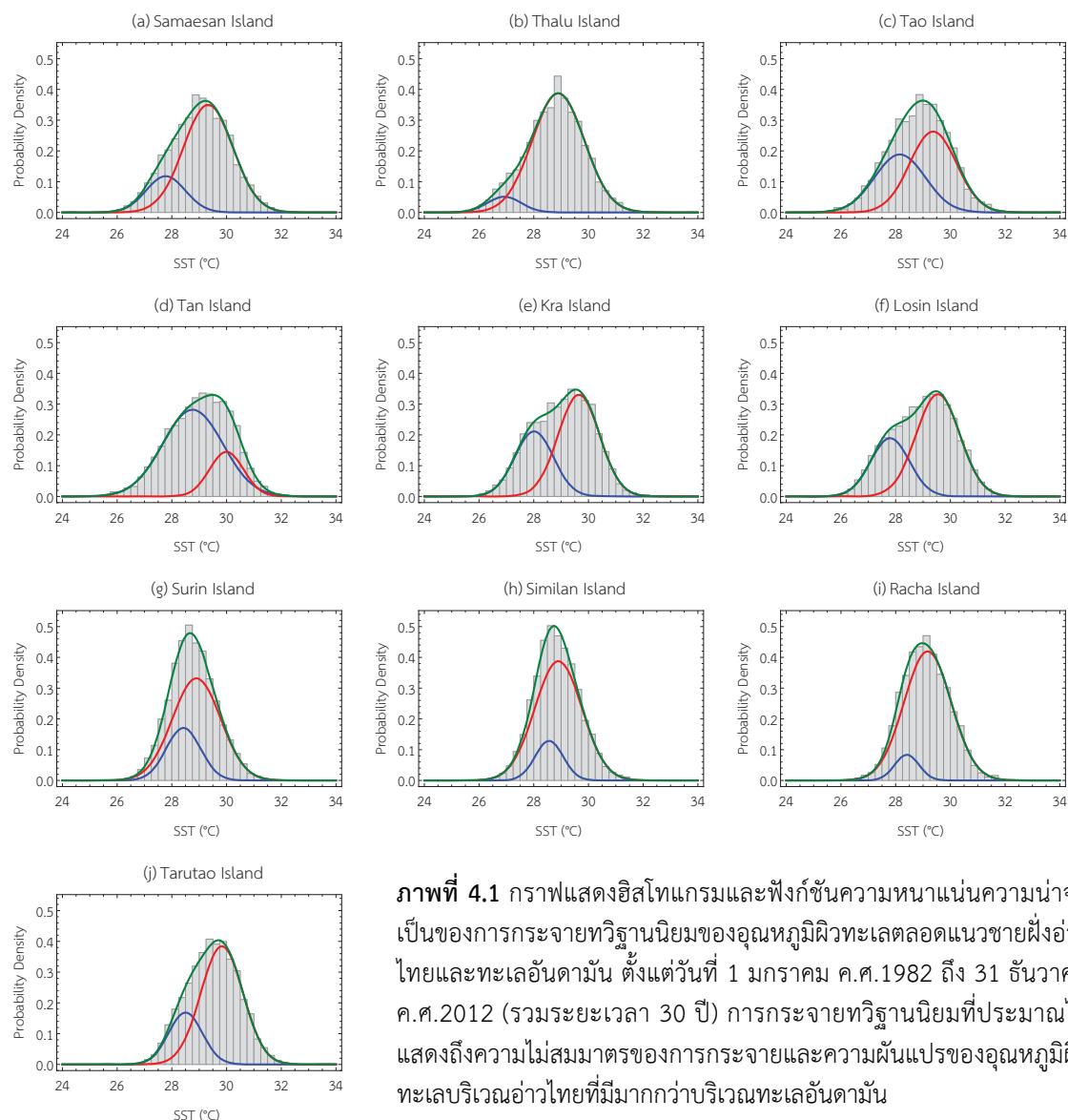
ตารางที่ 4.1 การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ตั้งแต่วันที่ 1 มกราคม ค.ศ.1982 ถึง 31 ธันวาคม ค.ศ.2012 (รวมระยะเวลา 30 ปี)

สถานที่ศึกษา	$\hat{\mu}$	$\hat{\sigma}$	$\hat{\beta}$	การกระจายทวีฐานนิยม ¹					$\lambda_{0.05}$
				ω	μ_1	ν_1	μ_2	ν_2	
อ่าวไทย									
a แสมสาร	28.998	1.148	0.372	0.788	27.775	0.514	29.327	0.808	0.4
b ทะลุ	28.741	1.143	0.353	0.921	26.923	0.380	28.897	0.901	0.8
c เต่า	28.838	1.148	0.359	0.563	28.155	0.857	29.368	0.731	0.8
d แตน	29.041	1.284	0.382	0.225	28.763	1.202	29.997	0.385	1.0
e กระ	29.037	1.171	0.415	0.626	28.012	0.497	29.649	0.571	1.0
f โลชิน	28.959	1.273	0.417	0.665	27.795	0.498	29.545	0.639	1.0
ทะเลอันดามัน									
g สุรินทร์	28.772	0.716	0.334	0.731	28.424	0.396	28.901	0.773	0.8
h สิมิลัน	28.844	0.676	0.323	0.835	28.560	0.263	28.900	0.738	1.0
i ราชา	29.097	0.743	0.346	0.907	28.408	0.198	29.168	0.745	1.0
j ตะรุเตา	29.484	0.876	0.380	0.740	28.500	0.379	29.830	0.591	1.0

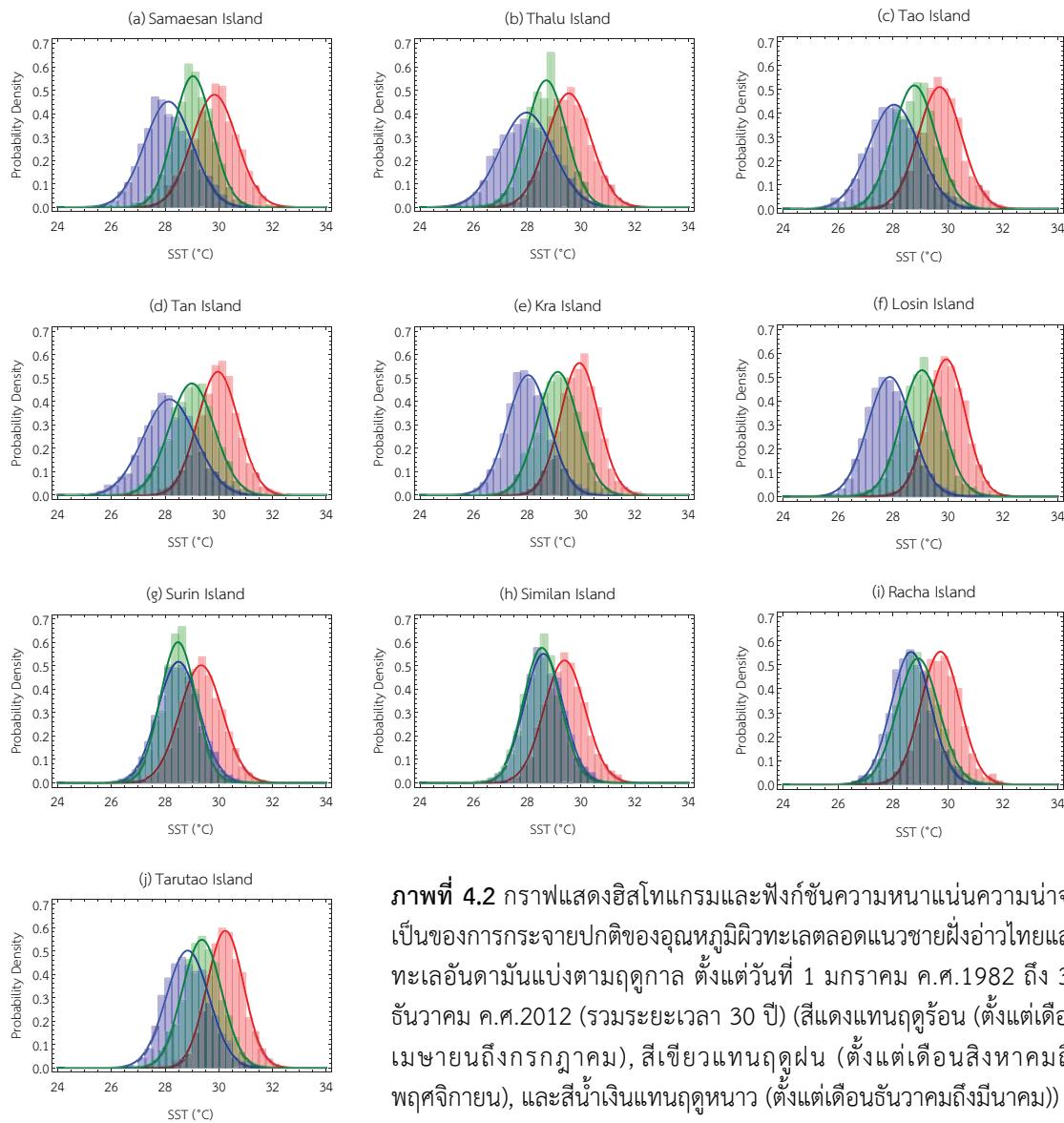
¹ ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจะถูกประมาณด้วยการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่งทั้งหมด

สาเหตุของความผันแปรและไม่สมมาตรนี้เกิดจากการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลที่มีค่าเฉลี่ยและค่าความแปรปรวนแตกต่างกันในแต่ละฤดู ในกรณีของอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ฤดูกาลจะถูกแบ่งออกเป็นฤดูร้อน (ตั้งแต่เดือนเมษายนถึงกรกฎาคม), ฤดูฝน (ตั้งแต่เดือนสิงหาคมถึงพฤษจิกายน), และฤดูหนาว (ตั้งแต่เดือนธันวาคมถึงมีนาคม) โดยพบว่าบริเวณอ่าวไทยการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลของทั้ง

3 ถัดมีความแตกต่างกันอย่างชัดเจน ในขณะที่บริเวณทะเลอันดามันการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลของกุ忿ไม่แตกต่างจากกุ忿นานาภัณฑ์ (ภาพที่ 4.2 (a) ถึง (j) และตารางที่ 4.2) อุณหภูมิผิวทะเลช่วงกุ忿ของทะเลอันดามันจะต่ำกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับของอ่าวไทยเนื่องมาจากการอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ซึ่งนำมวลอากาศชั้นจากมหาสมุทรยังเดี่ยมมาและทำให้เกิดฝนตกบริเวณภาคใต้ฝั่งทะเลอันดามัน [34] และอุณหภูมิผิวทะเลช่วงกุ忿นานาของอ่าวไทยจะต่ำกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับของทะเลอันดามันเนื่องมาจากการอิทธิพลของมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ซึ่งนำมวลอากาศแห้งจากประเทศจีนมา ทำให้เกิดการระเหยของน้ำทะเลบริเวณอ่าวไทยและทำให้เกิดฝนตกบริเวณภาคใต้ฝั่งอ่าวไทย [35] จากปัจจัยของมรสุมที่ทำให้เกิดฝนตามกุ忿น้ำที่ทำให้โดยภาพรวมแล้วการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลไม่สมมาตร และเป็นสาเหตุให้บริเวณอ่าวไทยมีความผันแปรมากกว่าบริเวณทะเลอันดามัน อย่างไรก็ตามการแบ่งกุ忿ออกเป็น 3 คุณสามารถใช้ได้ในเขตต้อนโดยเฉพาะบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามันเท่านั้น เนื่องจากในเขตตอบอุ่นและเขตหนาวไม่มีกุ忿ชัดเจน ทำให้การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่



ภาพที่ 4.1 กราฟแสดงอิสโทแกรมและฟังก์ชันความหนาแน่นความน่าจะเป็นของการกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ตั้งแต่วันที่ 1 มกราคม ค.ศ.1982 ถึง 31 ธันวาคม ค.ศ.2012 (รวมระยะเวลา 30 ปี) การกระจายทวีฐานนิยมที่ประมาณได้แสดงถึงความไม่สมมาตรของการกระจายและความผันแปรของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณอ่าวไทยที่มีมากกว่าบริเวณทะเลอันดามัน



ภาพที่ 4.2 กราฟแสดงอิสโทแกรมและพังก์ชันความหนาแน่นความน่าจะเป็นของการกระจายปักติของอุณหภูมิผิวทะเลต่อลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามันแบ่งตามฤดูกาล ตั้งแต่วันที่ 1 มกราคม ค.ศ.1982 ถึง 31 ธันวาคม ค.ศ.2012 (ระยะเวลา 30 ปี) (สีแดงแทนฤดูร้อน (ตั้งแต่เดือนเมษายนถึงกรกฎาคม), สีเขียวแทนฤดูฝน (ตั้งแต่เดือนสิงหาคมถึงพฤษจิกายน), และสีน้ำเงินแทนฤดูหนาว (ตั้งแต่เดือนธันวาคมถึงมีนาคม))

4.2 การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา

ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจากชุดข้อมูล Daily OISST v.2 (AVHRR) ของทั้ง 10 เกาะต่อลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ตั้งแต่วันที่ 1 กันยายน ค.ศ.1981 จะถูกนำมาวิเคราะห์อิสโทแกรมเคลื่อนที่และประมาณการกระจายทวิฐานนิยมเคลื่อนที่เพื่อศึกษาการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลที่เปลี่ยนแปลงตามเวลา และทำการประมาณค่าที่บริเวณทางของการกระจายทวิฐานนิยมเพื่อเปรียบเทียบกับค่าต่ำสุดและสูงสุดของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา

ในการศึกษานี้จะตั้งค่าช่วงเวลาเป็น $r = 2$ ปี (730 วัน) และระยะเวลาเป็น $s = 1$ เดือน (30 วัน) ช่วงอุณหภูมิชั้นละ 0.25°C แต่ละชั้นห่างกัน 0.25°C เริ่มตั้งแต่อุณหภูมิ 24°C ถึง 34°C (การตั้งค่าช่วงเวลา $r = 1$ ปี (365 วัน) ให้ผลการประมาณที่ค่อนข้างไม่ต่อเนื่องเมื่อเปรียบเทียบกับการตั้งค่าช่วงเวลาเป็น $r = 2$ ปี และการตั้งค่าช่วงอุณหภูมิเป็นชั้นละ 0.25°C แต่ละชั้นห่างกัน 0.25°C นั้นให้อิสโทแกรมที่แสดงถึงการกระจายทวิฐานนิยมที่ซัดเจนที่สุดเมื่อเปรียบเทียบกับช่วงอุณหภูมิอื่นๆ)

ตารางที่ 4.2 การกระจายปัจจัยของอุณหภูมิผิวทะเลต่อผลแనวย้ายผิวทะเลอันดามันแบ่งตามฤดูกาล ตั้งแต่วันที่ 1 มกราคม ค.ศ.1982 ถึง 31 ธันวาคม ค.ศ.2012 (รวมระยะเวลา 30 ปี)

สถานที่ศึกษา	ฤดูร้อน (เม.ย. ถึง ก.ค.)		ฤดูฝน (ส.ค. ถึง พ.ย.)		ฤดูหนาว (ธ.ค. ถึง มี.ค.)	
	$\hat{\mu}_S$	\hat{v}_S	$\hat{\mu}_R$	\hat{v}_R	$\hat{\mu}_W$	\hat{v}_W
อ่าวไทย						
a สมสาร	29.835	0.689	29.032	0.507	28.122	0.782
b ทะลุ	29.545	0.672	28.704	0.541	27.969	0.974
c เต่า	29.702	0.614	28.774	0.597	28.033	0.839
d แท่น	29.965	0.574	28.992	0.700	28.162	0.952
e กระ	29.942	0.500	29.131	0.574	28.033	0.606
f โลชิน	29.940	0.482	29.051	0.569	27.880	0.635
ทะเลอันดามัน						
g สุรินทร์	29.340	0.630	28.470	0.440	28.496	0.594
h สมิลัน	29.386	0.581	28.540	0.478	28.604	0.524
i ราชา	29.724	0.515	28.909	0.572	28.655	0.517
j ตะรุเตา	30.240	0.464	29.368	0.531	28.840	0.634

จากการประมาณการกระจายทวีฐานนิยมเคลื่อนที่พบว่าผลการประมาณที่ได้มีความสอดคล้องกันกับชิสโทแกรมเคลื่อนที่ อุณหภูมิผิวทะเลส่วนมากมีการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่ง โดยในบางช่วงเวลา มีการกระจายปัจจิหรือการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่สอง ระดับความนำ่เชื้อถือที่มีค่าสูง ส่วนมากเป็นการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่สอง (ภาคผนวก A) ข้อสังเกตนี้แสดงให้เห็นว่าในบางช่วงเวลา ที่อุณหภูมิผิวทะเลมีการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่งไม่ชัดเจนนัก การประมาณด้วยการกระจายปัจจิ และการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่สองก็ยังไม่สามารถใช้ได้อย่างน่าเชื่อถือ อย่างไรก็ตามการเพิ่มจำนวนข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา หรือการเก็บข้อมูลให้ถี่ขึ้น ก็สามารถเพิ่มความนำ่เชื้อถือในการประมาณการกระจายทวีฐานนิยมได้

4.3 ผลกระทบของปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิญาต่อการกระจายทวีฐานนิยม

จากการเปรียบเทียบระหว่างผลการวิเคราะห์ชิสโทแกรมเคลื่อนที่และการประมาณการกระจายทวีฐานนิยมเคลื่อนที่ (ภาคผนวก A) กับข้อมูลดัชนีนิโญ 3.4 (ภาพที่ 1.1) ข้อมูลการเกิดปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิญา (ตารางที่ 1.1 และ 1.2) พบว่าในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิญาครั้งใหญ่ การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลทั้งบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามันจะปรากฏฐานนิยมที่มีค่าความหนาแน่นความนำ่จะเป็นมาก โดยในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์โอลนิโญค่าฐานนิยมของการกระจายจะมีอุณหภูมิต่ำ และค่าอุณหภูมิที่มีค่าควบคุมใกล้เท่ากับ 0.01 และ 0.99 (ซึ่งสอดคล้องกับค่าต่ำสุดและค่าสูงสุดของอุณหภูมิผิวทะเลตามลำดับ) จะมีการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลา โดยในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์โอลนิโญค่าอุณหภูมิสูงสุดจะมีค่ามากกว่าช่วงเวลาใกล้เคียง และในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์ลานิญาค่าอุณหภูมิต่ำสุดจะมีค่าน้อยกว่าช่วงเวลาใกล้เคียง ข้อสังเกตเหล่านี้แสดงให้เห็นว่า ในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์โอลนิโญ อุณหภูมิผิวทะเลส่วนมากและอุณหภูมิสูงสุดจะมีค่าสูงกว่าปกติ ทำให้การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลเลื่อนไปในช่วงที่มีอุณหภูมิสูง และในช่วงเวลาที่เกิด

ปรากฏการณ์ลานิญา อุณหภูมิผิวทะเลขส่วนมากและอุณหภูมิต่ำสุดจะมีค่าต่ำกว่าปกติ ทำให้การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลื่อนไปในช่วงที่มีอุณหภูมิต่ำ ทั้งสองกรณีแสดงถึงความผิดปกติของอุณหภูมิผิวทะเลที่มีค่ามากเป็นระยะเวลานานติดต่อกัน ส่งผลให้ระบบ呢เวศประการังเกิดความเครียดสะสมจากการที่สภาพแวดล้อมที่เหมาะสมต่อการดำรงชีวิตเปลี่ยนแปลงไป และเกิดปรากฏการณ์ประการังฟอกขาวบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามันในเวลาต่อมา

อย่างไรก็ตามการเกิดปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิญาในบางครั้งไม่ได้เกิดขึ้นพร้อมกันกับบริเวณนิโญ 3.4 เช่นปรากฏการณ์ลานิญา (เดือนพฤษภาคม ค.ศ.1988 ถึงเดือนมิถุนายน ค.ศ.1989) ซึ่งพบว่าบริเวณฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามันเกิดช้ากว่ามาก (ประมาณ ค.ศ.1990 ถึง ค.ศ.1992) และในบางครั้งปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิญาไม่ได้ส่งผลกระทบที่รุนแรง เช่นปรากฏการณ์โอลนิโญ (เดือนพฤษภาคม ค.ศ.1991 ถึงเดือนพฤษภาคม ค.ศ.1992 และเดือนมิถุนายน ค.ศ.2002 ถึงเดือนมีนาคม ค.ศ.2003) ซึ่งพบว่าการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ไม่แสดงลักษณะของการเกิดปรากฏการณ์โอลนิโญแต่อย่างใด นอกจากนี้ยังพบว่าในบางช่วงเวลาที่อุณหภูมิผิวทะเลบริเวณนิโญ 3.4 強くกว่าปกติเป็นระยะเวลาไม่นาน (ไม่นานพอที่จะเกิดเป็นปรากฏการณ์โอลนิโญ) การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามันกลับแสดงลักษณะของปรากฏการณ์ลานิญา (ประมาณ ค.ศ.1993 ถึง ค.ศ.1996 และ ค.ศ.2003 ถึง ค.ศ.2006) ข้อสังเกตนี้แสดงให้เห็นว่าค่าดัชนีนิโญ 3.4 ไม่เพียงพอต่อการคาดการณ์ผลกระทบจากปรากฏการณ์โอลนิโญและลานิญา ที่มีต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน เนื่องจากจากบริเวณนี้ได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (ตั้งแต่เดือนพฤษภาคมถึงตุลาคม) ซึ่งนำมวลอากาศร้อนชื้นมาจากมหาสมุทรอินเดีย ทำให้เกิดกลุ่มเมฆฝนและฝนตกหนัก [34] และมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (ตั้งแต่เดือนพฤษจิกายนถึงมีนาคม) ซึ่งนำมวลอากาศเย็นแห้งมาจากประเทศจีน ทำให้น้ำทะเลเกิดการระเหยเป็นไส้สู่บรรยากาศ [35] ปัจจัยเหล่านี้ล้วนทำให้อุณหภูมิผิวทะเลลดต่ำลงได้

4.4 ความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ของการกระจายทวีฐานนิยม

การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลที่ประมาณได้จะถูกนำมาประมาณความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ (empirical relation) ระหว่างค่าพารามิเตอร์ โดยจากผลการคำนวณค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สันในกรณีของการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่ง พบร่วมค่า ω กับ μ_1 , ω กับ μ_2 , ω กับ Δv , Δv กับ v_1 , และ Δv กับ v_2 มีความสัมพันธ์กันค่อนข้างมาก (ตารางที่ 4.3) หากพิจารณาจากสมการ (3.9), (3.10), (3.11), (3.12), และ (3.14) และกำหนดให้ $\Delta\mu$ เป็นตัวแปรสุ่ม (ซึ่งจากผลการคำนวณค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สันไม่พบความสัมพันธ์กับค่าพารามิเตอร์อื่นๆ) จะได้ว่าความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ของ μ_1 , μ_2 , v_1 , และ v_2 สามารถประมาณได้ด้วยสมการเส้นตรง โดยมี ω และ Δv เป็นตัวแปร (ตารางที่ 4.4 และภาคผนวก B) อย่างไรก็ตามไม่พบความสัมพันธ์ระหว่างค่า ω กับค่าสถิติอื่นๆ ที่คำนวณได้จากอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา แต่หากพิจารณาการเปลี่ยนแปลงของ ω และ Δv ตามเวลา (ภาคผนวก A และภาคผนวก B) จะพบว่ามีความเป็นไปได้ที่ ω และ Δv จะเป็นพึ่งกันที่เปลี่ยนแปลงตามเวลา ดังนั้นการกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลาจะสามารถทำการประมาณได้ เพียงแค่ประมาณค่า ω และ Δv ที่ช่วงเวลาที่พิจารณา

ตารางที่ 4.3 สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สันระหว่างพารามิเตอร์ที่พิบว่ามีความสัมพันธ์กันค่อนข้างมาก จากการประมาณการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่งของอุณหภูมิผิวทะเล

สถานที่ศึกษา	สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สัน					
	ω กับ μ_1	ω กับ μ_2	ω กับ $\Delta\nu$	$\Delta\nu$ กับ ν_1	$\Delta\nu$ กับ ν_2	
อ่าวไทย						
a สมสาร	-0.902	-0.806	0.829	-0.909	0.869	
b ทะลุ	-0.920	-0.826	0.733	-0.932	0.893	
c เต่า	-0.818	-0.756	0.820	-0.932	0.872	
d แท่น	-0.865	-0.674	0.742	-0.929	0.848	
e กระ	-0.779	-0.678	0.722	-0.810	0.871	
f โลชิน	-0.800	-0.834	0.849	-0.862	0.853	
ทะเลอันดามัน						
g สุรินทร์	-0.783	-0.803	0.751	-0.840	0.925	
h สิมิลัน	-0.578	-0.778	0.839	-0.843	0.939	
i ราชา	-0.840	-0.847	0.818	-0.892	0.948	
j ตะรุเตา	-0.872	-0.848	0.804	-0.938	0.903	

ตารางที่ 4.4 ความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ระหว่างค่าพารามิเตอร์ จากการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่งของอุณหภูมิผิวทะเล ในรูปของสมการเส้นตรงที่ได้จากการวิเคราะห์การถดถอยเชิงเส้น

สถานที่ศึกษา	ω กับ μ_1		ω กับ μ_2		ω กับ $\Delta\nu$		$\Delta\nu$ กับ ν_1		$\Delta\nu$ กับ ν_2	
	slope	offset	slope	offset	slope	offset	slope	offset	slope	offset
อ่าวไทย										
a สมสาร	-1.920	29.080	-1.657	30.735	1.447	-0.788	-0.554	0.500	0.446	0.500
b ทะลุ	-2.489	29.170	-1.820	30.502	1.640	-1.067	-0.564	0.536	0.436	0.536
c เต่า	-1.803	28.924	-1.369	30.298	2.107	-1.231	-0.591	0.554	0.409	0.554
d แท่น	-2.032	29.187	-1.153	30.423	1.824	-1.200	-0.611	0.581	0.389	0.581
e กระ	-2.125	29.288	-1.576	30.659	1.998	-1.129	-0.437	0.459	0.563	0.459
f โลชิน	-2.305	29.248	-1.835	30.763	1.995	-1.121	-0.510	0.499	0.490	0.499
ทะเลอันดามัน										
g สุรินทร์	-1.244	28.803	-1.846	30.327	1.015	-0.333	-0.389	0.363	0.611	0.363
h สิมิลัน	-0.688	28.647	-1.392	30.097	1.167	-0.472	-0.365	0.344	0.635	0.344
i ราชา	-1.418	29.248	-1.359	30.420	1.433	-0.615	-0.400	0.366	0.600	0.366
j ตะรุเตา	-1.721	29.640	-1.490	30.916	1.452	-0.790	-0.563	0.412	0.437	0.412

ความสัมพันธ์เชิงประจักษ์เหล่านี้แสดงให้เห็นว่าการกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลในบริเวณชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน มีรูปแบบที่ค่อนข้างซัดเจนและมีความสัมพันธ์กันกับเวลา ดังนั้น จึงมีความเป็นไปได้อย่างมากว่าความสัมพันธ์เชิงประจักษ์เหล่านี้จะสามารถใช้ในการคาดการณ์แนวโน้มของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ซึ่งจะเป็นประโยชน์อย่างมากต่อการคาดการณ์การเกิดปรากฏการณ์ออนไลน์และล้านิญา เพื่อใช้เป็นข้อมูลประกอบในการทางานป้องกันหรือลดผลกระทบจากการเกิดปรากฏการณ์ปะการังฟอกขาวในอนาคตได้

4.5 สรุปและอภิปรายผลการศึกษา

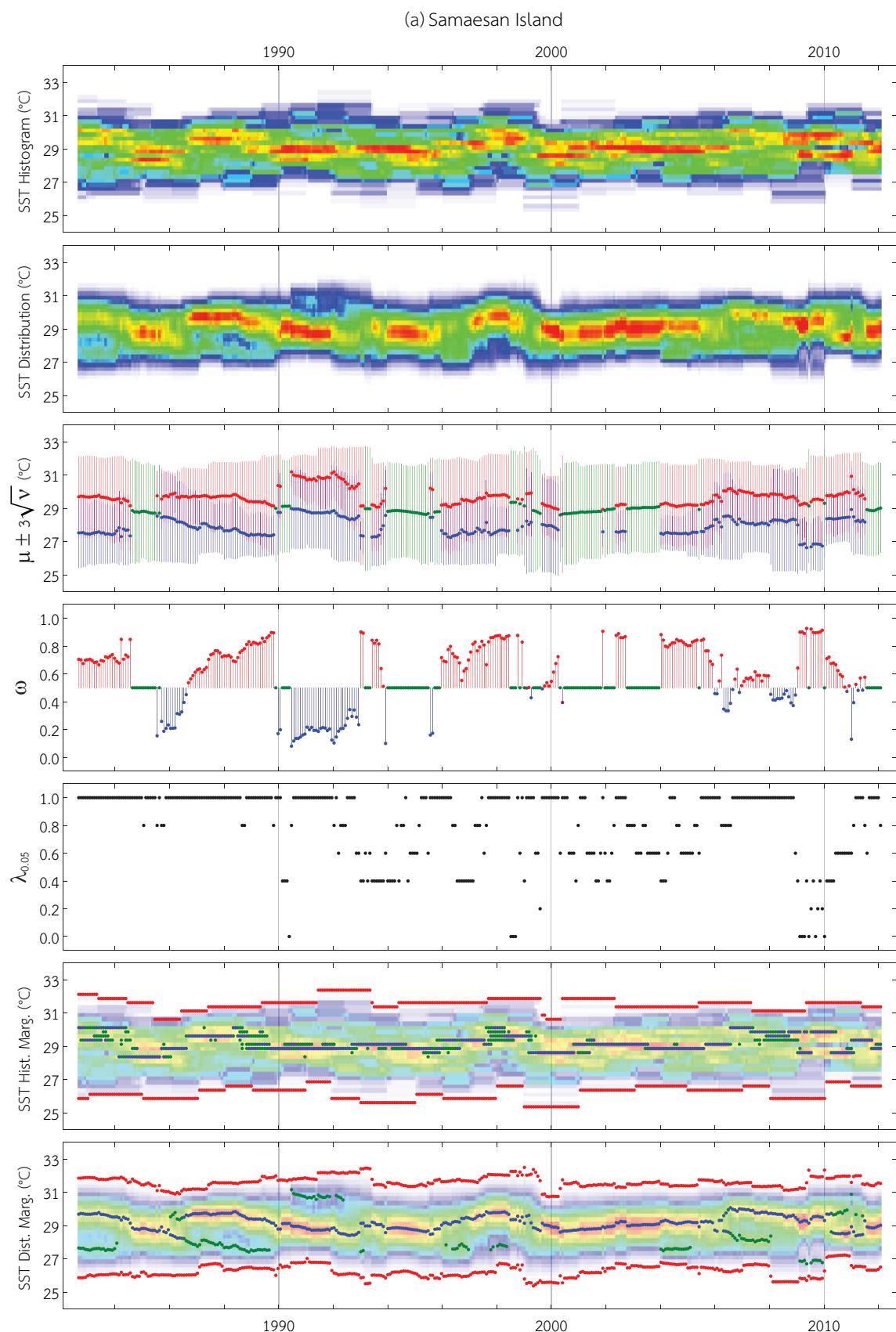
จากการศึกษาทั้งหมดแสดงให้เห็นลักษณะสำคัญบางประการของการเกิดปรากฏการณ์เอกสารนี้และลักษณะ ผลกระทบของปรากฏการณ์นี้ต่อการกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลในโภคและลักษณะ ผลกระทบของปรากฏการณ์นี้ต่อการกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลในโภคและลักษณะ ผลกระทบของปรากฏการณ์นี้ต่อการกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลเพื่อคาดการณ์การเกิดปรากฏการณ์เอกสารนี้และลักษณะ และใช้เป็นข้อมูลประกอบในการหาทางป้องกันหรือลดผลกระทบจากการเกิดปรากฏการณ์ประจำฟอกขาวในอนาคต

- อุณหภูมิผิวทะเลเฉลี่ยของทั้ง 10 เกาะตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ในระยะเวลา 30 ปีที่ผ่านมา มีค่าใกล้เคียงกัน แต่ความผันแปรบริเวณชายฝั่งอ่าวไทยมีมากกว่า เมื่อเปรียบเทียบกับบริเวณชายฝั่งทะเลอันดามัน การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลโดยภาพรวมนั้นไม่สมมาตร ซึ่งเกิดจากการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลที่มีค่าเฉลี่ยและความแปรปรวนแตกต่างกันในแต่ละดูด ความไม่สมมาตรนี้ยืนยันว่าการประมาณการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลด้วยการกระจายปกตินั้นไม่เพียงพอ
- การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลาสามารถประมาณเป็นการกระจายทวีฐานนิยมได้จากการวิเคราะห์ฮิสโทแกรมเคลื่อนที่และการประมาณการกระจายทวีฐานนิยมเคลื่อนที่ โดยพบว่าอุณหภูมิผิวทะเลส่วนมากมีการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่ง และในบางช่วงเวลาไม่มีการกระจายปกติหรือการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่สอง
- ปรากฏการณ์เอกสารนี้ครั้งรุนแรงจะมีเสถียรภาพมากกว่าปรากฏการณ์ลักษณะรุนแรง ทั้งในด้านของระยะเวลาการเกิดและระยะเวลาระหว่างการเกิดปรากฏการณ์แต่ละครั้ง และปรากฏการณ์เอกสารนี้ที่เกิดขึ้นส่วนมากเป็นผลมาจากการอุณหภูมิผิวทะเลที่มีค่าสูงกว่าปกติมาก เป็นระยะเวลาไม่นาน ในขณะที่ปรากฏการณ์ลักษณะรุนแรงส่วนมากเป็นผลมาจากการอุณหภูมิผิวทะเลที่มีค่าต่ำกว่าปกติเล็กน้อยเป็นระยะเวลานาน ซึ่งทั้งสองปรากฏการณ์นี้มีส่วนทำให้เกิดปรากฏการณ์ประจำฟอกขาวทั้งทางตรงและทางอ้อม
- ในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์เอกสารนี้ อุณหภูมิผิวทะเลส่วนมากและอุณหภูมิสูงสุดจะมีค่าสูงกว่าปกติ ทำให้การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลเลื่อนไปในช่วงที่มีอุณหภูมิสูง และในช่วงเวลาที่เกิดปรากฏการณ์ลักษณะรุนแรง อุณหภูมิผิวทะเลส่วนมากและอุณหภูมิต่ำสุดจะมีค่าต่ำกว่าปกติ ทำให้การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลเลื่อนไปในช่วงที่มีอุณหภูมิต่ำ ดังจะเห็นได้จากการกระจายทวีฐานนิยมเคลื่อนที่
- ค่าดัชนีน้ำ 3.4 ไม่เพียงพอต่อการคาดการณ์ผลกระทบจากการเกิดปรากฏการณ์เอกสารนี้และลักษณะ ที่มีต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ทั้งนี้เนื่องจากปัจจัยของมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิผิวทะเล เช่นเดียวกัน
- การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลในบริเวณชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน มีรูปแบบที่ค่อนข้างชัดเจนและมีความสัมพันธ์กันกับเวลา ดังนั้นจึงมีความเป็นไปได้อย่างมาก ว่าความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ระหว่างค่าพารามิเตอร์ของการกระจายทวีฐานนิยม จะสามารถใช้ในการคาดการณ์แนวโน้มของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน

ภาคผนวก A ผลการวิเคราะห์การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเล

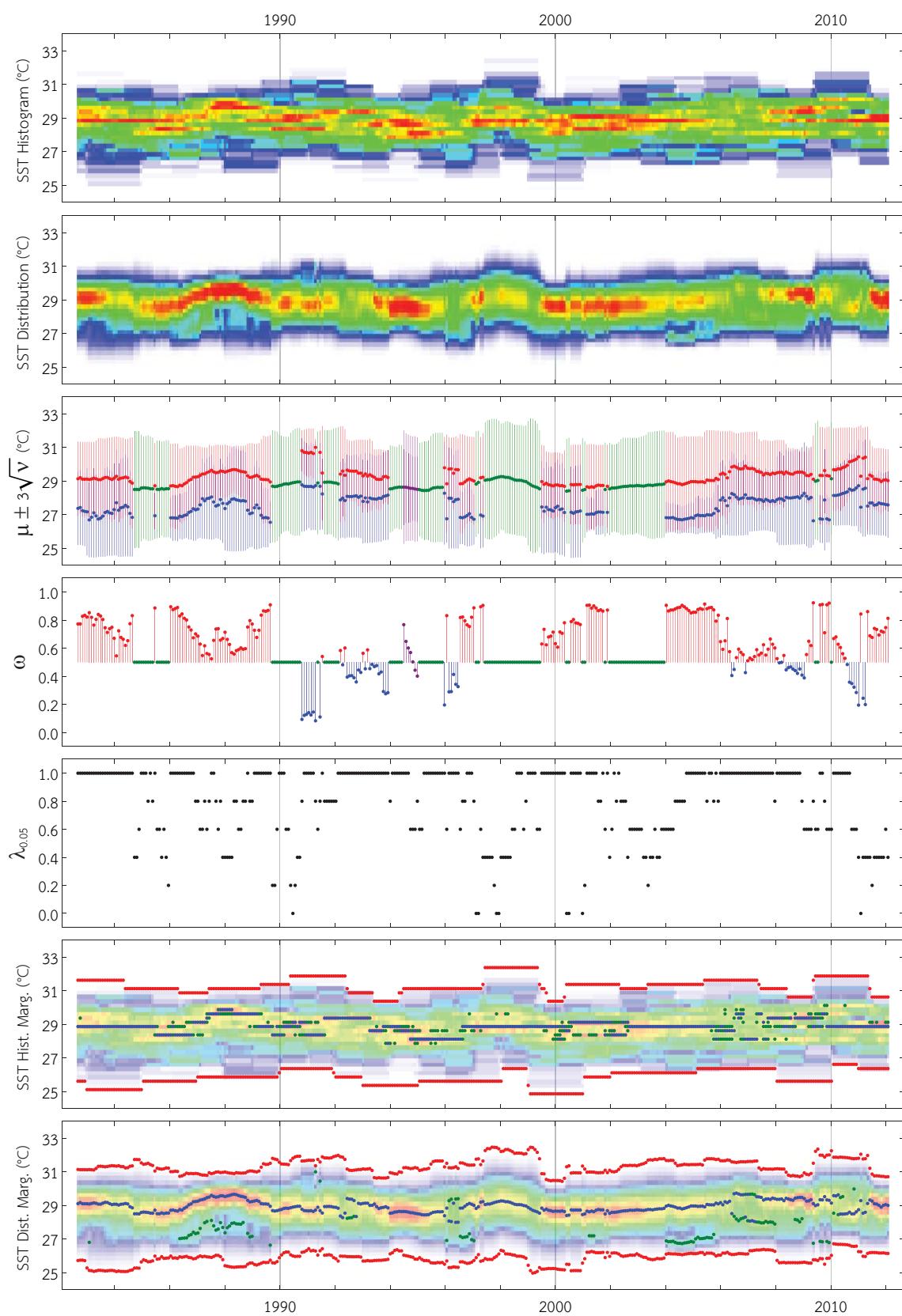
ข้อมูลอุณหภูมิผิวทะเลจากชุดข้อมูล Daily OISST v.2 (AVHRR) ของทั้ง 10 เกาะตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ถูกนำมาวิเคราะห์การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา โดยผลการวิเคราะห์แบ่งออกเป็น 6 ส่วน (ภาพที่ A.1 (a) ถึง (j)) ได้แก่

- อิสโทแกรมของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา (SST Histogram) หรืออิสโทแกรมเคลื่อนที่ของอุณหภูมิผิวทะเล วิเคราะห์โดยการตั้งค่าช่วงเวลาเป็น $r = 2$ ปี (730 วัน) และระยะเวลาเป็น $r = 1$ เดือน (30 วัน) ช่วงอุณหภูมิชั้นละ 0.25°C แต่ละชั้นห่างกัน 0.25°C เริ่มตั้งแต่อุณหภูมิ 24°C ถึง 34°C (สีที่ปรากฏแทนค่าความหนาแน่นความน่าจะเป็น เพื่อความสะอาดในการพิจารณาฐานนิยม)
- การกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา (SST Distribution) หรือการกระจายเคลื่อนที่ของอุณหภูมิผิวทะเล ประมาณด้วยการกระจายทวิฐานนิยมโดยการตั้งค่าช่วงเวลา และระยะเวลาเดียวกันกับอิสโทแกรมเคลื่อนที่ (สีที่ปรากฏแทนค่าความหนาแน่นความน่าจะเป็น ซึ่งแตกต่างจากสีที่ปรากฏในอิสโทแกรมเคลื่อนที่)
- การกระจายทวิฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเล ($\mu \pm 3\sqrt{\nu}$) ในกรณีของการกระจายทวิฐานนิยมแบบที่หนึ่ง การกระจายปกติที่หนึ่ง ($\mu_1 \pm 3\sqrt{\nu_1}$) จะถูกแทนด้วยเส้นสีน้ำเงิน และการกระจายปกติที่สอง ($\mu_2 \pm 3\sqrt{\nu_2}$) จะถูกแทนด้วยเส้นสีแดง, ในกรณีของการกระจายทวิฐานนิยมแบบที่สอง ทั้งการกระจายปกติที่หนึ่งและที่สองจะถูกแทนด้วยเส้นสีม่วง, และในกรณีของการกระจายปกติจะถูกแทนด้วยเส้นสีเขียว
- สัดส่วนของกลุ่มประชากรที่มีการกระจายปกติที่สองต่อประชากรทั้งหมด (ω) ในกรณีของการกระจายทวิฐานนิยมแบบที่หนึ่ง เส้นสีแดงแทนสัดส่วนของประชากรกลุ่มที่สองที่มีมากกว่ากลุ่มที่หนึ่ง (อุณหภูมิสูงมากกว่าอุณหภูมิต่ำ) และเส้นสีแดงแทนสัดส่วนของประชากรกลุ่มที่หนึ่งที่มีมากกว่ากลุ่มที่สอง (อุณหภูมิต่ำมากกว่าอุณหภูมิสูง), ในกรณีของการกระจายทวิฐานนิยมแบบที่สอง
- ระดับความน่าเชื่อถือที่ระดับนัยสำคัญเท่ากับ 0.05 ($\lambda_{0.05}$) มีค่าเท่ากับอัตราส่วนของจำนวนการทดสอบความสอดคล้องที่ยอมรับสมมุติฐานว่า (สมมุติฐานว่าคืออุณหภูมิผิวทะเลเมื่อการกระจายทวิฐานนิยม) ต่อจำนวนการทดสอบความสอดคล้องทั้งหมด
- ขอบเขตของอิสโทแกรมของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา (SST Hist. Marg.) จุดสีแดงแทนค่าต่ำสุดและค่าสูงสุดของอุณหภูมิผิวทะเล, จุดสีน้ำเงินแทนค่าอุณหภูมิผิวทะเลที่มีค่าความหนาแน่นความน่าจะเป็นสูงสุด, และจุดสีเขียวแทนค่าอุณหภูมิผิวทะเลที่มีค่าความหนาแน่นความน่าจะเป็นตั้งแต่ 0.9 เท่าของค่าความหนาแน่นความน่าจะเป็นสูงสุด
- ขอบเขตของการกระจายของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา (SST Dist. Marg.) จุดสีแดงแทนค่าอุณหภูมิผิวทะเลที่ค่าความน่าจะเป็นตั้งแต่ 0.01 และ 0.99 (ซึ่งสอดคล้องกับค่าต่ำสุดและค่าสูงสุดของอุณหภูมิผิวทะเลตามลำดับ), จุดสีน้ำเงินแทนค่าฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลที่หนึ่ง, และจุดสีเขียวแทนค่าฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลที่สอง (ในกรณีที่การกระจายทวิฐานนิยมปราภูฐานนิยม 2 ค่า)



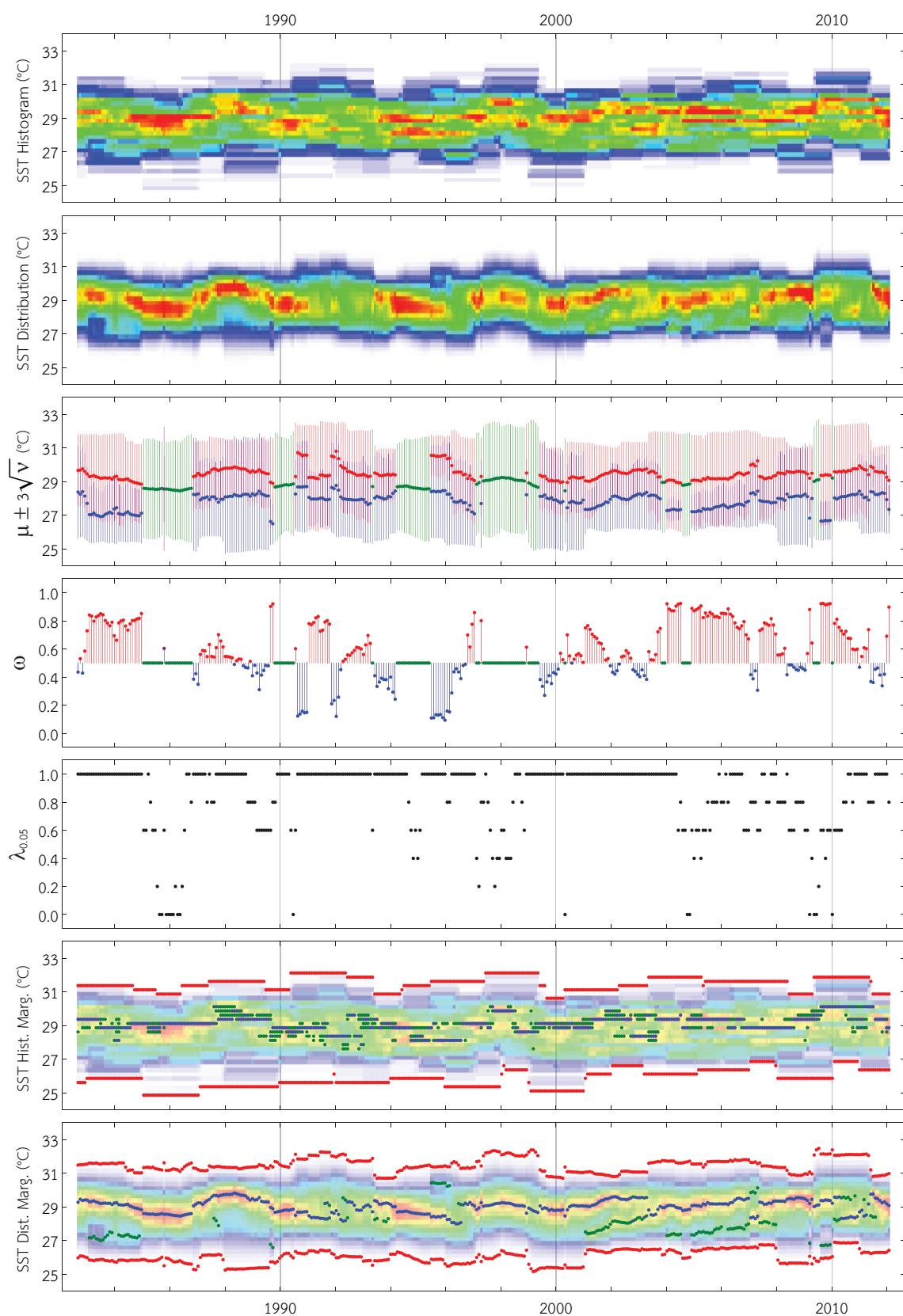
ภาพที่ A.1 (a) ผลการวิเคราะห์การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำบริเวณเกาะแสมสาร จังหวัดชลบุรี

(b) Thalu Island



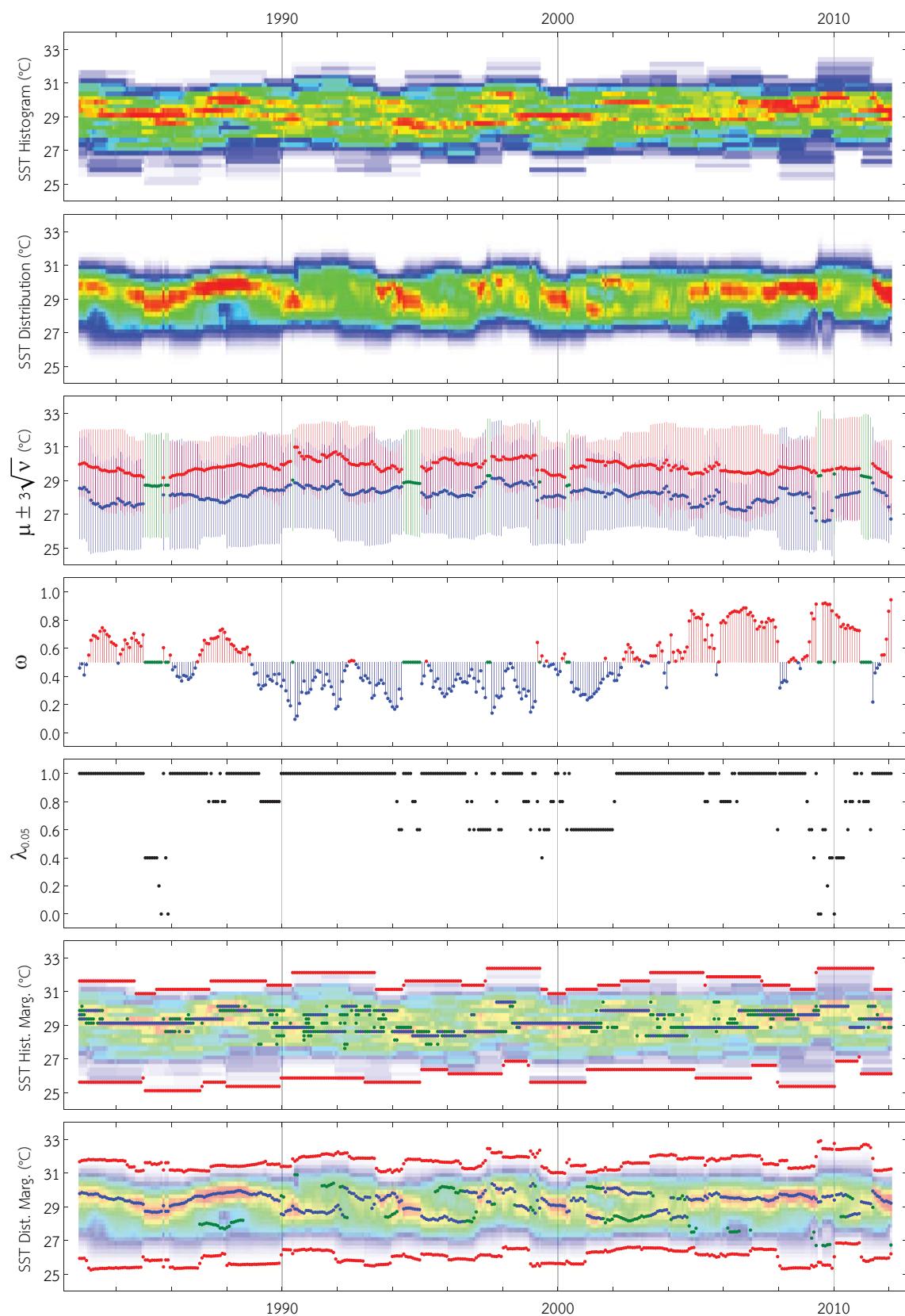
ภาพที่ A.1 (b) ผลการวิเคราะห์การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำบริเวณเกาะทะลุ จังหวัดประจวบคีรีขันธ์

(c) Tao Island



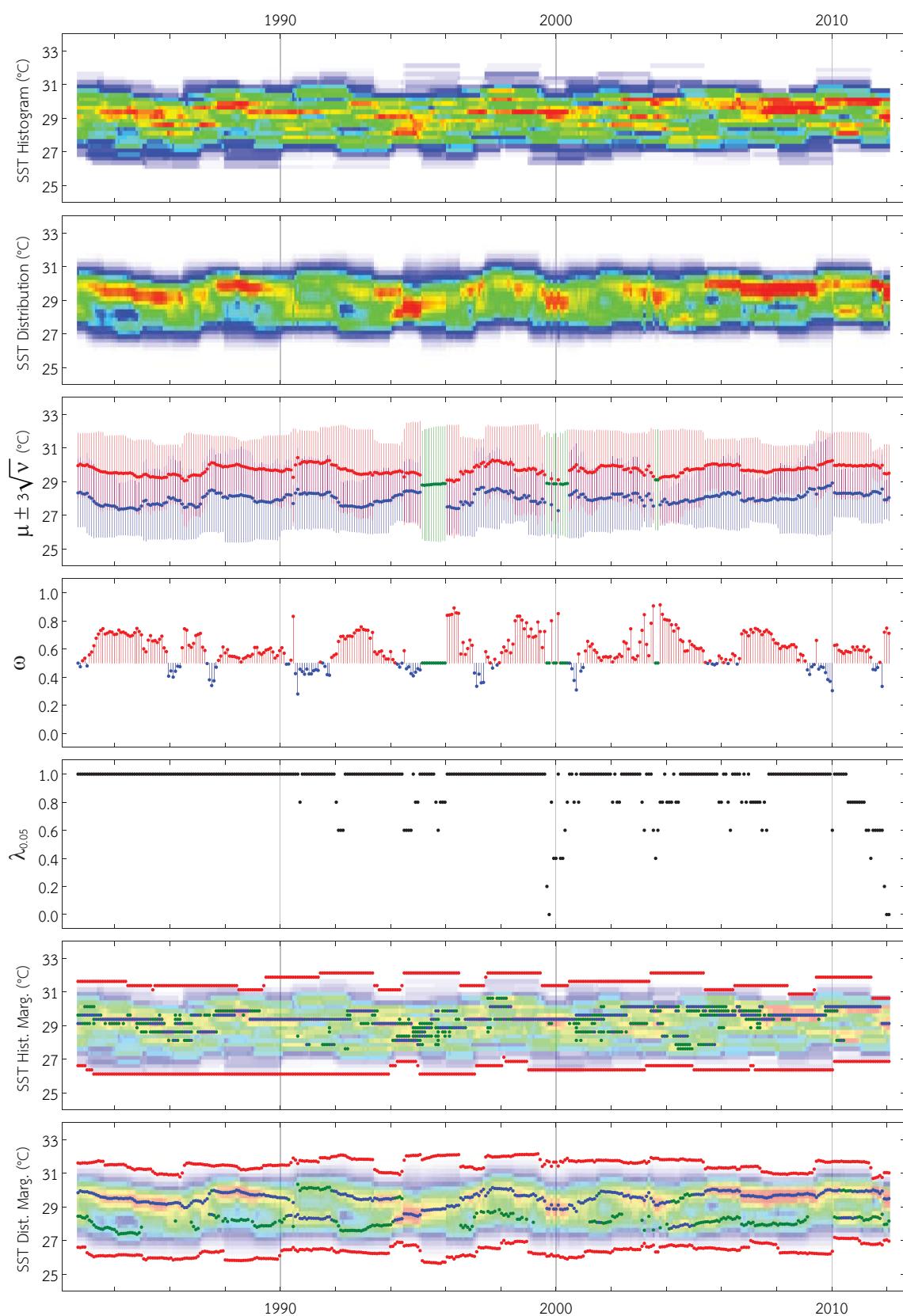
ภาพที่ A.1 (c) ผลการวิเคราะห์การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำบริเวณเกาะเต่า จังหวัดสุราษฎร์ธานี

(d) Tan Island



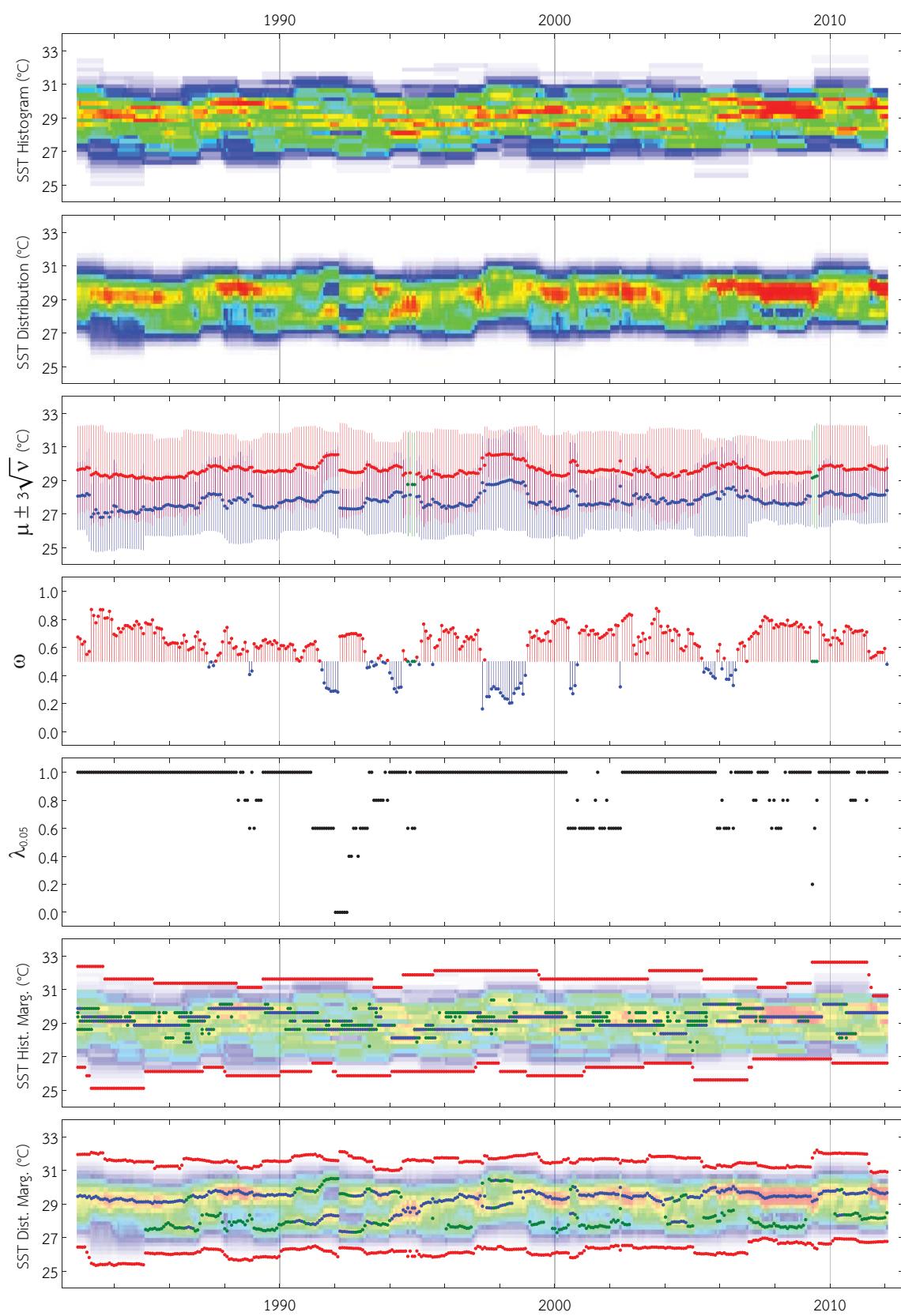
ภาพที่ A.1 (d) ผลการวิเคราะห์การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณเกาะแตน จังหวัดสุราษฎร์ธานี

(e) Kra Island

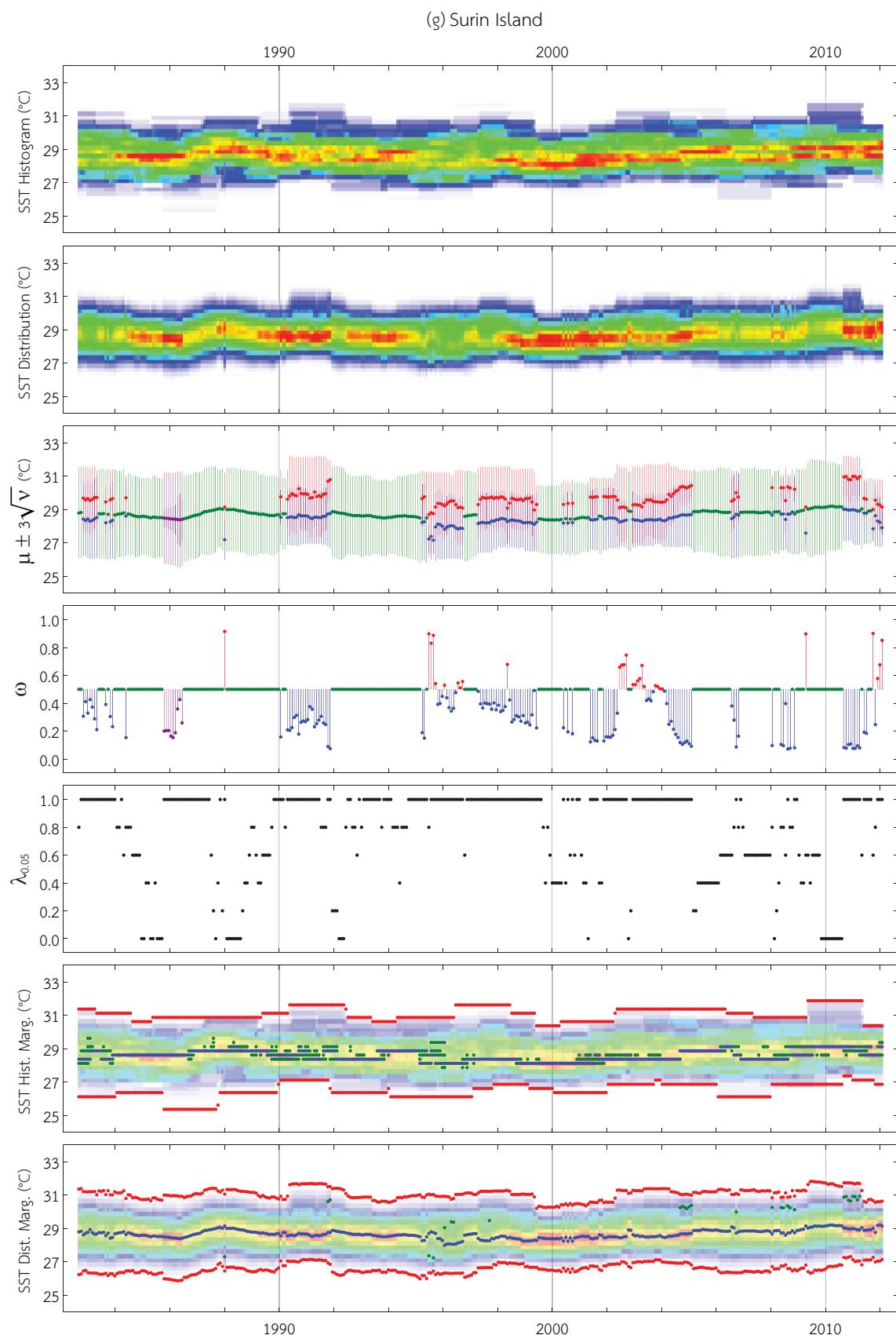


ภาพที่ A.1 (e) ผลการวิเคราะห์การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำบริเวณเกาะกระ จังหวัดนครศรีธรรมราช

(f) Losin Island

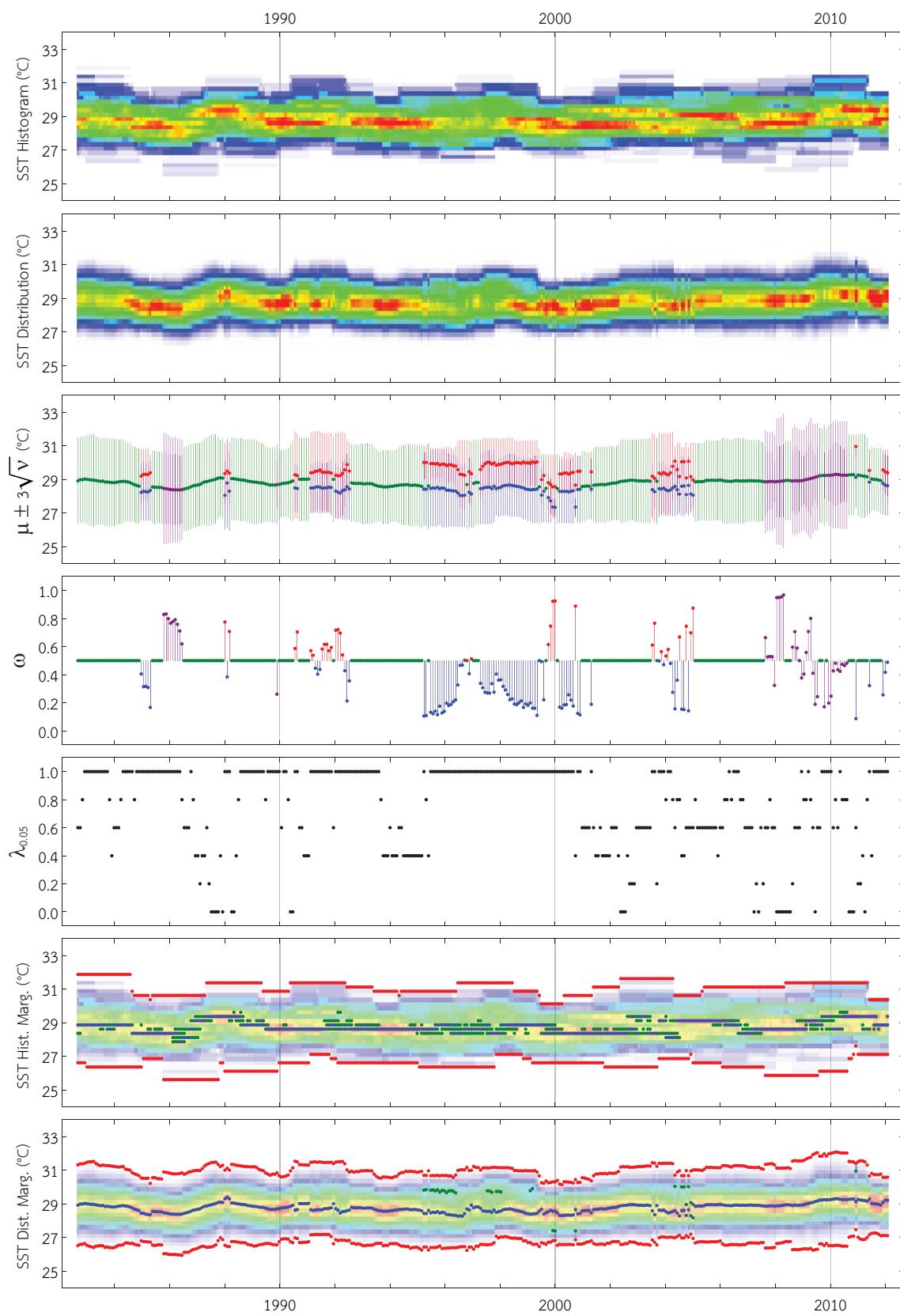


ภาพที่ A.1 (f) ผลการวิเคราะห์การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำบริเวณเกาะโลเชิน จังหวัดปัตตานี

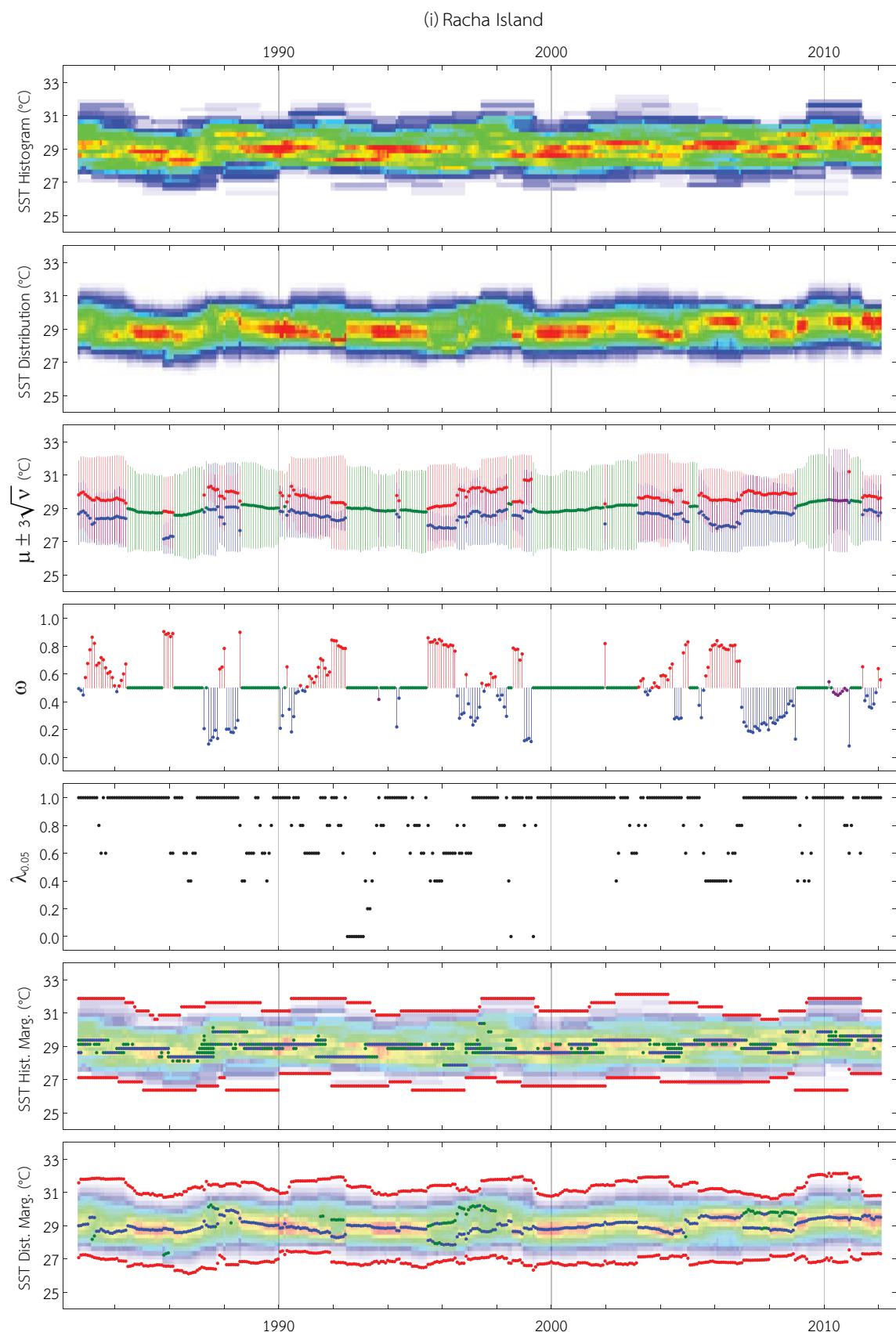


ภาพที่ A.1 (g) ผลการวิเคราะห์การกระจายทวิฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณเกาะสุรินทร์ จังหวัดพัทฯ

(h) Similan Island

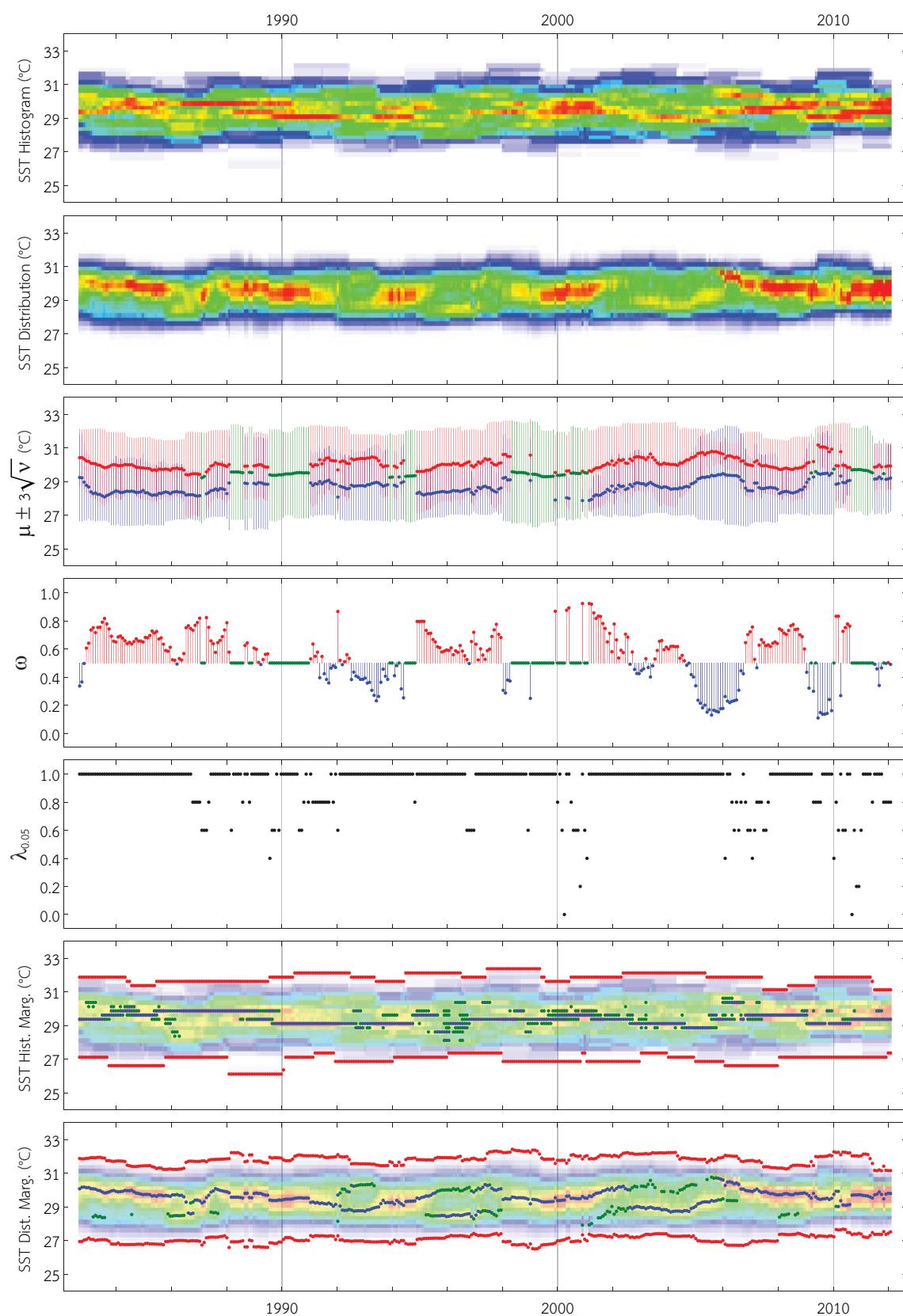


ภาพที่ A.1 (h) ผลการวิเคราะห์การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำบริเวณเกาะสิมิลัน จังหวัดพังงา



ภาพที่ A.1 (i) ผลการวิเคราะห์การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำบริเวณเกาะราชา จังหวัดภูเก็ต

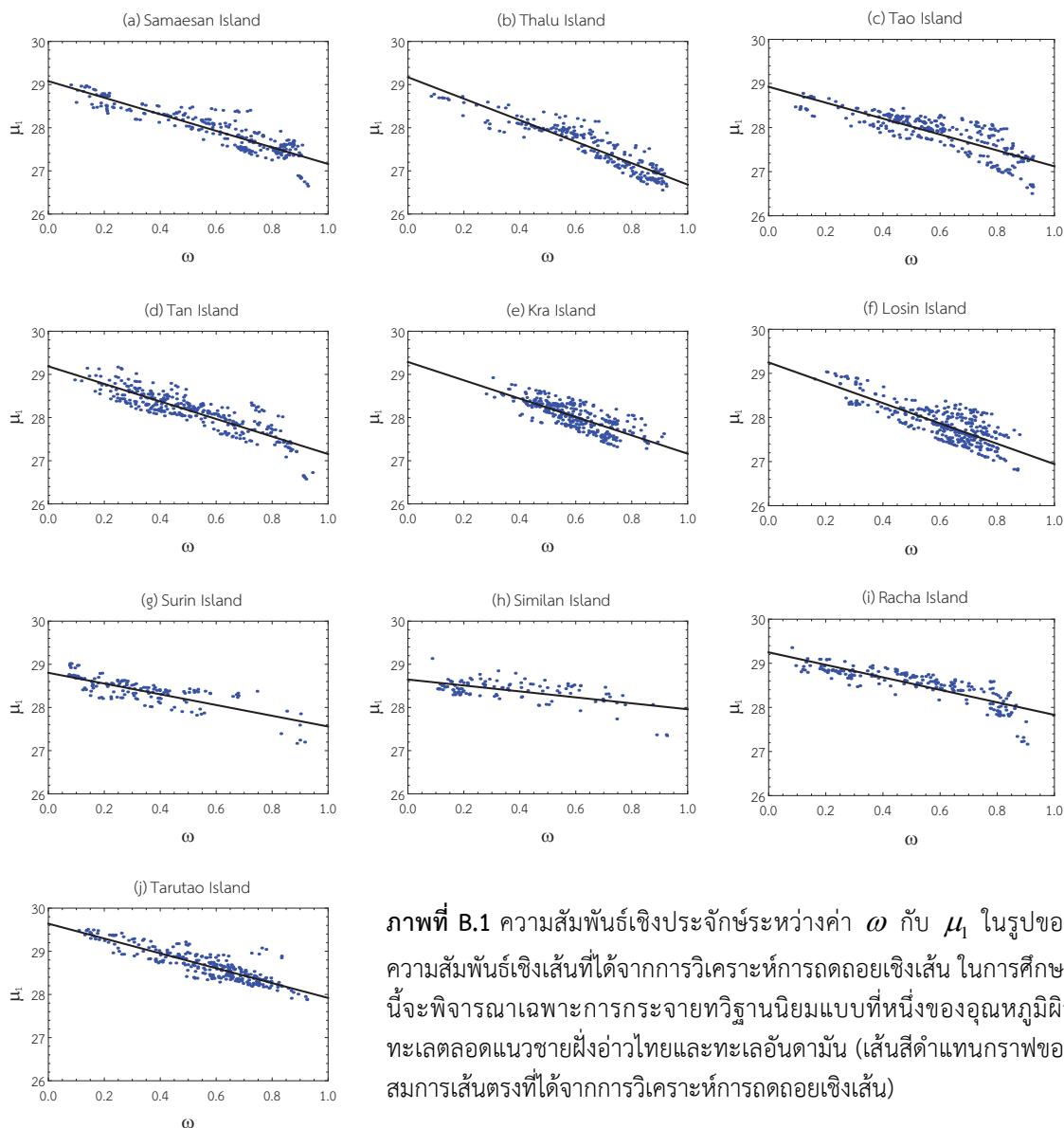
(j) Tarutao Island



ภาพที่ A.1 (j) ผลการวิเคราะห์การกระจายที่วิธีนันิยมของอุณหภูมิผิวน้ำบริเวณเกาะตระรุเตา จังหวัดสตูล

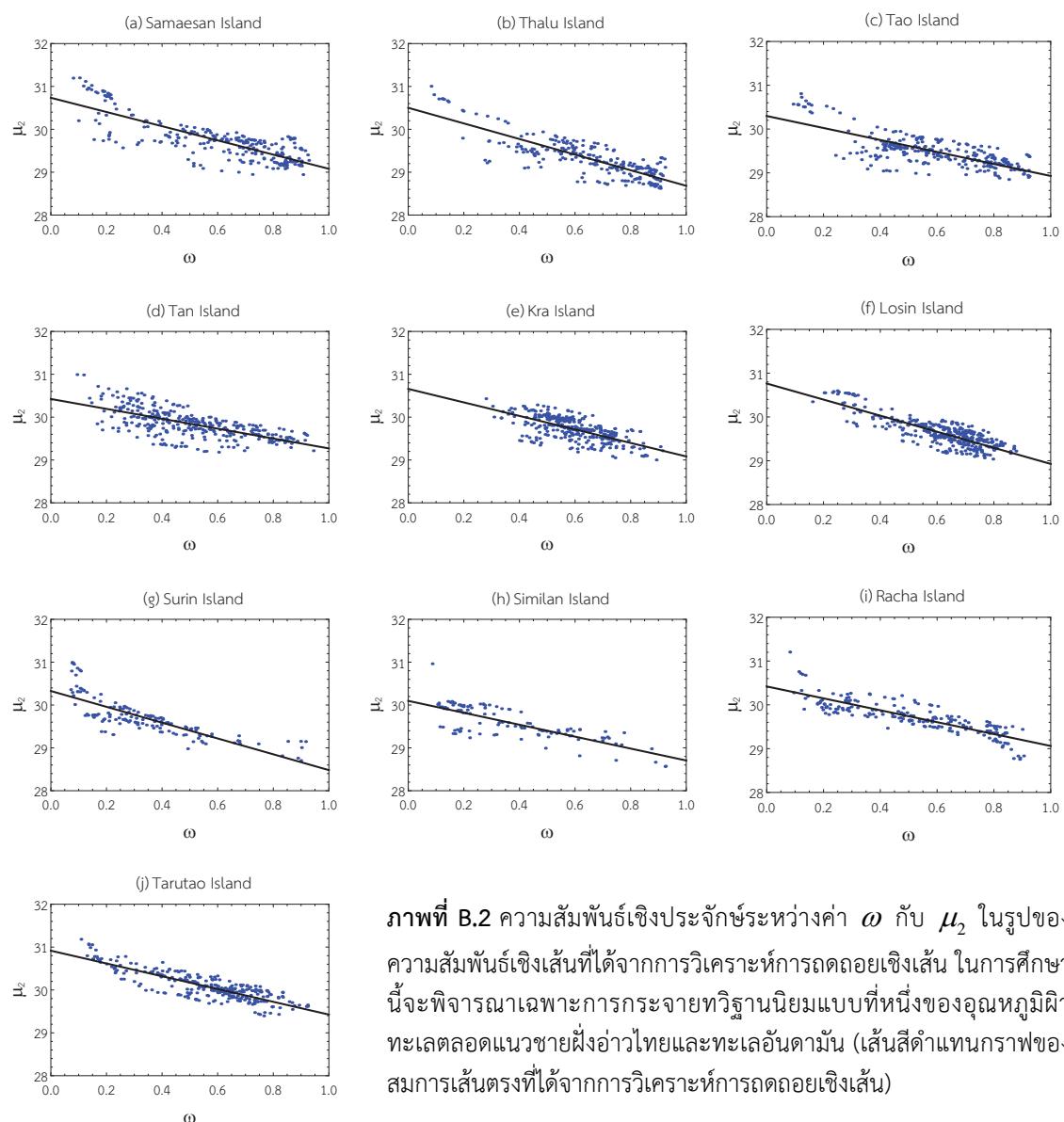
ภาคผนวก B ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงประจำชั้ง

การกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลที่ประมาณได้จะถูกนำมาประมาณความสัมพันธ์เชิงประจำชั้งระหว่างค่าพารามิเตอร์ โดยจากการคำนวณค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สันในกรณีของ การกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่ง พบร่วมค่า ω กับ μ_1 , ω กับ μ_2 , ω กับ $\Delta\nu$, $\Delta\nu$ กับ ν_1 , และ $\Delta\nu$ กับ ν_2 มีความสัมพันธ์กันค่อนข้างมาก จากผลการวิเคราะห์การถดถอยเชิงเส้นพบว่าความสัมพันธ์ เชิงประจำชั้งเหล่านี้สามารถประมาณได้ด้วยสมการเส้นตรง อย่างไรก็ตามไม่พบความสัมพันธ์ระหว่างค่า ω กับค่าสถิติอื่นๆ ที่คำนวณได้จากอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา แต่หากพิจารณาการเปลี่ยนแปลง ของ ω ตามเวลา (ภาคผนวก A) จะพบว่ามีความเป็นไปได้ที่ ω จะเป็นฟังก์ชันที่เปลี่ยนแปลงตามเวลา ซึ่งรูปแบบฟังก์ชันของ ω ที่ขึ้นกับเวลาันน้ออาจอยู่ในรูปกระบวนการสุ่ม (stochastic process) ซึ่งอยู่นอกเหนือขอบเขตของการศึกษานี้



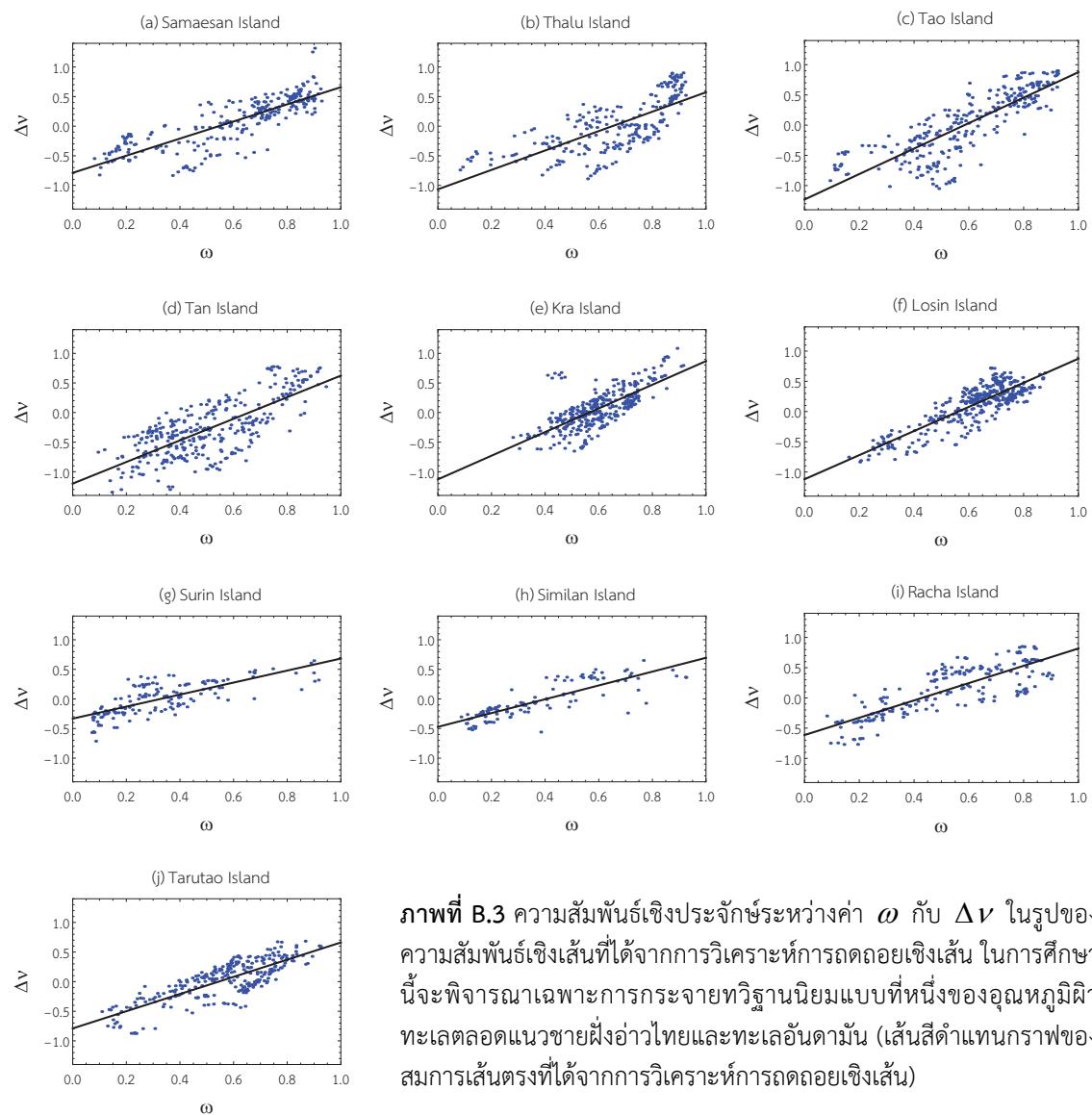
ภาพที่ B.1 ความสัมพันธ์เชิงประจำชั้งระหว่างค่า ω กับ μ_1 ในรูปของ ความสัมพันธ์เชิงเส้นที่ได้จากการวิเคราะห์การถดถอยเชิงเส้น ในการศึกษา นี้จะพิจารณาเฉพาะการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่งของอุณหภูมิผิว ทะเลตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน (เส้นสีดำแทนกราฟของ สมการเส้นตรงที่ได้จากการวิเคราะห์การถดถอยเชิงเส้น)

จากผลการคำนวณค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สันไม่พบรความสัมพันธ์ระหว่างค่า $\Delta\mu$ กับค่าสถิติที่คำนวณได้จากการกลุ่มตัวอย่างหรือค่าพารามิเตอร์ที่ประมาณได้จากการกระจายทวีฐานนิยม แต่พบว่าค่า μ_1 และ μ_2 มีความสัมพันธ์ก่อนข้างมากกับค่า ω ดังนั้นในทางปฏิบัติจึงสามารถทำการประมาณค่า μ_1 และ μ_2 ได้โดยตรงหากทราบค่า ω (ภาพที่ B.1 (a) ถึง (j) และภาพที่ B.2 (a) ถึง (j)) อย่างไรก็ตามการที่ค่า $\Delta\mu$ ไม่มีความสัมพันธ์กับค่า ω ในทางสถิตินั้น ไม่ได้หมายความว่าพารามิเตอร์เหล่านี้ไม่มีความสัมพันธ์กันจริง หากพิจารณาสมการ (3.18) จะพบว่าในทางทฤษฎีพารามิเตอร์เหล่านี้มีความสัมพันธ์กัน แต่ในทางปฏิบัติพบว่าค่า $\Delta\mu$ มีความผันแปรมากเมื่อพิจารณาให้ขึ้นกับค่า ω ทำให้ไม่สามารถใช้ความสัมพันธ์ระหว่างค่า ω กับ $\Delta\mu$ ได้ในทางปฏิบัติ ดังนั้นจึงแนะนำให้ใช้ความสัมพันธ์ระหว่างค่า ω กับ μ_1 และ ω กับ μ_2 แทนความสัมพันธ์ระหว่างค่า ω กับ $\Delta\mu$ ในการประมาณค่าพารามิเตอร์ของการกระจายทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเล



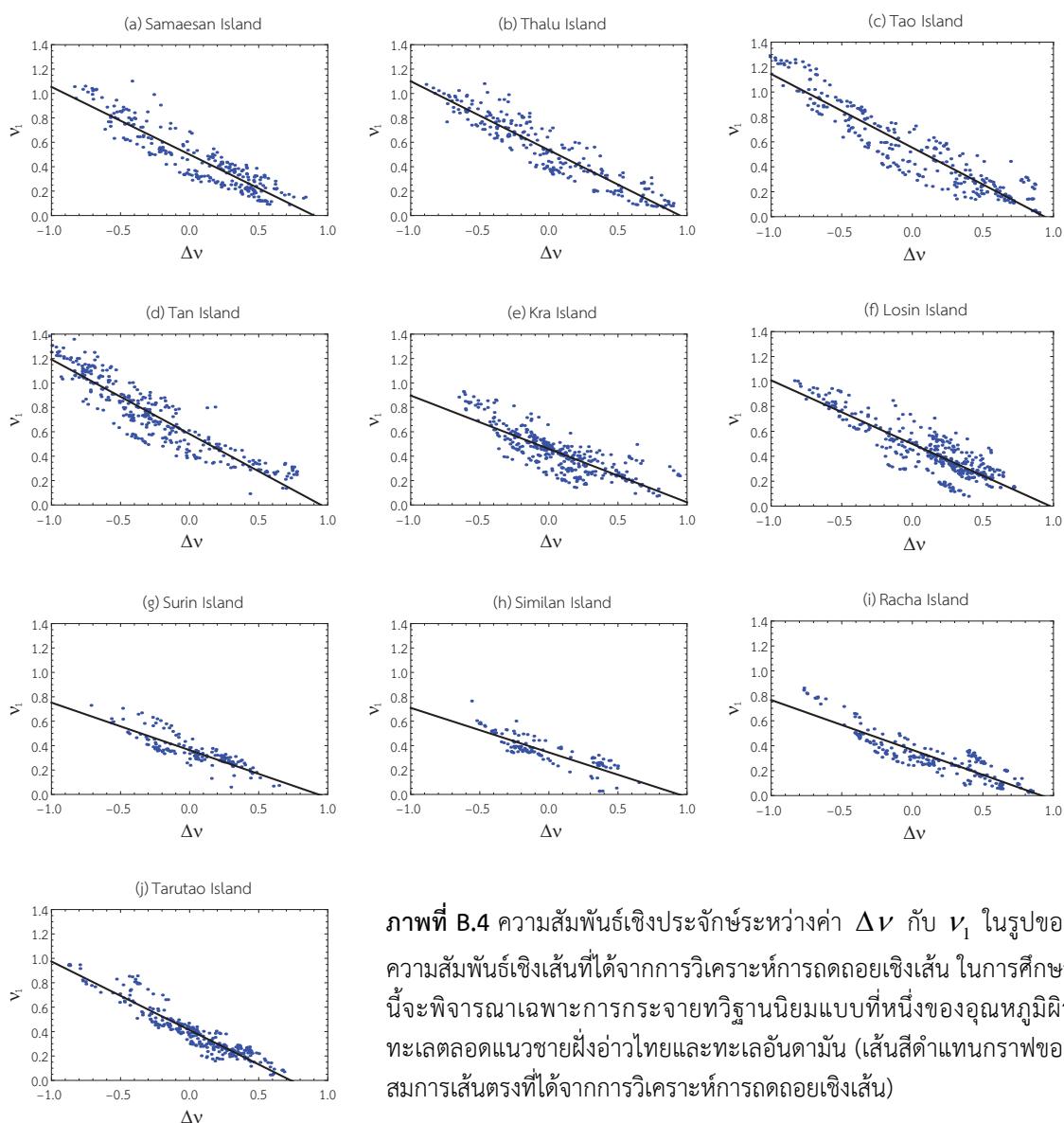
ภาพที่ B.2 ความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ระหว่างค่า ω กับ μ_2 ในรูปของความสัมพันธ์เชิงเส้นที่ได้จากการวิเคราะห์การลดถอยเชิงเส้น ในการศึกษานี้จะพิจารณาเฉพาะการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่งของอุณหภูมิผิวทะเลตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน (เส้นสีดำแทนกราฟของสมการเส้นตรงที่ได้จากการวิเคราะห์การลดถอยเชิงเส้น)

จากผลการคำนวณค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สันพบความสัมพันธ์ค่อนข้างน้อยระหว่างค่า ω กับ ν_1 และ ω กับ ν_2 แต่พบว่ามีความสัมพันธ์ค่อนข้างมากระหว่างค่า ω กับ $\Delta\nu$, $\Delta\nu$ กับ ν_1 , และ $\Delta\nu$ กับ ν_2 ดังนั้นในทางปฏิบัติจึงสามารถทำการประมาณค่า $\Delta\nu$ ได้โดยตรงหากทราบค่า ω (ภาพที่ B.3 (a) ถึง (j)) แต่ในทางปฏิบัติไม่แนะนำให้ประมาณค่า ν_1 และ ν_2 โดยตรงจากความสัมพันธ์ระหว่างค่า ω กับ ν_1 และ ω กับ ν_2 เพราะอาจเกิดความคลาดเคลื่อนได้มาก ดังนั้นเพื่อลดความคลาดเคลื่อนจึงแนะนำให้ประมาณค่า ν_1 และ ν_2 จากค่า $\Delta\nu$ แทน (ภาพที่ B.4 (a) ถึง (j)) และภาพที่ B.5 (a) ถึง (j)) โดยที่ค่า $\Delta\nu$ จะเป็นพังก์ชันที่เปลี่ยนแปลงตามเวลาหรืออยู่ในรูปกระบวนการสุ่ม (เช่นเดียวกันกับค่า ω) วิธีนี้อาจให้ผลการประมาณค่า ν_1 และ ν_2 ที่มีความคลาดเคลื่อนน้อยกว่าการประมาณจาก ω โดยตรง ดังนั้นจึงแนะนำให้ใช้ความสัมพันธ์ระหว่างค่า $\Delta\nu$ กับ ν_1 และ $\Delta\nu$ กับ ν_2 ในการประมาณค่าพารามิเตอร์ของการกระจายทิวทิวานนิยมของอุณหภูมิผิวทะเล

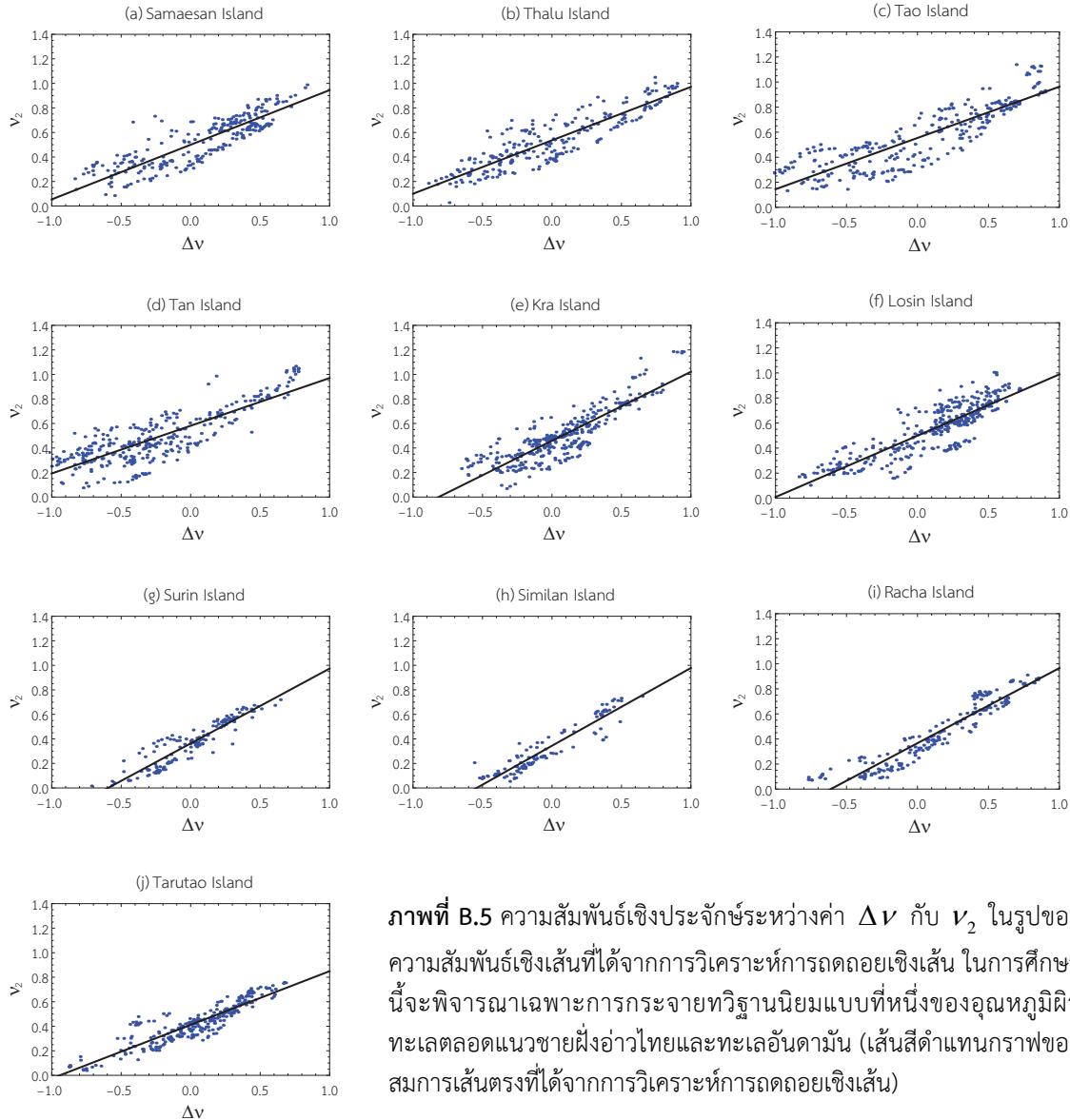


ภาพที่ B.3 ความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ระหว่างค่า ω กับ $\Delta\nu$ ในรูปของความสัมพันธ์เชิงเส้นที่ได้จากการวิเคราะห์การลดด้อยเชิงเส้น ในการศึกษานี้จะพิจารณาเฉพาะการกระจายทิวทิวานนิยมแบบที่หนึ่งของอุณหภูมิผิวทะเลตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน (เส้นสีดำแทนกราฟของสมการเส้นตรงที่ได้จากการวิเคราะห์การลดด้อยเชิงเส้น)

การประมาณความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ระหว่างค่าพารามิเตอร์มีความสำคัญมาก เพราะสามารถบ่งบอกถึงการกระจายที่วิژวนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลโดยประมาณในแต่ละช่วงเวลาได้ เพียงแค่ทราบค่า ω และ Δv (ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงที่ขึ้นกับเวลาและสามารถประมาณได้ด้วยกระบวนการสุ่ม) โดยค่า ω ใช้ประมาณค่า μ_1 และ μ_2 และค่า Δv ใช้ประมาณค่า v_1 และ v_2 (หรือจะใช้ค่า ω ประมาณค่า Δv โดยตรง แต่จะมีความคลาดเคลื่อนมากกว่า) ความสัมพันธ์เชิงประจักษ์เหล่านี้แสดงให้เห็นว่าการกระจายที่วิژวนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลบริเวณชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน มีรูปแบบที่ค่อนข้างชัดเจนและมีความสัมพันธ์กับเวลา หากทราบถึงรูปแบบกระจายที่วิژวนิยมของอุณหภูมิผิวทะเลในแต่ละช่วงเวลา ก็จะสามารถคาดการณ์แนวโน้มของอุณหภูมิผิวทะเลรวมทั้งการเกิดปรากฏการณ์อุ่นโถม และลานิญาโนในอนาคต เพื่อใช้เป็นข้อมูลประกอบในการหาทางป้องกันหรือลดผลกระทบจากการเกิดปรากฏการณ์ปะการังฟอกขาวได้



ภาพที่ B.4 ความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ระหว่างค่า Δv กับ v_1 ในรูปของความสัมพันธ์เชิงเส้นที่ได้จากการวิเคราะห์การลดถอยเชิงเส้น ในการศึกษานี้จะพิจารณาเฉพาะการกระจายที่วิژวนิยมแบบที่หนึ่งของอุณหภูมิผิวทะเลตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน (เส้นสีดำแทนกราฟของสมการเส้นตรงที่ได้จากการวิเคราะห์การลดถอยเชิงเส้น)



ภาพที่ B.5 ความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ระหว่างค่า Δv กับ ν_2 ในรูปของความสัมพันธ์เชิงเส้นที่ได้จากการวิเคราะห์การถดถอยเชิงเส้น ในการศึกษานี้จะพิจารณาเฉพาะการกระจายทวีฐานนิยมแบบที่หนึ่งของอุณหภูมิผิวทะเลตลอดแนวชายฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน (เส้นสีดำแทนกราฟของสมการเส้นตรงที่ได้จากการวิเคราะห์การถดถอยเชิงเส้น)

ເອກສາຮອ້າງອີງ

- [1] GHRSS Science Team, “The Group for High Resolution Sea Surface Temperature 2011/2012,” Retrieved from <https://www.ghrsst.org/documents/q/category/brochures/>, July 2012.
- [2] Y. Xue, T. M. Smith, and R. W. Reynolds, “Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871–2000,” *Journal of Climate*, vol. 16, no. 10, pp. 1601–1612, 2003.
- [3] K. E. Trenberth, “The definition of El Niño,” *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78, no. 12, pp. 2771–2777, 1997.
- [4] P. Marshall and H. Schuttenberg, “A Reef Manager’s Guide to Coral Bleaching,” Great Barrier Reef Marine Park Authority, 2006.
- [5] S. G. Philander, “El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation,” Academic Press, 1990.
- [6] G. R. McGregor and S. Nieuwolt, “Tropical Climatology: An Introduction to the Climates of the Low Latitudes,” 2nd ed., Wiley, 1998.
- [7] H. F. Diaz and V. Markgraf, “El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Global and Regional Impacts,” Cambridge University Press, 2000.
- [8] E. S. Sarachik and M. A. Cane, “The El Niño-Southern Oscillation Phenomenon,” Cambridge University Press, 2010.
- [9] R. W. Reynolds, T. M. Smith, C. Y. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, “Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature,” *Journal of Climate*, vol. 20, no. 22, pp. 5473–5496, 2007.
- [10] R. W. Reynolds and D. B. Chelton, “Comparisons of daily sea surface temperature analyses for 2007–08,” *Journal of Climate*, vol. 23, no. 13, pp. 3545–3562, 2010.
- [11] C. Cook, A. Logan, J. Ward, B. Luckhurst, and C. Berg, “Elevated temperatures and bleaching on a high latitude coral reef: the 1988 Bermuda event,” *Coral Reefs*, vol. 9, no. 1, pp. 45–49, 1990.
- [12] R. Gates, “Seawater temperature and sublethal coral bleaching in Jamaica,” *Coral Reefs*, vol. 8, no. 4, pp. 192–197, 1990.
- [13] P. W. Glynn, “Coral reef bleaching in the 1980s and possible connections with global warming,” *Trends in Ecology and Evolution*, vol. 6, no. 6, pp. 175–179, 1991.
- [14] T. J. Goreau, R. L. Hayes, J. W. Clark, D. J. Basta, and C. N. Robertson, “Elevated sea surface temperatures correlate with Caribbean coral reef bleaching,” In R. A. Geyer (Ed.), “A Global Warming Forum: Scientific, Economic and Legal Overview,” CRC Press, 1993.
- [15] P. W. Glynn, “Coral reef bleaching: facts, hypotheses and implications,” *Global Change Biology*, vol. 2, no. 6, pp. 495–509, 1996.

- [16] A. Winter, R. S. Appledorn, A. Bruckner, E. H. Williams Jr., and C. Goenaga, “Sea surface temperatures and coral reef bleaching off La Parguera, Puerto Rico (northeastern Caribbean Sea),” *Coral Reefs*, vol. 17, no. 4, pp. 377–382, 1999.
- [17] J. Stafford-Deitsch, “Reefs: A Safari through the Coral World,” Sierra Club Books, 1993.
- [18] K. P. Sebens, “Biodiversity of coral reefs: what are we losing and why?,” *American Zoologist*, vol. 34, no.1, pp. 115–133, 1994.
- [19] D. Bryant, L. Burke, J. McManus, and M. Spalding, “Reefs at Risk: A Map-Based Indicator of Threats to the World’s Coral Reef,” World Resources Institute, 1998.
- [20] J. M. Lough, “Unprecedented thermal stress to coral reefs?,” *Geophysical Research Letters*, vol. 27, no. 23, pp. 3901–3904, 2000.
- [21] P. W. Glynn and M. W. Colgan, “Sporadic disturbances in fluctuating coral reef environments: El Niño and coral reef development in the eastern Pacific,” *American Zoologist*, vol. 32, no. 6, pp. 707–718, 1992.
- [22] D. M. Thompson and R. van Woesik, “Corals escape bleaching in regions that recently and historically experienced frequent thermal stress,” *Proceedings of the Royal Society B*, vol. 276, no. 1669, pp. 2893–2901, 2009.
- [23] L. T. Toth, R. B. Aronson, S. V. Vollmer, J. W. Hobbs, D. H. Urrego, H. Cheng, I. C. Enochs, D. J. Combosch, R. van Woesik, and I. G. Macintyre, “ENSO drove 2500-year collapse of eastern Pacific coral reefs,” *Science*, vol. 337, no. 6090, pp. 81–84, 2012.
- [24] A. E. Strong, C. S. Barrientos, C. Duda, and J. Sapper, “Improved satellite techniques for monitoring coral reef bleaching,” *Proceedings of the 8th International Coral Reef Symposium*, vol. 2, pp. 1495–1498, 1998.
- [25] C. Wilkinson, O. Linden, H. Cesar, G. Hodgson, J. Rubens, and A.E. Strong, “Ecological and socioeconomic impacts of 1998 coral bleaching in the Indian Ocean: an ENSO impact and a warning of future change?,” *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, vol. 28, no. 2, pp. 188–196, 1999.
- [26] Department of Marine and Coastal Resources, “Status of Marine and Coastal Resources 2007–2011,” Thai, Retrieved from http://www.dmcr.go.th/elibrary/ebookdetail.php?book_id=00742, January 2013.
- [27] R. W. Reynolds and T. M. Smith, “Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation,” *Journal of Climate*, vol. 7, no. 6, pp. 929–948, 1994.
- [28] R. W. Reynolds, N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Q. Wang, “An improved in situ and satellite SST analysis for climate,” *Journal of Climate*, vol. 15, no. 13, pp. 1609–1625, 2002.
- [29] K. S. Casey, T. B. Brandon, P. Cornillon, and R. Evans, “The past, present, and future of the AVHRR Pathfinder SST program,” In V. Barale, J. F. R. Gower, and L. Alberotanza (Eds.), “Oceanography from Space,” Springer, 2010.

- [30] D. B. Chelton and F. J. Wentz, “Global microwave satellite observations of sea surface temperature for numerical weather prediction and climate research,” *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 86, no. 8, pp. 1097–1115, 2005.
- [31] T. R. Knapp, “Bimodality revisited,” *Journal of Modern Applied Statistical Methods*, vol. 6, no. 1, pp. 8–20, 2007.
- [32] P. H. Kvam and B. Vidakovic, “Nonparametric Statistics with Applications to Science and Engineering,” Wiley, 2007.
- [33] K. V. Mardia and P. E. Jupp, “Directional Statistics,” Wiley, 2009.
- [34] S. Aksornkoae and E. C. F. Bird, “Thailand: Andaman Sea coast,” In E. C. F. Bird (Ed.), “Encyclopedia of the World’s Coastal Landforms,” Springer, 2010.
- [35] S. Aksornkoae and E. C. F. Bird, “Thailand: Gulf of Thailand coast,” In E. C. F. Bird (Ed.), “Encyclopedia of the World’s Coastal Landforms,” Springer, 2010.

ล๊บ

ที่ วท ๕๕๐๑/๔๙

~~กันยายน~~ กันยายน ๒๕๕๖

เรื่อง แจ้งผลการประเมินรายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์ เรื่อง “การกระจายตัวทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล
บริเวณอ่าวไทยและทะเลเลอันดามัน”

เรียน รศ.ดร. กฤษณะเดช เจริญสุราสินี

สิ่งที่ส่งมาด้วย สรุปผลการประเมินรายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์จากผู้เชี่ยวชาญ

ตามที่นายพิริวิชญ์ เควด นักศึกษาระดับปริญญาตรี ปีที่ ๔ ภาควิชาวิทยาศาสตร์เขิงคำนวน
คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยวิทยาลัยศึกษา ผู้รับทุนวิจัย โครงการพัฒนาอัจฉริยภาพทางวิทยาศาสตร์และ
เทคโนโลยีสำหรับเด็กและเยาวชน สำนักงานพัฒนาวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีแห่งชาติ (สวทช.) ซึ่งมีท่านเป็น
นักวิทยาศาสตร์พี่เลี้ยง ได้ส่งรายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์ เรื่อง “การกระจายตัวทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล
บริเวณอ่าวไทยและทะเลเลอันดามัน (Bimodal Distribution of Sea Surface Temperature in the Gulf of
Thailand and the Andaman Sea)” มาถึง สวทช. แล้วนั้น

บัดนี้ ผู้เชี่ยวชาญได้พิจารณาประเมินผลรายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์โครงการวิจัยเรื่องดังกล่าว
เรียบร้อยแล้ว และได้ให้ข้อคิดเห็นและข้อเสนอแนะดังปรากฏตามสิ่งที่ส่งมาด้วย สวทช. จึงขอส่งผลการประเมินฯ
มาถึงท่านเพื่อทราบ และเป็นข้อมูลในการให้คำปรึกษาผู้ดำเนินการวิจัยเจ้าของผลงาน รวมทั้งผู้ดำเนินการวิจัย
ท่านอื่นๆ ในอนาคตต่อไป

จึงเรียนมาเพื่อโปรดพิจารณา และขอขอบคุณท่านมา ณ โอกาสนี้

ขอแสดงความนับถือ

อันดาม

(นางอ้อมใจ ไทรเมฆ)

ผู้ช่วยผู้อำนวยการ

ปฏิบัติการแทนผู้อำนวยการ

สำนักงานพัฒนาวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีแห่งชาติ

สำนักงานกลาง

ฝ่ายพัฒนาบันทิตและนักวิจัย

โทร. ๐ ๒๕๖๔ ๗๐๐๐ ต่อ ๑๔๓๓ (กัญจนาน)

โทรสาร ๐ ๒๕๖๔ ๗๐๐๔

ล๊บ

สำเนาส่ง นายพิริวิชญ์ เควด

สรุปข้อคิดเห็นของผู้เชี่ยวชาญต่อรายงานฉบับสมบูรณ์

ชื่อโครงการ "การกระจายตัวทวีฐานนิยมของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณอ่าวไทยและทะเลอันดามัน (Bimodal

Distribution of Sea Surface Temperature in the Gulf of Thailand and the Andaman Sea)"

ชื่อผู้วิจัย: นายพีรวิชญ์ เควด ระดับชั้น ปริญญาตรี ปีที่ 4

สถาบัน: ภาควิชาวิทยาศาสตร์เชิงคำนวณ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยวิจัยลักษณ์

ชื่อนักวิทยาศาสตร์พี่เลี้ยง: รศ.ดร. มัลลิกา เจริญสุราสินี และ รศ.ดร. กฤษณะเดช เจริญสุราสินี

หน่วยงาน/สถาบัน: อาจารย์ประจำภาควิชาวิทยาศาสตร์เชิงคำนวณ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยวิจัยลักษณ์

1. วัตถุประสงค์ของการวิจัย มีความชัดเจนและเกี่ยวข้องกับประเด็นปัญหาหรือไม่
 - วัตถุประสงค์มีความชัดเจน และมีความเกี่ยวข้องกับประเด็นปัญหา ซึ่งเป็นผลของการเกิดปรากฏการณ์ประจำทาง ฟอกขาว
2. แผนงานและวิธีการดำเนินการวิจัย มีความชัดเจนถูกต้องและเหมาะสมสมต่อการดำเนินการให้บรรลุถึงวัตถุประสงค์ของการวิจัยหรือไม่
 - แผนงานและวิธีการวิจัยมีความชัดเจน ถูกต้อง และเหมาะสมสมดีมาก
3. ปัญหาและอุปสรรคที่เกิดขึ้นในการวิจัย ได้รับการแก้ไขโดยใช้แนวทางที่เหมาะสม และถูกต้องหรือไม่
 - ผู้ไม่มีความเห็น เนื่องจากการรายงานไม่ได้ระบุปัญหาหรืออุปสรรคที่เกิดขึ้น
4. งบประมาณการวิจัย ได้รับการจัดสรรไปในด้านต่างๆ อย่างเหมาะสม เพื่อให้งานวิจัยบรรลุตามวัตถุประสงค์ หรือไม่
 - เหมาะสม
5. ผลงานที่ได้จากการวิจัย มีความชัดเจน และสอดคล้องกับวัตถุประสงค์ หรือสามารถนำไปใช้แก้ไขประเด็นปัญหาได้ครบถ้วน หรือไม่
 - ผลวิจัยมีความชัดเจนและสอดคล้องกับวัตถุประสงค์
6. ประโยชน์ของผลงานการวิจัยในเชิงพาณิชย์ และ/หรือ การนำไปใช้ประโยชน์อื่นๆ มีความเป็นไปได้อย่างไร บ้าง มีข้อเสนอแนะเพิ่มเติมอะไรบ้าง
 - ผลงานวิจัยน่าจะมีประโยชน์ต่อการดูแลจัดการระบบนิเวศปะการังตามที่นักวิจัยนำเสนอ จะเป็นประโยชน์มากถ้าหากวิจัยให้ความเห็นหรือแนวทางเพิ่มเติมในการป้องกัน หรือลดผลกระทบของปรากฏการณ์โอลนิโอยและลานิโอยที่มีต่อการฟอกขาวของปะการัง จะทำให้หน่วยงานที่เกี่ยวข้องให้ความสำคัญกับผลการวิจัยนี้มากขึ้น

7. ผลงานที่ได้จากการวิจัย มีผลกระทบทางด้านเศรษฐกิจและสังคมอย่างไรบ้าง ทั้งในเมืองและลับ
- ผลวิจัยนี้มีผลดีต่อเศรษฐกิจและสังคมของประเทศ เนื่องจากมีส่วนช่วยให้การเกิดความรู้พื้นฐานที่สำคัญ ต่อการอนุรักษ์แนวป่ากรัง ซึ่งมีความสำคัญมากทั้งในเชิงนิเวศวิทยาและเชิงเศรษฐกิจ
8. สรุปผลการประเมินโครงการนี้
- [X] ควรได้รับการยอมรับ
- [] ไม่ควรได้รับการยอมรับ
- [] ควรได้รับการยอมรับ โดยให้ปรับปรุงในเรื่องดังต่อไปนี้
- [] ต้องการข้อมูลเพิ่มเติมในเรื่องดังต่อไปนี้
9. ข้อคิดเห็น/ข้อเสนอแนะอื่นๆ ในเรื่องการสนับสนุนให้มีการวิจัยและพัฒนาต่อไปในเรื่องนี้หรือเรื่องที่เกี่ยวข้อง กัน(ถ้ามี)
- ผู้ให้การสนับสนุนให้มีการวิจัยเรื่องนี้ต่อไป
-