



รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

โครงการ “การจัดทำรายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้
ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 2”
(องค์ความรู้และข้อมูลข่าวสารปัจจุบันด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย)
Thailand’ Second Assessment Report on Climate Change; TARC2
(Updated climate change knowledge and information of Thailand)

โดย ดร.อัศมน ลิ้มสกุล และคณะ



กรกฎาคม 2559

รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

โครงการ “การจัดทำรายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้
ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 2”
(องค์ความรู้และข้อมูลข่าวสารปัจจุบันด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย)
Thailand’ Second Assessment Report on Climate Change; TARC2
(Updated climate change knowledge and information of Thailand)

คณะผู้วิจัย

1. ดร.อัศมน ลิ้มสกุล
2. ดร.บุญลือ คะเชนทร์ชาติ
3. ดร.ปัทมา สิงห์รักษ์
4. ดร.สุริยัณห์ สาระมูล
5. ผศ.ดร.จิรสรณ์ สันติสิริสมบูรณ์
6. ดร.สมเกียรติ อภิพัฒน์วิศว์

สังกัด

กรมส่งเสริมคุณภาพสิ่งแวดล้อม
มหาวิทยาลัยมหิดล
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
มหาวิทยาลัยรามคำแหง
กรมชลประทาน

ชุดโครงการจัดทำรายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการ
เปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 2.

สนับสนุนโดยสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.)
(ความเห็นในรายงานนี้เป็นของผู้วิจัย สกว. ไม่จำเป็นต้องเห็นด้วยเสมอไป)

สารบัญ

	หน้า
สารบัญ	(1)
สารบัญตาราง	(3)
สารบัญรูป	(4)
บทสรุปสำหรับผู้บริหาร	(10)
บทที่ 1 ข้อค้นพบสำคัญในรายงานประเมินฉบับที่ 5 ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (Key Findings in the Fifth Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change)	1
ข้อสรุปสาระสำคัญ	2
1.1 บทนำ	3
1.2 ข้อค้นพบสำคัญในรายงานประเมินฉบับที่ 5 ของ IPCC	3
1.3 ช่องว่างของความรู้และแนวทางการพัฒนาองค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต	13
เอกสารอ้างอิง	15
บทที่ 2 หลักฐานการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทยจากข้อมูลตรวจวัดที่พื้นผิว (Surface Observation-based Evidence of Climate Change in Thailand)	16
ข้อสรุปสาระสำคัญ	17
2.1 การศึกษาด้านภูมิอากาศวิทยาและข้อมูลตรวจวัดในประเทศไทยหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1	19
2.2 แนวทางการประเมินองค์ความรู้	19
2.3 การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวและฝน	20
2.4 การเปลี่ยนแปลงความชื้น การระเหยและการแผ่รังสีของแสงอาทิตย์	30
2.5 การเปลี่ยนแปลงน้ำท่า น้ำท่วมและความแห้งแล้ง	32
2.6 การเปลี่ยนแปลงพายุหมุนเขตร้อน	35
2.7 การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ	38
2.8 สรุปผล ช่องว่างขององค์ความรู้และหัวข้องานวิจัยในอนาคต	43
เอกสารอ้างอิง	45
บทที่ 3 การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับทะเลชายฝั่ง (Climate Change in the Coastal Zone)	51
ข้อสรุปสาระสำคัญ	52
3.1 บทนำ	53
3.2 ระดับน้ำทะเล	53
3.3 คลื่นพายุซัดฝั่ง	65
3.4 อุณหภูมิผิวน้ำทะเล	67
3.5 องค์ความรู้ที่ยังขาด	68
เอกสารอ้างอิง	69

สารบัญ

	หน้า
บทที่ 4 การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตของประเทศไทย	72
(Future Climate Change in Thailand)	
ข้อสรุปสาระสำคัญ	73
4.1 แบบจำลองภูมิอากาศโลกและการพัฒนาขีดความสามารถแบบจำลอง	74
4.2 การย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก	80
4.3 การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทยในอนาคต	83
เอกสารอ้างอิง	92
บทที่ 5 ความแปรปรวนของภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และการเปลี่ยนแปลงในอนาคต	94
(Climate Variations in Southeast Asia and their Future Changes)	
ข้อสรุปสาระสำคัญ	95
5.1 บทนำ	97
5.2 มรสุมโลก	97
5.3 มรสุมเอเชีย-ออสเตรเลีย	98
5.4 แนวร่องความกดอากาศต่ำ	101
5.5 ปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO)	102
5.6 โหมดความแปรปรวนในมหาสมุทรอินเดีย	103
5.7 ปรากฏการณ์ El Nino-Southern Oscillation (ENSO)	103
5.8 การเปลี่ยนแปลงในอนาคตของภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้	106
เอกสารอ้างอิง	108
ภาคผนวก อภิธานศัพท์	115

สารบัญตาราง

	หน้า
ตารางที่ 1.1 เป้าหมายลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจก ภายในปี ค.ศ. 2050 (พ.ศ. 2593) และ ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) เพื่อควบคุมระดับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิเฉลี่ยของพื้นผิวโลกให้อยู่ในระดับที่เพิ่มขึ้นไม่เกิน 2 °C	13
ตารางที่ 2.1 ฐานข้อมูลภูมิอากาศที่ใช้ในการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาในประเทศไทย ในช่วงระหว่าง ปี ค.ศ. 2013 - 2015 (พ.ศ. 2556 - 2558)	25
ตารางที่ 2.2 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวรายปีในประเทศไทยที่รายงานใน TARC ฉบับที่ 1 และสรุปจากผลการศึกษาที่ได้ดำเนินการในช่วง ค.ศ. 2011 - 2016 (พ.ศ. 2554 - 2559)	27
ตารางที่ 2.3 พายุหมุนเขตร้อนที่มีขนาดสูงกว่าพายุดีเปรสชันเขตร้อน ที่เคลื่อนตัวผ่านและขึ้นฝั่งในประเทศไทยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1951 - 2010 (พ.ศ. 2494 - 2553)	37
ตารางที่ 2.4 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลง (จำนวนวันต่อทศวรรษ) ของดัชนีสุดขีดความรุนแรงของอุณหภูมิในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1970 - 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) ที่เฉลี่ยทุกสถานีตรวจวัดอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยาที่ใช้ในการศึกษา จำนวน 65 สถานี	41
ตารางที่ 2.5 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 - 2557) ที่เฉลี่ยทุกสถานีตรวจวัดอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยาที่ใช้ในการศึกษา จำนวน 41 สถานี	43
ตารางที่ 3.1 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในระดับท้องถิ่นที่ได้จากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ระหว่างปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) - ปัจจุบัน ในบริเวณทะเลจีนใต้และใกล้เคียง	60
ตารางที่ 3.2 สรุปการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำสัมพัทธ์ (Relative sea level) บริเวณเกาะหลักจากงานวิจัยที่ผ่านมา	61
ตารางที่ 4.1 การคาดประมาณภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในช่วงเฉลี่ยรายสิบปีของค่ารายวันจากการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก GFDL-ESM2M	86
ตารางที่ 4.2 การคาดประมาณภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในช่วงเฉลี่ยรายสิบปีของค่ารายวันจากการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก MPI-ESM-LR	87
ตารางที่ 4.3 การคาดประมาณภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในช่วงเฉลี่ยรายสิบปีของค่ารายวันจากการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก HadGEM2-ES	88

สารบัญรูป

	หน้า
รูปที่ 1.1 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยของพื้นแผ่นดินและมหาสมุทรโลกรวมกัน รายปีและรายทศวรรษจากฐานข้อมูล 3 ชุดในช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1880 – 2012 (พ.ศ. 2393 – 2555) (ก) และแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่ของอุณหภูมิเฉลี่ย ในช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1901– 2012 (พ.ศ. 2444 – 2555) ซึ่งเป็นช่วงเวลาที่มีการ บันทึกข้อมูลมีความสมบูรณ์และต่อเนื่องยาวนานที่สุด (ข)	4
รูปที่ 1.2 แนวโน้มการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกในศตวรรษที่ 20 เปรียบเทียบกับ ค่าเฉลี่ยในช่วงเวลาปี ค.ศ. 1900 - 1905 (พ.ศ. 2443 – 2448) ของฐานข้อมูลที่มี ข้อมูลยาวนานที่สุด โดยข้อมูลทุกฐานข้อมูล ถูกปรับความสอดคล้องของอนุกรมให้มี ค่าเหมือนกับค่าในปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) ซึ่งเป็นปีแรกของข้อมูลที่รวบรวมจาก ดาวเทียม Altimetry	6
รูปที่ 1.3 ค่าแรงบังคับการแผ่รังสีและค่าความไม่แน่นอน (error bar) ของแรงขับเคลื่อนหลัก ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เปรียบเทียบระหว่างปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) กับปี ค.ศ. 1750 (พ.ศ. 2293) โดยค่าที่แสดงเป็นค่าแรงบังคับการแผ่รังสีเฉลี่ยของโลก ที่แบ่งสัดส่วนตามสารประกอบที่ปลดปล่อยหรือกระบวนการที่ส่งผลต่อผลรวมของแรง ขับเคลื่อนนั้นๆ ระดับความเชื่อมั่นของค่าแรงบังคับการแผ่รังสีสุทธิ ประกอบด้วย VH=สูงมาก H=สูง M=ปานกลาง L=ต่ำ และ VL= ต่ำมาก)	8
รูปที่ 1.4 ภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบ Representative Concentration Pathways (RCPs) ในกรณีต่างๆ ซึ่งแสดงในรูปของค่าแรงบังคับการแผ่รังสีรวมใน 3 ช่วงเวลา คือ ในอดีต ระหว่างปี ค.ศ. 2000-2100 (พ.ศ. 2543 – 2643) และระหว่าง ปี ค.ศ. 2100-2500 (พ.ศ. 2643 – 3043)	9
รูปที่ 1.5 อนุกรมแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยของพื้นผิวโลกจากการคาดประมาณ ด้วยแบบจำลองภูมิอากาศ ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP2.6 RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 ระหว่างปี ค.ศ. 1950 - 2100 (พ.ศ. 2493 - 2643) เปรียบเทียบกับช่วงปี ค.ศ. 1986 - 2005 (พ.ศ. 2529 - 2548)	10
รูปที่ 1.6 การคาดประมาณการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกภายในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ด้วยแบบจำลองภายใต้ภาพการณ์จำลองแบบ RCP2.6 RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 เมื่อเปรียบเทียบกับช่วงเวลาที่ฐาน (ปี ค.ศ. 1986 – 2005 หรือ ปี พ.ศ. 2529 – 2548)	12
รูปที่ 2.1 จำนวนเอกสารงานวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาที่เนื้อหาและพื้นที่ศึกษาเกี่ยวข้องกับ ประเทศไทยโดยตรงและในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ แหลมอินโดจีนและอินโด- แปซิฟิก ซึ่งได้ถูกตีพิมพ์เผยแพร่ในวารสารที่มีกระบวนการตรวจสอบคุณภาพและ ความถูกต้องของเนื้อหาจากคณะผู้เชี่ยวชาญ (peer-reviewed journal) ทั้งในประเทศ และต่างประเทศ ในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 2000 - 2015 (พ.ศ. 2543 - 2558)	24

สารบัญรูป

	หน้า
รูปที่ 2.2 แนวโน้มการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับความเชื่อมั่น 95% ของอุณหภูมิเฉลี่ยรายปีในประเทศไทย (°C ในรอบ 40 ปี) ซึ่งวิเคราะห์จากอนุกรมข้อมูลรายวันในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1970 - 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) จากสถานีตรวจวัดอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา จำนวน 65 สถานี โดยค่าเฉลี่ยและค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานรายภาคแสดงในรูปเล็ก	28
รูปที่ 2.3 เปรียบเทียบแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงเชิงเวลาของอนุกรมข้อมูลอุณหภูมิเฉลี่ยที่เฉลี่ยทั้งประเทศไทยจากผลการวิเคราะห์ของ Limjirakan and Liksakul (2012a) และในรายงาน TARC ฉบับที่ 1	28
รูปที่ 2.4 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายนรายสถานีตรวจวัดอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา (มิลลิเมตรต่อทศวรรษ) และแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในภาพรวมของประเทศไทยในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 - 2557) โดยสามเหลี่ยมที่ระบายสีแดงและน้ำเงิน แสดงการเปลี่ยนแปลงที่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับความเชื่อมั่น 95%	29
รูปที่ 2.5 ความสัมพันธ์ในคาบเวลาระหว่างปีและระหว่างทศวรรษระหว่างอนุกรมของปริมาณฝนสะสมรายปีที่เฉลี่ยทุกสถานีในประเทศไทยและดัชนีที่แสดงถึงสถานะของปรากฏการณ์เอนโซ (Multi ENSO Index; MEI) โดยค่าลบและบวกของดัชนี MEI บ่งชี้ถึงแนวโน้มการเกิดเหตุการณ์ La Niña และเหตุการณ์ El Niño ตามลำดับ	29
รูปที่ 2.6 ปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมของปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ซึ่งแสดงในรูปของสัดส่วนเมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1979 - 2000 (พ.ศ. 2522 - 2543)	30
รูปที่ 2.7 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนและปริมาณน้ำท่ารายเดือนที่ สถานี C.2 ในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ.1955 -2000 (พ.ศ. 2498 - 2543)	33
รูปที่ 2.8 ปริมาณน้ำระบายรวมของแม่น้ำเจ้าพระยาที่จังหวัดนครสวรรค์ในช่วงเดือนมิถุนายนถึงเดือนตุลาคมของห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1965-1999 (พ.ศ.2508 - 2542) และปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554)	34
รูปที่ 2.9 ปริมาณน้ำระบายรายวันของแม่น้ำเจ้าพระยาที่จังหวัดนครสวรรค์ในช่วงเดือนมิถุนายนถึงเดือนตุลาคม สำหรับเหตุการณ์ปริมาณน้ำระบายรวมสูงสุด 5 ลำดับแรก เส้นประเส้นล่างและเส้นบน แสดงศักยภาพความสามารถระบายน้ำที่ก่อให้เกิดน้ำท่วมในบริเวณลุ่มน้ำตอนล่างของแม่น้ำเจ้าพระยาและความจุลำนํ้าของแม่น้ำเจ้าพระยาที่จังหวัดนครสวรรค์	34
รูปที่ 2.10 ความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1951 - 2014 (พ.ศ. 2494 - 2557) ภาพเล็กแสดงจำนวนพายุหมุนเขตร้อนที่มีขนาดสูงกว่าพายุดีเปรสชันเขตร้อนทั้งหมดในคาบเวลาทุก ๆ 10 ปี (ค.ศ. 1951 - 1960 1961 - 1970 1971 - 1980 1981 - 1990 1991 - 2000 และ 2001 - 2010)	36

สารบัญรูป

	หน้า
รูปที่ 2.11 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลง (จำนวนวันต่อทศวรรษ) ของดัชนีจำนวนคืนที่หนาว (TN10p) ดัชนีจำนวนวันที่หนาว (TX10p) ดัชนีจำนวนคืนที่อบอุ่น (TN90p) และดัชนีจำนวนวันที่อบอุ่น (TX90p) ในห้วงเวลา ค.ศ. 1970 - 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552)	40
รูปที่ 2.12 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของดัชนีจำนวนวันฝนตกรวมรายปี ดัชนีระยะเวลาที่ฝนตกอย่างต่อเนื่อง (CWD) ดัชนีความแรงของฝนอย่างง่าย (SDII) และดัชนีปริมาณฝนรวมจากเหตุการณ์ฝนตกหนัก (R95p) ในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 - 2557)	42
รูปที่ 3.1 อัตราการเปลี่ยนแปลงความสูงของผิวหน้าน้ำทะเล (Geocentric sea level) ที่ได้จากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ระหว่างปี ค.ศ. 1993 - 2012 (พ.ศ. 2536 - 2555) เส้นสีเทา คือระดับน้ำสัมพัทธ์จากสถานีวัดระดับน้ำระหว่างปี ค.ศ. 1950 - 2012 (พ.ศ. 2493 - 2555) เส้นสีแดง คือค่าระดับน้ำเฉลี่ยระดับโลก	56
รูปที่ 3.2 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลของทั่วโลก ระหว่างปี ค.ศ. 1993 (2536) ถึงปัจจุบัน ซึ่งคำนวณจากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ โดยไม่มีการแก้ค่าอิทธิพลของ GIA ความกดอากาศ น้ำขึ้นน้ำลง และปัจจัยอื่นๆ ในหน่วย มิลลิเมตรต่อปี	58
รูปที่ 3.3 การเปลี่ยนระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลก ระหว่างปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) - ปัจจุบัน ซึ่งคำนวณจากข้อมูลดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ขององค์กรต่างๆ คือ AVISO+ CSIRO CU NASA GSFC และ NOAA ค่าที่คำนวณได้หักค่าความผันแปรรายปีและมีการแก้ค่า inverse barometer effect และ GIA เรียบร้อยแล้ว เส้นสีดำเป็นเส้นแนวโน้มที่คำนวณได้จากข้อมูล ตัวเลขขวามือล่างเป็นค่าเฉลี่ยจากเส้นแนวโน้ม $\pm$ ค่าความไม่แน่นอน	59
รูปที่ 3.4 ภาพการณ์การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกในอนาคต จากแบบจำลอง process-based เนื่องจากกระบวนการต่างๆ ภายใต้ภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกทั้ง 4 แบบ ระหว่างปี ค.ศ. 2081 - 2100 (พ.ศ. 2624 - 2643) เมื่อเปรียบเทียบกับห้วงเวลาปีฐานในช่วงตั้งแต่ ปี ค.ศ. 1986 - 2005 (พ.ศ. 2529 - 2548)	63
รูปที่ 3.5 ภาพการณ์จำลองบริเวณที่ได้รับผลกระทบการจากเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ ในกรณี (1) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 50 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 28 เซนติเมตร (เส้นสีแดง) (2) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 25 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 28 เซนติเมตร (เส้นสีเขียว) (3) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 10 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 28 เซนติเมตร (เส้นสีฟ้า) (4) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 5 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 14 เซนติเมตร (เส้นสีเหลือง) ตามลำดับ	65
รูปที่ 3.6 ความแตกต่างของจำนวนพายุเฉลี่ย ช่วงปี ค.ศ. 2069 - 2089 (พ.ศ. 2612 - 2632) เปรียบเทียบกับช่วงปี ค.ศ. 1961 - 1990 (พ.ศ. 2504 - 2533) ของเดือนมิถุนายนถึงเดือนกันยายน (a-f) และเดือนตุลาคมถึงเดือนธันวาคม (g-l) จากแบบจำลอง PRECISQ0 (a และ g) แบบจำลอง PRECISQ3 (b และ h) PRECISQ10 (c และ i) PRECISQ11 (d และ j) PRECISQ13 (e และ k) และ ensemble mean (f และ l)	67

สารบัญรูป

	หน้า
รูปที่ 3.7 ความแตกต่างของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ย (หน่วย เคลวิน) ช่วงปี ค.ศ. 2069 – 2089 (พ.ศ. 2612 - 2632) เปรียบเทียบกับช่วงปี ค.ศ. 1961-1990 (พ.ศ. 2504 - 2533) ของเดือนมิถุนายนถึงเดือนธันวาคม จากแบบจำลอง PRECISQ0 (a) แบบจำลอง PRECISQ3 (b) PRECISQ10 (c) PRECISQ11 (d) PRECISQ13 (e)	68
รูปที่ 4.1 เปรียบเทียบความคล้ายคลึงกันระหว่างภาพการจำลองแบบ RCPs และ ภาพการจำลองแบบ SRES	76
รูปที่ 4.2 การพัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศโลก	79
รูปที่ 4.3 แบบจำลองภูมิอากาศโลกความละเอียดแนวราบ (ก) สูง (ข) สูงมาก	79
รูปที่ 4.4 โดเมนเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ที่ใช้ในการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกในประเทศไทยในปัจจุบัน และภายใต้โครงการ SEACLID/CORDEX Southeast Asia Project	82
รูปที่ 4.5 ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันของประเทศไทยในอนาคต จากการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก GCM-GFDL-ESM2M	89
รูปที่ 4.6 ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันของประเทศไทยในอนาคต จากการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก GCM-MPI-ESM-LR	90
รูปที่ 4.7 ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันของประเทศไทยในอนาคต จากการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก GCM-HadGEM2-ES	91
รูปที่ 5.1 ภาพการจำลองการเปลี่ยนแปลงในอนาคต (ปี ค.ศ. 2080 - 2099 หรือ พ.ศ. 2623 - 2642) เทียบกับปัจจุบัน (ปี ค.ศ. 1986-2005 หรือ พ.ศ. 2529 - 2548) ของพื้นที่มรสุมโลก (global monsoon area; GMA) ความเข้มของฝนมรสุมโลก (global monsoon intensity; GMI) ปริมาณฝนมรสุมโลกรวม (global monsoon total precipitation; GMP) ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานของความแปรปรวนระหว่างปีของฝนมรสุมเฉลี่ยรายฤดูกาล (standard deviation of interannual variability in seasonal average precipitation; Psd) ดัชนีความเข้มของฝนรายวัน (simple daily precipitation intensity index; SDII) ดัชนีปริมาณฝนรวมสูงสุดในรอบ 5 วัน (seasonal maximum 5-day precipitation total; R5d) จำนวนวันที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่อง (seasonal maximum consecutive dry days; CDD) ช่วงเวลาฤดูมรสุม (monsoon season duration; DUR) ภายใต้ภาพการจำลอง RCP2.6 (สีน้ำเงิน) RCP4.5 (สีฟ้า) RCP6.0 (สีส้ม) และ RCP8.5 (สีแดง) ดัชนีทุกดัชนีคำนวณจากข้อมูลในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนกันยายนสำหรับซีกโลกเหนือและในช่วงพฤศจิกายนถึงเดือนมีนาคมสำหรับซีกโลกใต้	98

สารบัญรูป

	หน้า
รูปที่ 5.2 โดเมนมรสุมบนแผ่นดินของภูมิภาคต่างๆ ในช่วงเวลาปัจจุบัน (ปี ค.ศ. 1986 – 2005 หรือ พ.ศ. 2529 - 2548) ซึ่งแบ่งตามค่าฝนเฉลี่ยของแบบจำลอง จำนวน 26 แบบจำลองของ CMIP5 โดยใช้เส้นศูนย์สูตร แบ่งเขตรมรสุม ดังนี้ ภูมิภาคเหนือเส้นศูนย์สูตร ได้แก่ ระบบมรสุมอเมริกาเหนือ (North America Monsoon System; NAMS) มรสุมแอฟริกาเหนือ (North Africa; NAF) มรสุมเอเชียใต้ (Southern Asia; SAS) และมรสุมฤดูร้อนเอเชียตะวันออก (East Asia Summer; EAS) และภูมิภาคใต้เส้นศูนย์สูตร ได้แก่ ระบบมรสุมอเมริกาใต้ (South America Monsoon System; SAMS) มรสุมแอฟริกาใต้ (South Africa; SAF) และมรสุมออสเตรเลีย-คาบสมุทร (Australian-Maritime Continent; AUSMC) ทั้งนี้ เส้นแวง 60° ตะวันออก เป็นเส้นแบ่ง NAF และ SAS ในขณะที่ เส้นรุ้ง 20° เหนือ และเส้นแวง 100° ตะวันออก เป็นเขตแบ่ง SAS และ EAS โดยโดเมนของภูมิภาคทั้งหมดอยู่ระหว่างเส้นรุ้ง 40° ใต้และ 40° เหนือ	99
รูปที่ 5.3 การเปลี่ยนแปลงของดัชนีฝนในเขตรมรสุมเอเชียใต้ที่ได้จากแบบจำลองของ CMIP5 (ซ้าย) การเปลี่ยนแปลงตามเวลาของค่าความผิดปกติในรูป % ของฝนฤดูร้อนของข้อมูลตรวจวัดและผลจากแบบจำลองเมื่อเทียบกับค่าเฉลี่ยในห้วงเวลาปัจจุบัน โดยแสดงในรูปค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ทุก 20 ปี ค่าเฉลี่ยที่ได้จากแบบจำลองแสดงด้วยเส้นทึบ ทั้งนี้ เส้นทึบสีเทาแสดงค่าเฉลี่ยของข้อมูลในช่วงเวลาที่ผ่านมาที่จำลองจากแบบจำลอง จำนวน 40 แบบจำลอง เส้นทึบสีน้ำเงินแสดงค่าเฉลี่ยที่จำลองจากแบบจำลองจำนวน 24 จำลอง ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP2.6 เส้นทึบสีฟ้าแสดงค่าเฉลี่ยที่จำลองจากแบบจำลองจำนวน 34 จำลอง ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP4.5 เส้นทึบสีส้มแสดงค่าเฉลี่ยที่จำลองจากแบบจำลองจำนวน 20 จำลอง ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP6.0 และเส้นทึบสีแดงแสดงค่าเฉลี่ยที่จำลองจากแบบจำลองจำนวน 32 จำลอง ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 ค่าช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ 10 และ 90 นั้นแสดงในรูปแถบสีม่วงและแถบสีส้มสำหรับภาพการณ์จำลอง RCP2.6 และ RCP8.5 ตามลำดับ (ขวา) การเปลี่ยนแปลงของดัชนีฝนในอนาคต (ช่วงปี ค.ศ. 2080-2099 หรือ พ.ศ. 2623 - 2642) เทียบกับค่าเฉลี่ยในห้วงเวลาปัจจุบันของค่าฝนเฉลี่ย (Pav) ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานของความแปรปรวนระหว่างปีของฝนฤดูกาลเฉลี่ย (Psd) ดัชนีความเข้มข้นของฝนรายวัน (SDII) ดัชนีปริมาณฝนรวมสูงสุดในรอบ 5 วัน (R5d) จำนวนวันที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่อง (CDD) วันเริ่มฤดูมรสุม (ONS) วันสิ้นสุดฤดูมรสุม (RET) และช่วงเวลาฤดูมรสุม (DUR) ดัชนีทุกดัชนีคำนวณจากข้อมูลในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนกันยายนสำหรับซีกโลกเหนือและในช่วงพฤศจิกายนถึงเดือนมีนาคมสำหรับซีกโลกใต้	100
รูปที่ 5.4 วงจรตามฤดูกาลของการเปลี่ยนแปลงของฝนเฉลี่ยตามแนวเส้นแวงในเขตร้อนชื้น (ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 ในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 2081 – 2100 (พ.ศ. 2624 – 2643) เทียบกับห้วงเวลาระหว่างปี 1985 -2005 (พ.ศ. 2528 – 2548)) จากค่าเฉลี่ยของแบบจำลอง จำนวน 18 แบบจำลองของ CMIP5 โดยเส้นสีแดง แสดงถึงค่าสูงสุดตามแนวเส้นรุ้งของฝนเฉลี่ยในระยะยาว	102

สารบัญรูป

	หน้า
รูปที่ 5.5	105
รูปภาพเชิงอุดมคติแสดงสภาพบรรยากาศและมหาสมุทรของพื้นที่แปซิฟิกเขตร้อนชื้น และการปฏิสัมพันธ์ในช่วงสภาพปกติ ในสภาพที่เกิดเหตุการณ์ El Niño และในสภาพที่โลกร้อนขึ้น (a) สภาพภูมิอากาศโดยปกติของพื้นที่แปซิฟิกเขตร้อนชื้นซึ่งแสดงให้เห็นถึงอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ลมพื้นผิวที่เกี่ยวข้องกับการหมุนเวียน Walker และตำแหน่งปกติของการนำพาความร้อนและน้ำผุดของชั้นน้ำ Thermocline (b) ลักษณะทั่วไปในช่วงที่เกิดเหตุการณ์ El Niño ซึ่งอุณหภูมิผิวน้ำทะเล จะอุ่นผิดปกติในฝั่งตะวันออก ตำแหน่งการนำพาความร้อนได้เคลื่อนตัวไปทางตอนกลางของแปซิฟิก ลมสินค้าทางทิศตะวันออกอ่อนกำลังลง การหมุนเวียน Walker ถูกรบกวน ชั้นน้ำ Thermocline แบบราบลงส่งผลให้น้ำผุดลดลง (c) สภาพภูมิอากาศโดยทั่วไปที่อาจเป็นไปได้ภายใต้การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศซึ่งประมวลจากข้อมูลตรวจวัด ทฤษฎีและแบบจำลองภูมิอากาศ โดยลมสินค้าจะอ่อนกำลังลง ชั้นน้ำ Thermocline แบบราบลงและตื้นขึ้น ส่งผลให้น้ำผุดลดลง อุณหภูมิผิวน้ำทะเลแถบเส้นศูนย์สูตรร้อนขึ้น รูปภาพด้านซ้ายแสดงด้วยค่าอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ส่วนรูปภาพด้านขวาแสดงด้วยค่าผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล	
รูปที่ 5.6	107
การเปลี่ยนแปลงค่ามัธยฐานของปริมาณฝนในช่วงมรสุมฤดูหนาวของซีกโลกเหนือในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ในอนาคตซึ่งแสดงในหน่วยของเปอร์เซ็นต์ สำหรับภาพการจำลอง RCP2.6 RCP4.5 และ RCP8.5 โดยคอลัมน์ที่ 4 แสดงค่าเฉลี่ยตามแนวเส้นแนวของความแปรปรวนของปริมาณฝนในช่วงมรสุมฤดูหนาว (มิลลิเมตรต่อเดือน)	

บทสรุปสำหรับผู้บริหาร

(Summary for Policymakers)

คณะทำงานกลุ่มที่ 1

องค์ความรู้และข้อมูลข่าวสารปัจจุบันด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย

(Working Group 1: Updated climate change knowledge and information of Thailand)

รายงานสังเคราะห์และประมวลสถานการณ์องค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 2

1. บทนำ

รายงานสังเคราะห์และประมวลสถานการณ์ภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 2 (Thailand' Second Assessment Report on Climate Change; TARC2) ในส่วนของคณะทำงานกลุ่มที่ 1 นี้ เป็นการประเมินเพื่อเพิ่มเติมเนื้อหาและเสริมองค์ความรู้ใหม่ๆ ของรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ให้เป็นปัจจุบัน ชัดเจนและครอบคลุมมากขึ้น ซึ่งหัวข้อที่ได้ทำการทบทวนและสังเคราะห์เนื้อหา รวมถึงเพิ่มเติมองค์ความรู้ ประกอบด้วย ข้อค้นพบสำคัญในรายงานประเมินฉบับที่ 5 (Fifth Assessment Report; AR5) ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC) แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทยจากข้อมูลตรวจวัดที่พื้นผิว การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับทะเลชายฝั่ง การจำลองภูมิอากาศและการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตของประเทศไทย และความแปรปรวนของภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และการเปลี่ยนแปลงในอนาคต รายงานนี้ได้ดำเนินการ บนพื้นฐานของข้อมูล งานวิจัยและรายงานทางวิชาการต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องกับประเทศไทยเป็นหลัก เพื่อเน้นให้เห็นถึงความสำคัญขององค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์กายภาพของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศใหม่ๆ ที่ได้มีการศึกษาวิจัยและตีพิมพ์เผยแพร่ในช่วงเร็ว ๆ นี้ ตลอดจนระบุถึงประเด็นที่ยังไม่ชัดเจนและจำเป็นต้องศึกษาวิจัยเพิ่มเติมในอนาคต

แนวทางการประเมิน ให้ความสำคัญต่อความเชื่อมั่นและความไม่แน่นอนของผลการสังเคราะห์ โดยพิจารณาจากชนิด จำนวนและความสอดคล้องของหลักฐานจากเอกสารและผลการศึกษาต่างๆ ที่ได้ทำการทบทวน ทั้งนี้ คำศัพท์เพื่ออธิบายและสื่อสารถึงจำนวนของหลักฐาน ประกอบด้วย จำกัด ปานกลางและเข้มแข็ง (robust) ส่วนคำศัพท์เพื่ออธิบายและสื่อสารความเชื่อมั่นของผลการสังเคราะห์และการยอมรับเชิงคุณภาพ ประกอบด้วย 3 ระดับ คือ ต่ำ ปานกลาง และสูง

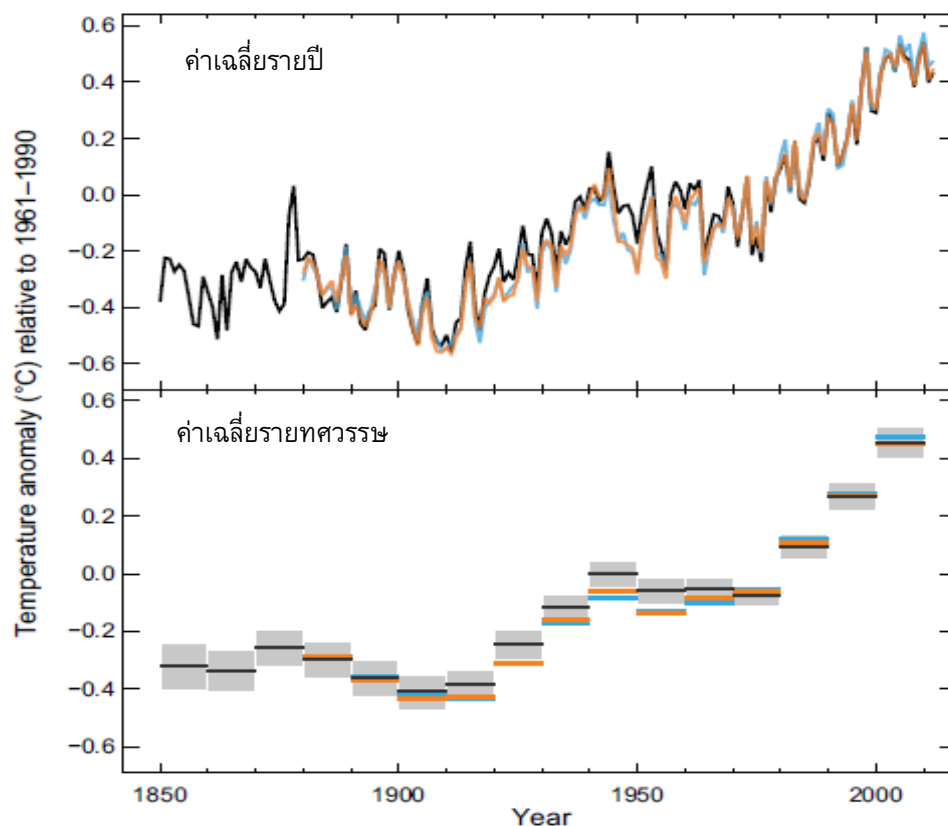
2. ข้อค้นพบสำคัญในรายงานประเมินฉบับที่ 5 (AR5) ของ IPCC

รายงาน AR5 ของ IPCC ระบุว่า อุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของแผ่นดินและมหาสมุทรรวมกัน เพิ่มขึ้น 0.85°C ในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 1880 - 2012 (พ.ศ. 2423 - 2555) (รูปที่ 1) ส่วนปริมาณหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ย บริเวณพื้นดินแถบละติจูดกลางของซีกโลกเหนือ มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นนับตั้งแต่ปี ค.ศ. 1901 (พ.ศ. 2444) โดยในช่วงครึ่งหลังของศตวรรษที่ 20 ได้มีการสังเกตพบการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของภูมิอากาศ (extreme climate event) หลายเหตุการณ์ ทั้งนี้ แผ่นน้ำแข็งบริเวณกรีนแลนด์และแอนตาร์กติกา มีขนาดลดลง ในช่วงสองถึงสามทศวรรษที่ผ่านมา เช่นเดียวกับธารน้ำแข็งเกือบทั่วโลกและทะเลน้ำแข็งอาร์กติก รวมทั้งพื้นที่ หิมะปกคลุมในฤดูใบไม้ผลิในซีกโลกเหนือ ยังคงหดตัวลดลงอย่างต่อเนื่อง การเปลี่ยนแปลงเหล่านี้ ส่งผลต่อให้ ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกสูงขึ้น 0.19 เมตร ข้อค้นพบอีกประการหนึ่งเกี่ยวกับมหาสมุทร คือ นับตั้งแต่ยุคปฏิวัติ อุตสาหกรรมเป็นต้นมา มหาสมุทรมีความเป็นกรด (acidification) เพิ่มขึ้นร้อยละ 26 การเพิ่มขึ้นของความเข้มข้น ของก๊าซเรือนกระจกในชั้นบรรยากาศจากกิจกรรมของมนุษย์ เป็นสาเหตุหลักของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ที่สังเกตพบดังกล่าว ซึ่งในปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ความเข้มข้นของคาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) มีเทน (CH_4) และไนตรัสออกไซด์ (N_2O) ในชั้นบรรยากาศ มีค่าสูงกว่าร้อยละ 40 150 และ 20 ตามลำดับ เมื่อเปรียบเทียบกับ ยุคก่อนการปฏิวัติอุตสาหกรรม

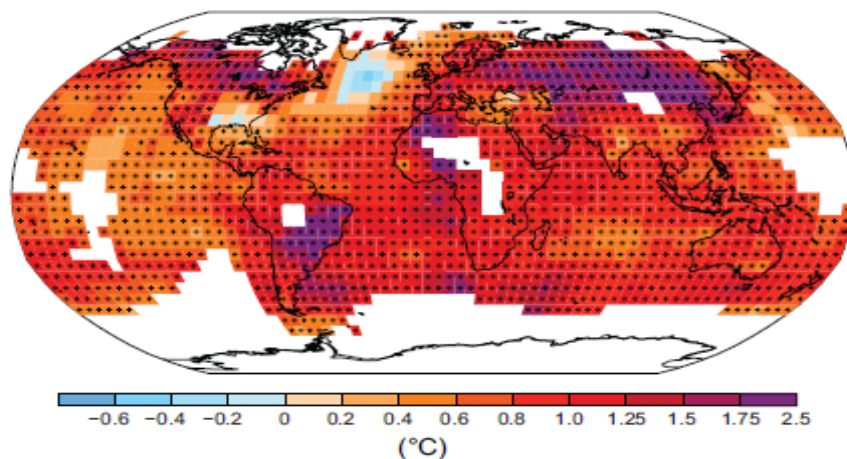
แบบจำลองภูมิอากาศเมื่อคาดประมาณด้วยภาพการณ์จำลอง (scenario) การปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบใหม่ที่เรียกว่า “Representative Concentration Pathways” (RCPs) หรือวิถีความเข้มข้นตัวอย่าง ระบุว่าอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยพื้นผิวโลกเมื่อสิ้นสุดศตวรรษที่ 21 จะมีค่าสูงขึ้นในช่วง 0.3 – 4.8 °C โดยเมื่ออุณหภูมิโลกเฉลี่ยสูงขึ้น ส่งผลให้ทะเลน้ำแข็งบริเวณขั้วโลกเหนือและหิมะที่ปกคลุมในฤดูใบไม้ผลิทางซีกโลกเหนือจะลดขนาดและบางลงอย่างต่อเนื่องในช่วงศตวรรษที่ 21 ส่วนระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลก คาดประมาณจะเพิ่มสูงขึ้นอย่างต่อเนื่องในศตวรรษที่ 21 ซึ่งมีค่าอยู่ในช่วง 0.26 – 0.82 เมตร

ในรายงาน AR5 ของ IPCC ยังคงมีความไม่แน่นอนสำคัญของผลการศึกษาที่ผ่านมาและช่องว่างขององค์ความรู้บางประเด็นที่ต้องพัฒนาเพิ่มเติมในอนาคต ซึ่งทิศทางหลักๆ ของการจัดทำรายงานประเมินฉบับที่ 6 ของ IPCC นั้น จะประกอบด้วย การวิเคราะห์ข้อมูลและสังเคราะห์องค์ความรู้ใหม่ ๆ เพิ่มเติม ควบคู่กับการพัฒนาภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบ Shared Socioeconomic Pathways (SSPs) ซึ่งกำหนดเงื่อนไขของภาพการณ์จำลองตามระดับการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคม ภายใต้แนวทางการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกและการปรับตัวควบคู่กันไป

(ก) ค่าผิดปกติจากค่าเฉลี่ยระยะยาวของอุณหภูมิอากาศตรวจวัดพื้นผิวซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยของพื้นแผ่นดินและมหาสมุทรโลกรวมกันในห้วงเวลาระหว่าง ปี ค.ศ. 1850 - 2012



(ข) การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศตรวจวัดที่พื้นผิวในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1901 - 2012



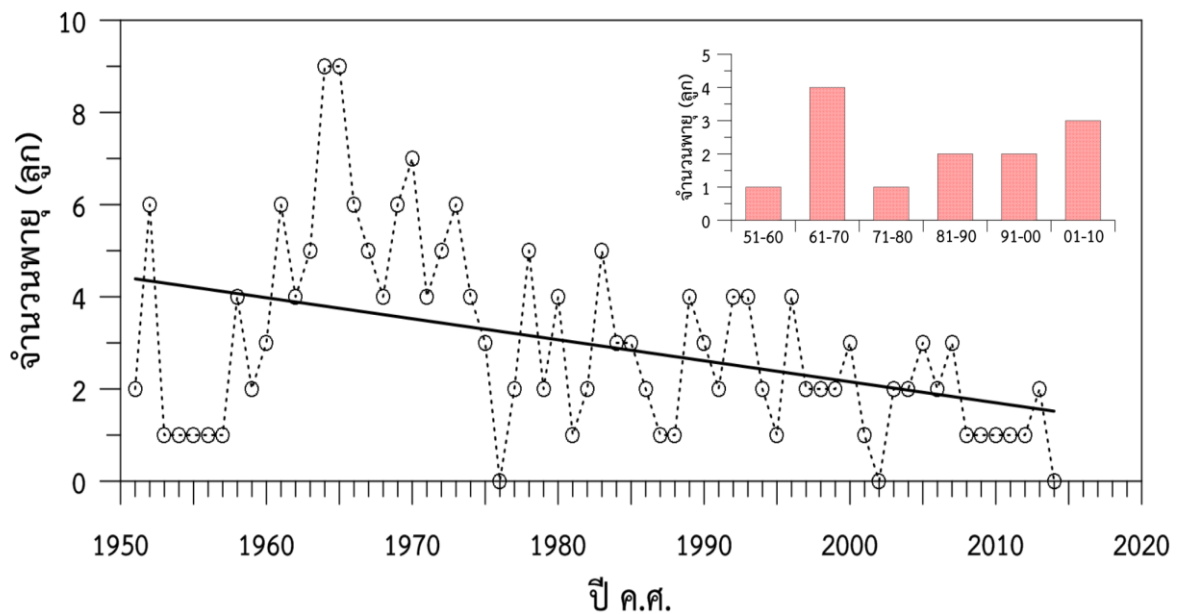
รูปที่ 1 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยของพื้นแผ่นดินและมหาสมุทรโลกรวมกันรายปีและรายทศวรรษ จากฐานข้อมูล 3 ชุดในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1880 - 2012 (พ.ศ. 2393 - 2555) (ก) และแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่ของอุณหภูมิเฉลี่ยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1901- 2012 (พ.ศ. 2444 - 2555) ซึ่งเป็นห้วงเวลาที่มีการบันทึกข้อมูลมีความสมบูรณ์และต่อเนื่องยาวนานที่สุด (ข) (ที่มา: IPCC, 2013)

3. แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทยจากข้อมูลตรวจวัดที่พื้นผิว

การประมวลและสังเคราะห์ผลการศึกษการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย ในบริบทหลักฐานและข้อมูลตรวจวัดที่พื้นผิวในช่วงหลังรายงาน TARC ฉบับที่ 1 (ค.ศ. 2011 หรือ พ.ศ. 2554) ถึงปัจจุบัน ได้ช่วยเพิ่มเติมองค์ความรู้ใหม่ๆ และเสริมเนื้อหาให้เป็นปัจจุบันและมีความชัดเจนมากขึ้น การศึกษาในช่วงหลังรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ต่างแสดงผลที่สอดคล้องกันถึงการร้อนขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของประเทศไทย ด้วยความมั่นใจในระดับสูง โดยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1970 – 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) อุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ยและอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายปีของประเทศไทย มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น 0.96 0.92 และ 1.04 °C ตามลำดับ ส่วนการศึกษการเปลี่ยนแปลงของฝนในช่วงหลังรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ช่วยเพิ่มเติมหลักฐานแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญเมื่อวิเคราะห์ในสเกลพื้นที่และเวลาที่มีความละเอียดขึ้น โดยพบว่าปริมาณฝนสะสมรายปีในภาคใต้ฝั่งอันดามันและฝั่งอ่าวไทยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 - 2557) มีแนวโน้มลดลงและเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ ในขณะที่ ปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายนในประเทศไทย มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญในอัตรา 64.8 มิลลิเมตรในรอบ 60 ปีที่ผ่านมา (ค.ศ. 1955 - 2014 หรือ พ.ศ. 2498 - 2557) โดยภาพแล้ว หลักฐานและระดับความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของฝนในประเทศไทยบนพื้นฐานของการศึกษาที่ผ่านมา อยู่ในระดับปานกลาง

การศึกษการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในประเทศไทย ในห้วงเวลาหลังจากปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ถึงปัจจุบัน ช่วยเพิ่มความมั่นใจถึงข้อสรุปที่ว่า สภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทย มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญในรอบ 40 - 50 ปีที่ผ่านมา ซึ่งตอบสนองต่อการร้อนขึ้นของประเทศไทย ส่วนองค์ความรู้ใหม่ๆ จากการศึกษาในช่วงล่าสุด ช่วยสร้างความชัดเจนต่อการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทย ซึ่งบ่งชี้ให้เห็นถึงความถี่ของเหตุการณ์ฝนและระยะเวลาที่ฝนตกอย่างต่อเนื่องในพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยลดลง แต่ความแรงของฝนและความเข้มของฝนจากเหตุการณ์ฝนตกหนัก รวมถึงปริมาณฝนรวมจากเหตุการณ์ฝนหนัก กลับมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ การศึกษาล่าสุด ยังแสดงผลที่สอดคล้องอีกประการหนึ่ง คือ ปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) เมื่อเกิดเหตุการณ์น้ำท่วมครั้งใหญ่ในลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยา เป็นปีที่ปริมาณฝนและสภาวะสุดขีดของฝนมีค่าสูงสุดเท่าที่มีการบันทึกมาในรอบ 60 ปี ทั้งนี้ หลักฐานแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของฝน ได้เพิ่มขึ้นในระดับปานกลาง ส่งผลให้ความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลง ได้เพิ่มขึ้นในระดับปานกลางเช่นกัน

บนพื้นฐานของข้อมูลที่ได้บันทึกในรอบ 64 ปีที่ผ่านมา (ค.ศ. 1951 - 2014 หรือ พ.ศ. 2494 - 2557) พบว่า ความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย มีแนวโน้มลดลงอย่างมีนัยสำคัญ (รูปที่ 2) อย่างไรก็ตามภายใต้การลดลงของความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนนั้น กลับพบว่า จำนวนพายุหมุนเขตร้อนในระดับที่รุนแรงกว่าพายุดีเปรสชันเขตร้อนที่เกิดขึ้นทั้งหมดในรอบทุก ๆ 10 ปี กลับมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตั้งแต่ทศวรรษที่ 1970 (รูปที่ 2) การเปลี่ยนแปลงดังกล่าว อาจบ่งชี้ถึงความเสี่ยงที่เพิ่มขึ้นของประเทศไทยต่อเหตุการณ์สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ ทั้งจากเหตุการณ์ฝนตกหนักและน้ำท่วมที่เกิดขึ้นเป็นระยะๆ สลับกับการเกิดภาวะความแห้งแล้งที่ยาวนานขึ้น ผลการประมวลและสังเคราะห์องค์ความรู้ในประเด็นนี้ พบว่า หลักฐานและระดับความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงพายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทย อยู่ในระดับปานกลาง



รูปที่ 2 ความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1951 - 2014 (พ.ศ. 2494 - 2557) ภาพเล็กแสดงจำนวนพายุหมุนเขตร้อนที่มีขนาดสูงกว่าพายุดีเปรสชันเขตร้อนทั้งหมดในคาบเวลาทุกๆ 10 ปี (ค.ศ. 1951 - 1960 1961 - 1970 1971 - 1980 1981 - 1990 1991 - 2000 และ 2001 - 2010) (ที่มา: TMD, 2011 และกรมอุตุนิยมวิทยา, 2558)

4. การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับทะเลชายฝั่ง

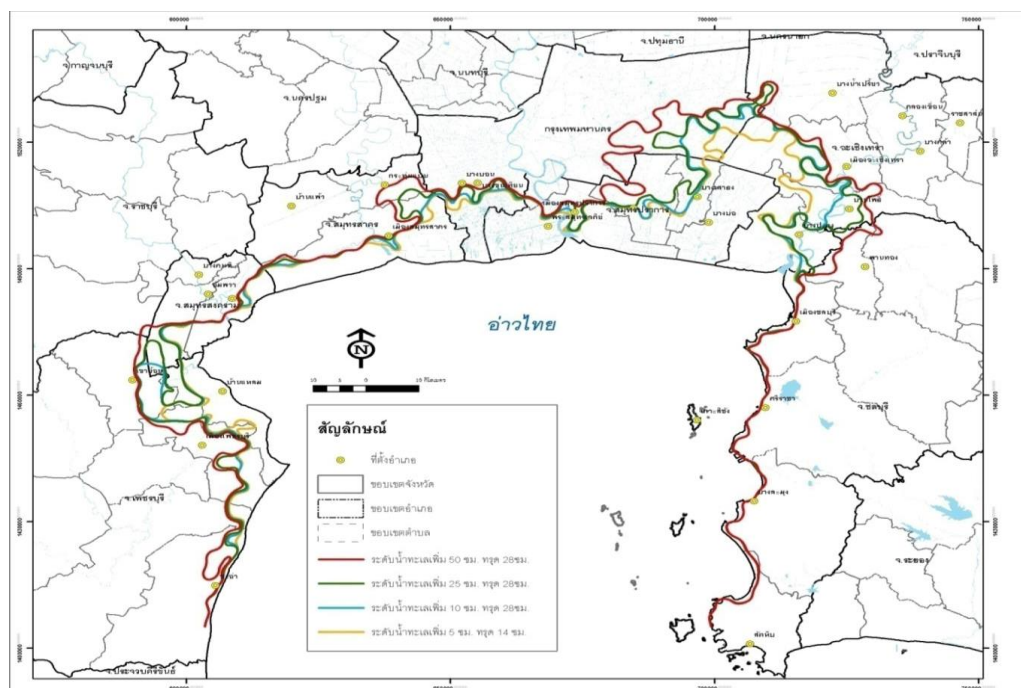
ผลการประเมินและสังเคราะห์ผลการศึกษาและองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับทะเลชายฝั่งทั้งในระดับโลก ระดับภูมิภาคและในประเทศไทย พบว่า ระดับน้ำทะเล เป็นการเปลี่ยนแปลงสำคัญที่พบบริเวณชายฝั่ง ซึ่งสาเหตุอาจเกิดจากการที่มวลหรือปริมาตรของน้ำทะเลมีการเพิ่มขึ้นโดยผ่านวัฏจักรน้ำ และ/หรือเกิดจากการขยายตัวของน้ำทะเลอันเนื่องมาจากการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิ น้ำทะเล กระบวนการขับเคลื่อนการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล มีได้ทั้งในห้วงเวลาสั้น เช่น น้ำขึ้นน้ำลง คลื่นผิวน้ำ และคลื่นพายุซัดฝั่ง เป็นต้น และในห้วงเวลายาวนาน เช่น ปรากฏการณ์ El Nino-Southern Oscillation (ENSO) และ Pacific Decadal Oscillation (PDO) เป็นต้น นอกจากนี้ การเคลื่อนตัวในแนวตั้งของผิวโลก ยังส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลได้อีกด้วย เช่น ผลจากกระบวนการเทคโทนิค และ Post-Glacial rebound

การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล สามารถศึกษาได้จากสถานีวัดระดับน้ำและจากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของระดับน้ำในระดับโลกมีค่าเพิ่มขึ้นประมาณ 2.8 (สถานีตรวจวัด) - 3.2 (ดาวเทียม) มิลลิเมตรต่อปี ซึ่งหากพิจารณาในสเกลระดับภูมิภาคแล้ว การเปลี่ยนแปลงอาจมีค่าลดลงในบางพื้นที่ ขณะที่บางพื้นที่อาจมีค่าเพิ่มขึ้น ซึ่งขึ้นอยู่กับปัจจัยทางกายภาพหลาย ๆ ปัจจัย การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำที่คำนวณจากดาวเทียม บริเวณทะเลอันดามัน ทะเลจีนใต้และทะเลในประเทศอินโดนีเซีย ซึ่งเป็นบริเวณที่อยู่ใกล้กับประเทศไทย พบว่ามีค่าเพิ่มขึ้นอยู่ระหว่าง 3.6 - 6.6 มิลลิเมตรต่อปี สำหรับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำที่มีการศึกษาในประเทศไทย พบว่าข้อมูลที่น่าสนใจจะมาศึกษาแทบทั้งหมดจะเป็นข้อมูลจากสถานีวัดระดับน้ำ และการเปลี่ยนแปลงที่คำนวณส่วนใหญ่จะเป็นการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำสัมพัทธ์ โดยค่าที่ได้ถึงแม้จะเป็น

ข้อมูล ณ สถานที่เดียวกัน แต่มีความแตกต่างกัน ซึ่งสาเหตุอาจมาจาก ระยะเวลาของข้อมูลที่ใช้ในการคำนวณ วิธีการที่ใช้ในการคำนวณ เป็นต้น ในบางพื้นที่โดยเฉพาะบริเวณอ่าวไทยตอนบนค่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ สัมพัทธ์จะมีค่าสูงกว่าบริเวณอื่นๆ ทั้งนี้เนื่องมาจากบริเวณอ่าวไทยตอนบนมีการสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้ ทำให้พื้นดินมีการจมตัว นอกจากนี้ ภายหลังเหตุการณ์สึนามิ พบว่าแผ่นดินในประเทศไทยและบริเวณใกล้เคียงมีการ เคลื่อนตัวในแนวดิ่ง โดยในประเทศไทยพบว่ามีกรยกตัวของแผ่นดิน ซึ่งส่งผลทำให้การเปลี่ยนแปลงของระดับ น้ำสัมพัทธ์มีการเปลี่ยนแปลงตามไปด้วย โดยภาพแล้ว หลักฐานและระดับความมั่นใจต่อแนวโน้มการ เปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในบริเวณชายฝั่งของประเทศไทยบนพื้นฐานของการศึกษาเหล่านี้ ยังถูกประเมิน ว่าอยู่ในระดับปานกลาง

ภาพการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในพื้นที่อ่าวไทย พบว่าในช่วง 30 ปีข้างหน้า การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ย มีค่าอยู่ระหว่าง 10 - 20 เซนติเมตร โดยพื้นที่ที่มีการศึกษาภาพการณ์ การเปลี่ยนแปลงคือบริเวณภาคกลางตอนล่าง และจากแบบจำลองการท่วมของแผ่นดินของบริเวณภาคกลาง ตอนล่าง พบว่าพื้นที่กรุงเทพฝั่งตะวันออก สมุทรปราการและฉะเชิงเทรา จะได้รับผลกระทบมากที่สุด (รูปที่ 3) อย่างไรก็ตาม การนำข้อมูลจากการศึกษานี้ ไปใช้ประโยชน์ต่อ ควรระมัดระวังเพื่อไม่ให้เกิดความเข้าใจที่ คลาดเคลื่อน เนื่องจากผลการศึกษา อยู่ภายใต้ข้อจำกัดของโมเดลและข้อมูล รวมทั้งสมมุติฐานที่ใช้

ส่วนภาพการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงของพายุหมุนเขตร้อน ที่อาจผ่านเข้าสู่อ่าวไทยและทำให้เกิดภัย จากคลื่นพายุซัดฝั่งได้นั้น พบว่าในช่วงสิ้นศตวรรษ จำนวนพายุหมุนที่มีโอกาสเคลื่อนที่เข้าสู่อ่าวไทยในช่วง เดือนตุลาคมถึงเดือนธันวาคม จะลดลง 20 – 44% แต่จำนวนพายุที่มีความรุนแรงจะเพิ่มขึ้น 3 – 9% ส่วนอุณหภูมิน้ำทะเลจะเพิ่มขึ้นประมาณ 2 - 4 °C



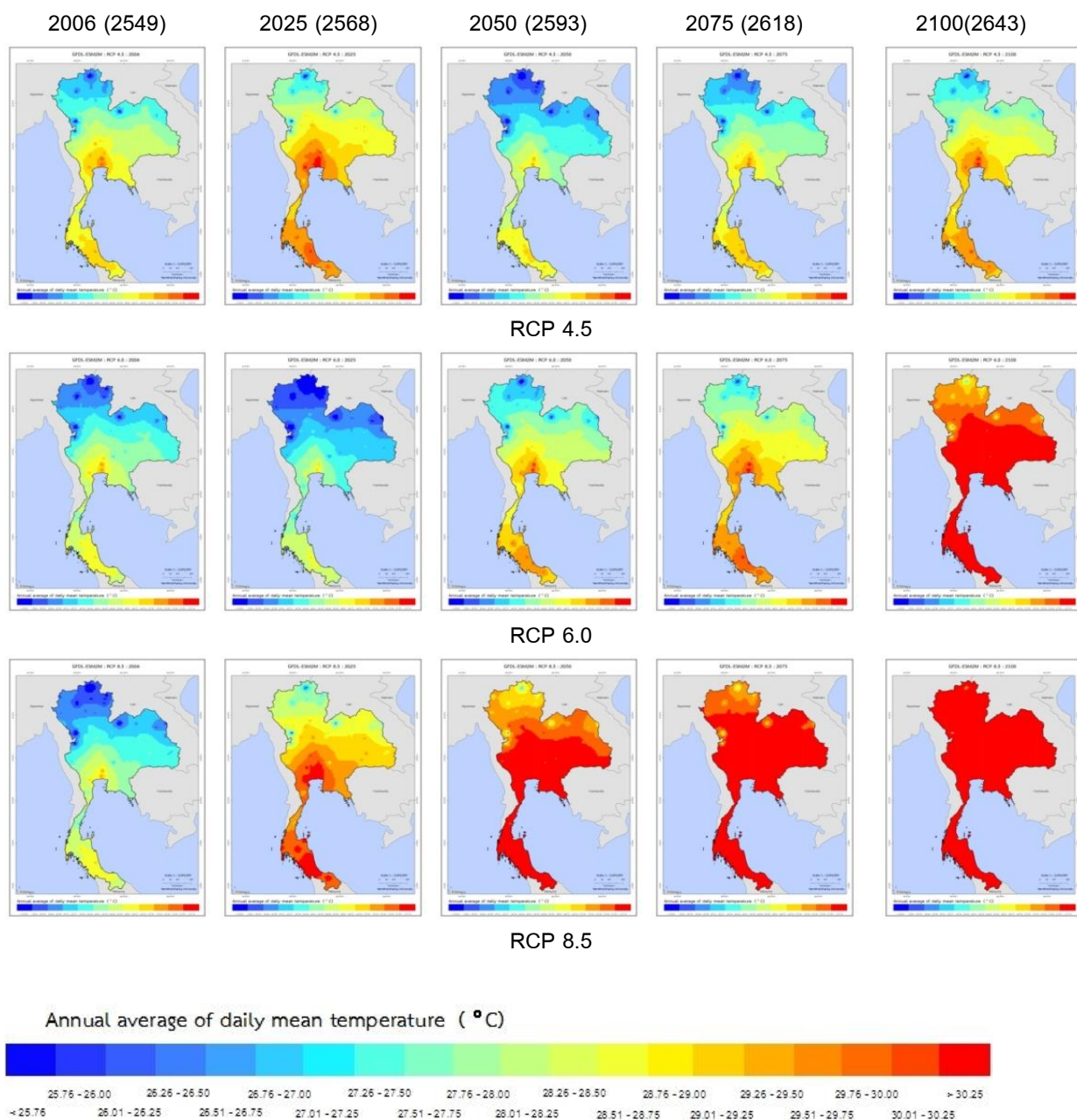
รูปที่ 3 ภาพการณ์จำลองบริเวณที่ได้รับผลกระทบจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลจากแบบจำลองอุทก พลศาสตร์ ในกรณีที่ (1) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 50 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 28 เซนติเมตร (เส้นสีแดง) (2) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 25 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 28 เซนติเมตร (เส้นสีเขียว) (3) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 10 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 28 เซนติเมตร (เส้นสีฟ้า) (4) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 5 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 14 เซนติเมตร (เส้นสีเหลือง) ตามลำดับ (ที่มา: กรมทรัพยากรทางทะเลและชายฝั่ง, 2555)

5. การจำลองภูมิอากาศและการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตของประเทศไทย

การจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศได้เริ่มต้นขึ้นในทศวรรษที่ 1980s โดยนักวิทยาศาสตร์หลาย ๆ กลุ่ม ในปี ค.ศ. 1995 (พ.ศ. 2538) โครงการการเปรียบเทียบระหว่างแบบจำลองร่วม (Couple Model Intercomparison Project; CMIP) ได้ถูกก่อตั้งขึ้นและในปัจจุบันเป็นโครงการในระยะที่ 5 หรือ CMIP5 โดยใช้ภาพการณ์จำลองการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบ RCPs ซึ่งมีช่วงเวลาเริ่มต้นในปี ค.ศ. 2006 (พ.ศ. 2549) และสิ้นสุดในปี ค.ศ. 2300 (พ.ศ. 2843) ทั้งนี้ แบบจำลองภูมิอากาศโลกได้รับการพัฒนาอย่างต่อเนื่องในช่วง 35 ปีที่ผ่านมา และในปัจจุบันมีการเพิ่มความละเอียดของภาพจำลองภูมิอากาศและมหาสมุทรทั้งในแนวราบและแนวระดับสูงและสูงมาก แบบจำลองในปัจจุบัน มีความสามารถในการจำลองรูปแบบอุณหภูมิเฉลี่ยบริเวณพื้นผิวน้ำบนพื้นที่ขนาดใหญ่ได้ด้วยสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์สูงถึง 0.99 แต่ยังคงมีความคลาดเคลื่อนสูงในระดับหลายองศาเซลเซียส โดยเฉพาะในพื้นที่ซึ่งภูมิประเทศเป็นที่สูง พื้นที่ขอบน้ำแข็งของแอนตาร์กติกเหนือและบริเวณน้ำผุดในมหาสมุทร (ocean upwelling) ใกล้ศูนย์สูตร ความสามารถในการจำลองปริมาณน้ำฝน เปรียบเทียบกับค่าจากการตรวจวัด พบว่าสามารถให้ผลการจำลองฝนจากมรสุมฤดูร้อนอินเดียที่ใกล้เคียงค่าจากการตรวจวัด

การย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก เพื่อให้มีความละเอียดในแนวราบสูงขึ้นในระดับที่สามารถประยุกต์ใช้เป็นข้อมูลนำเข้าสำหรับการศึกษาผลกระทบ การปรับตัวและความอ่อนไหวต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ดำเนินการได้โดยแบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค ซึ่งประกอบด้วยวิธีการย่อส่วนแบบพลวัตและวิธีการย่อส่วนแบบสถิติ ในช่วงทศวรรษที่ผ่านมา ประเทศไทย ได้มีการดำเนินกิจกรรมการวิจัยด้านการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกอย่างต่อเนื่อง โดยประยุกต์ใช้วิธีการทั้งแบบพลวัตและสถิติ ในปัจจุบันได้มีการขยายกรอบความร่วมมือการย่อส่วนในระหว่างประเทศสมาชิกในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ รวมถึงประเทศไทย ภายใต้โครงการ SEACLID/CORDEX Southeast Asia Project

การย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก เพื่อให้ได้ข้อมูลภูมิอากาศอนาคตครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทย ล่าสุดนั้น ดำเนินการด้วยเทคนิคขยายงานระบบประสาทเทียมซึ่งเป็นวิธีการหนึ่งของการย่อส่วนแบบสถิติ โดยย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก 3 แบบจำลอง จาก CMIP5 ได้แก่ GCM-GFDL-ESM2M GCM-MPI-ESM-LR และ GCM-HadGEM2-ES ภายใต้ภาพการณ์จำลอง 3 รูปแบบ ได้แก่ RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 ในช่วงปี ค.ศ. 2006 – 2100 (พ.ศ. 2549 – 2643) มีความละเอียดเชิงพื้นที่เท่ากับ 10 กิโลเมตร x 10 กิโลเมตร และความละเอียดเชิงเวลาเป็นรายวัน ภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยจากการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก พบว่า ค่าอุณหภูมิเฉลี่ยรายวัน อุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิต่ำสุด และปริมาณน้ำฝนโดยเฉลี่ยทั่วประเทศ มีแนวโน้มสูงขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทุกแบบจำลองและภาพการณ์จำลอง ในปี ค.ศ. 2100 บนหลักฐานที่สอดคล้องกันนี้ ระดับความมั่นใจต่อการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวในอนาคต ถูกประเมินว่าอยู่ในระดับปานกลาง โดยค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันภายใต้ RCP8.5 จาก GCM-GFDL-ESM2M GCM-MPI-ESM-LR และ GCM-HadGEM2-ES มีค่าสูงกว่าค่าเฉลี่ยระยะยาว ประมาณ 1.67 °C 3.98 °C และ 4.82 °C ตามลำดับ (รูปที่ 4) และในปีเดียวกัน ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันภายใต้ RCP4.5 ของทั้งสามแบบจำลอง มีค่าเปลี่ยนแปลงจากค่าเฉลี่ยระยะยาว ประมาณ -0.63 °C 1.71 °C และ 2.07 °C ตามลำดับ



รูปที่ 4 ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันของประเทศไทยในอนาคต จากการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก GCM-GFDL-ESM2M

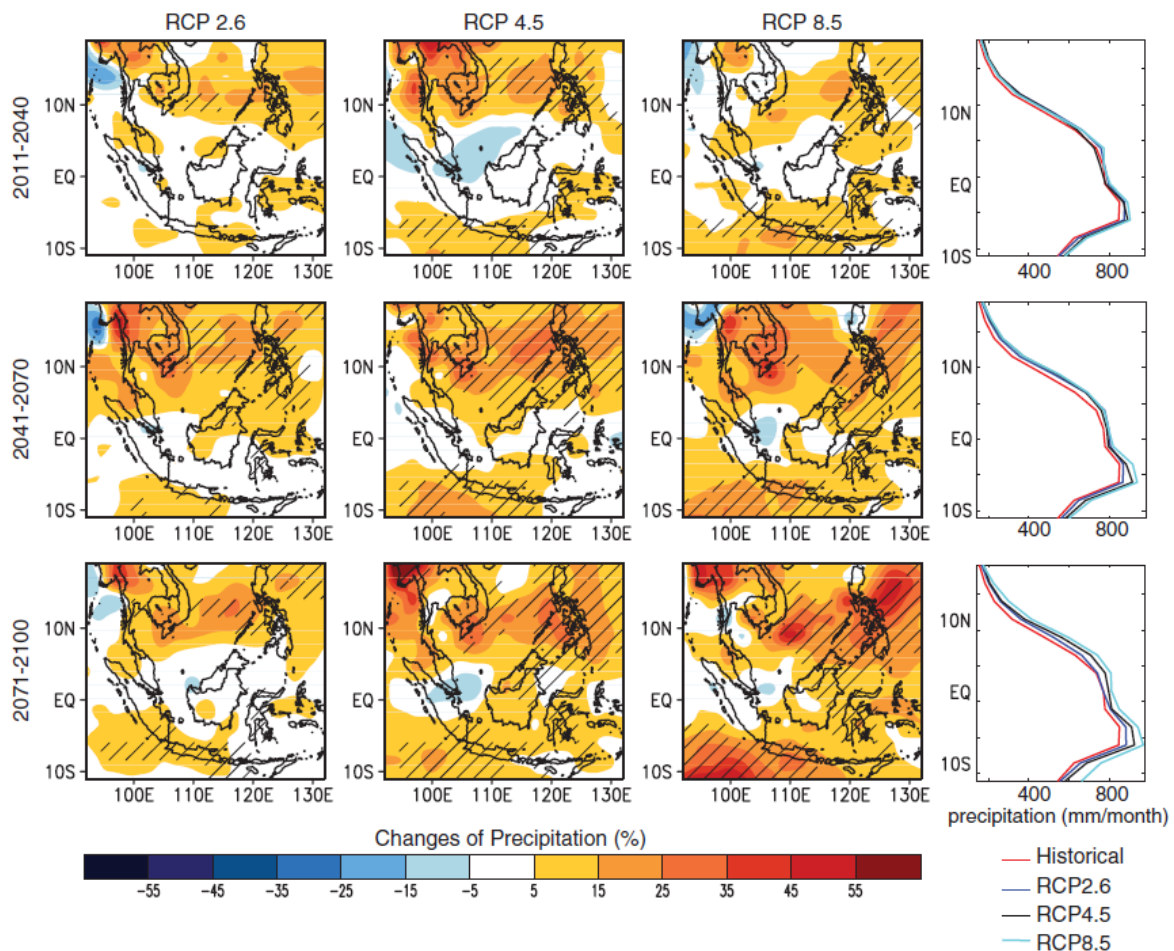
6. ความแปรปรวนของภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และการเปลี่ยนแปลงในอนาคต

สภาพภูมิอากาศในแต่ละภูมิภาคของโลก มีความแปรปรวนและลักษณะที่แตกต่างกัน เนื่องจากสภาพภูมิประเทศและการตอบสนองต่ออิทธิพลของลักษณะภูมิอากาศโลกที่แตกต่างกันไปในแต่ละภูมิภาค โดยแบบจำลองภูมิอากาศโลกที่ได้รับการพัฒนามาอย่างต่อเนื่อง ช่วยให้นักวิทยาศาสตร์สามารถจำลองและเข้าใจพฤติกรรมและความแปรปรวนทางธรรมชาติ รวมถึงปรากฏการณ์ต่างๆ ของภูมิอากาศโลกได้ดีขึ้น และสร้างภาพการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตในระดับภูมิภาค มีความน่าเชื่อถือมากขึ้นเช่นกัน

การประเมินและสังเคราะห์ภาพการณ์จำลองของปรากฏการณ์หลักๆ ของบรรยากาศ และตัวแปรภูมิอากาศที่เชื่อมโยงกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ภายใต้การเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องของอุณหภูมิเฉลี่ยของโลก พบว่า แบบจำลองภูมิอากาศโลกส่วนใหญ่ให้ผลที่สอดคล้องกันว่า ในศตวรรษที่ 21 ระบบมรสุมของโลกในภาพรวมแล้ว จะมีกำลังแรงขึ้นด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66 - 100% โดยเพิ่มขึ้นทั้งเชิงพื้นที่และความเข้ม ส่วนการหมุนเวียนของมรสุมจะอ่อนตัวลง มรสุมมีแนวโน้มที่จะเกิดเร็วขึ้นหรือไม่เปลี่ยนแปลงมากนักในแต่ละปี แต่วันสิ้นสุดฤดูมรสุมจะล่าช้าออกไปกว่าเดิม ส่งผลให้ฤดูมรสุมมีระยะเวลายาวนานขึ้น มรสุมจะก่อให้เกิดฝนตกหนักในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 90 - 100% โดยแบบจำลองภูมิอากาศโลกจำนวนหนึ่ง แสดงผลที่สอดคล้องกันว่า ปริมาณฝนจากมรสุม จะมีความผันผวนมากขึ้นในอนาคต ผลการจำลองมรสุมในระดับภูมิภาคด้วยแบบจำลองภูมิภาคพบว่า ฝนจากมรสุมอินเดียฤดูร้อนและเอเชียตะวันออก จะเพิ่มขึ้น โดยมีความเชื่อมั่นในระดับปานกลาง การหมุนเวียนของมรสุมอินเดียฤดูร้อน จะอ่อนกำลังลงแต่ความชื้นจะเพิ่มขึ้น ส่งผลให้มีฝนตกมากขึ้นเมื่อเปรียบเทียบกับระบบมรสุมทั้งหมดแล้ว พบว่า ในช่วงศตวรรษที่ 21 ระบบมรสุมอินเดียฤดูร้อน จะมีการเพิ่มขึ้นของปริมาณฝนและความรุนแรงของฝนมากกว่ามรสุมอื่นๆ

การจำลองรูปแบบการเกิด Indian Ocean Dipole (IOD) และสร้างภาพการณ์จำลองในอนาคตของสถาบันวิจัยต่างๆ แสดงผลที่สอดคล้องกันว่าในอนาคตจะเกิดรูปแบบการเปลี่ยนแปลงในแนวตะวันออก-ตะวันตกในมหาสมุทรอินเดียด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66 - 100% โดยพื้นที่ด้านตะวันตก จะมีอุณหภูมิสูงขึ้นและมีฝนเพิ่มขึ้น ในทางตรงข้ามพื้นที่ด้านตะวันออก จะมีอุณหภูมิต่ำลงและมีฝนตกน้อยลง ซึ่งส่งผลให้พื้นที่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้มีฝนตกน้อยลง นอกจากนี้ ผลการศึกษาล่าสุดยังยืนยันว่า ปริมาณฝนในเขตร้อนชื้นเหนือมหาสมุทร จะมีการเปลี่ยนแปลงที่สอดคล้องกับปรากฏการณ์ “ยิ่งอุ่นยิ่งชื้น” (warmer get wetter) ผลการศึกษาจากแบบจำลองภูมิอากาศ แสดงถึงความเชื่อมั่นในระดับต่ำว่า จะมีการเปลี่ยนแปลงของ Madden-Julian Oscillation (MJO) โดยสาเหตุหลักมาจาก การที่แบบจำลองภูมิอากาศมีความสามารถจำกัดในการจำลอง MJO และความอ่อนไหวของ MJO ต่ออุณหภูมิของน้ำในมหาสมุทร ส่งผลให้มีความไม่แน่นอนสูงในการจำลองสภาพบรรยากาศรุนแรงที่เกี่ยวข้องกับ MJO ในพื้นที่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ในปัจจุบัน แบบจำลองภูมิอากาศโลกสามารถจำลองปรากฏการณ์ El Nino-Southern Oscillation (ENSO) ได้ใกล้เคียงและสอดคล้องกับความจริงมากขึ้น และเมื่อใช้จำลองเหตุการณ์ ENSO ต่อไปในอนาคต ได้ผลลัพธ์ที่มีความเชื่อมั่นในระดับสูง ซึ่งบ่งบอกถึงปรากฏการณ์ ENSO ยังคงเป็นปัจจัยหลักที่ก่อให้เกิดความผันผวนของสภาพอากาศในรอบปีด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 90 - 100% และด้วยความชื้นที่มีปริมาณมากขึ้นในอนาคต จะส่งผลให้ความผันผวนของฝนในระดับภูมิภาคมีความเข้มสูงขึ้นด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66 - 100%

ผลการศึกษาด้วยแบบจำลองภูมิอากาศระดับภูมิภาค และย่อยส่วนเพื่อเพิ่มรายละเอียดการแสดงผลเชิงพื้นที่ พบว่า ปริมาณฝนเฉลี่ยและปริมาณฝนในช่วงมรสุมฤดูหนาวของซีกโลกเหนือในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ จะเพิ่มขึ้นในอนาคต (รูปที่ 5) การเพิ่มขึ้นของฝนดังกล่าว พบตามแนวเส้นรุ้ง 10° เหนือ และ 5° ใต้ ซึ่งบ่งชี้ถึงการขยายตัวไปทางทิศเหนือและทิศใต้ของร่องความกดอากาศต่ำ ส่วนอุณหภูมิเหนือพื้นดินในช่วงปลายศตวรรษที่ 21 (ค.ศ. 2081 – 2100 หรือ พ.ศ. 2624 - 2643) จะเพิ่มขึ้นตั้งแต่ 0.8 °C สำหรับภาพการณ์จำลอง RCP2.6 ถึง 3.2 °C สำหรับภาพการณ์จำลอง RCP8.5



รูปที่ 5 การเปลี่ยนแปลงค่ามัธยฐานของปริมาณฝนในช่วงมรสุมฤดูหนาวของซีกโลกเหนือในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ในอนาคตซึ่งแสดงในหน่วยของเปอร์เซ็นต์ สำหรับภาพการณ์จำลอง RCP2.6 RCP4.5 และ RCP8.5 โดยคอลัมน์ที่ 4 แสดงค่าเฉลี่ยตามแนวเส้นแวงของความแปรปรวนของปริมาณฝนในช่วงมรสุมฤดูหนาว (มิลลิเมตรต่อเดือน) (ที่มา: Siew et al., 2014)

7. สรุปและเสนอแนะ

การสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเด็นสำคัญที่เกี่ยวข้องกับประเทศไทย นับเป็นกระบวนการที่สำคัญในการปรับปรุงหลักฐานทางวิทยาศาสตร์ให้เป็นปัจจุบันและเสริมองค์ความรู้ใหม่ๆ ซึ่งช่วยแสดงรายละเอียดเพิ่มเติมถึงการเปลี่ยนแปลงต่างๆ ในประเทศไทยที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกิดขึ้นแล้วในอดีต และคาดว่าจะเกิดขึ้นในอนาคตให้มีความชัดเจนและครอบคลุมมากขึ้น โดยผลการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ในประเด็นหลักๆ ที่เกี่ยวข้องกับประเทศไทย ดังสรุปในตารางที่ 1

รายงานฉบับนี้ จะเป็นแหล่งความรู้หนึ่งของประเทศที่สามารถใช้เป็นแหล่งอ้างอิง และนำไปใช้ประกอบเพื่อสร้างความรู้ความเข้าใจและความตระหนักรู้ให้แก่ภาคส่วนต่างๆ อีกทั้ง สามารถใช้เป็นข้อมูลทางด้านวิชาการเพื่อสนับสนุนกระบวนการตัดสินใจและศึกษาวิจัยต่อยอด โดยเฉพาะอย่างยิ่งในประเด็นผลกระทบ การปรับตัวและความล่อแหลมต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ทั้งนี้ กระบวนการประมวลข้อมูลและสังเคราะห์ผลการศึกษา ยังมีความจำเป็นต้องจัดการองค์ความรู้ใหม่ๆ ซึ่งควรดำเนินการทบทวนให้เป็นปัจจุบันเป็นระยะๆ อย่างต่อเนื่องที่สอดคล้องกับการดำเนินงานด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศ และวงรอบการจัดทำรายงานประเมินของ IPCC

ฐานข้อมูลภูมิอากาศที่ตรวจวัดอย่างต่อเนื่องเป็นระยะเวลาที่ยาวนานและมีคุณภาพสูง ยังเป็นสิ่งจำเป็นพื้นฐานสำหรับการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาในประเทศไทย การนำฐานข้อมูลตรวจวัดมาใช้ในการศึกษา ควรให้ความสำคัญเป็นพิเศษต่อคุณภาพของข้อมูลซึ่งมีระดับที่แตกต่างกันของแต่ละแหล่งข้อมูล ดังนั้น การตรวจสอบคุณภาพของข้อมูลและปรับแก้ลักษณะความไม่เป็นเอกพันธ์ของข้อมูลด้วยเทคนิคทางสถิติ ควรดำเนินการก่อนที่จะนำมาใช้สำหรับการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยา นอกจากนี้ ฐานข้อมูลคาดการณ์ลักษณะภูมิอากาศอนาคตด้วยแบบจำลองภูมิอากาศ ยังเป็นอีกแหล่งข้อมูลสำคัญที่เป็นผลผลิตจากโครงการศึกษาวิจัยแบบจำลองภูมิอากาศในประเทศไทยและพื้นที่ใกล้เคียง ซึ่งนับวันจะมีจำนวนฐานข้อมูลเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่อง การบริหารจัดการฐานข้อมูลขนาดใหญ่จากแหล่งต่างๆ ให้สามารถเข้าถึงและนำไปใช้ประโยชน์ได้ง่าย รวมทั้งการแปลงข้อมูลดังกล่าวให้เป็นข้อมูลข่าวสาร (information) ที่พร้อมและเหมาะสมกับบริบทต่างๆ สำหรับการนำไปใช้ประโยชน์ในกระบวนการตัดสินใจและการบริหารจัดการในพื้นที่ เป็นอีกภารกิจหนึ่งที่เสริมสร้างการบูรณาการข้อมูลและผลการศึกษาด้านวิทยาศาสตร์กายภาพของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ สู่มิติการศึกษาต่อยอด การบริหารจัดการและกระบวนการวางแผน โดยการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาและการจำลองภูมิอากาศอนาคตในประเทศไทย ควบคู่กับการพัฒนานักวิจัยรุ่นใหม่ ยังมีความสำคัญและควรได้รับการสนับสนุนจากหน่วยงานต่างๆ ที่เกี่ยวข้องอย่างต่อเนื่อง ทั้งนี้ ห่วงงานวิจัย ควรเน้นประเด็นที่จำเป็นต่อประเทศไทยเป็นหลักซึ่งโจทย์วิจัยควรผ่านกระบวนการปรึกษาหารือกับหน่วยงานต่างๆ ตลอดจนสามารถตอบโจทย์วิจัยสำคัญในบริบทของความตกลงปารีสและแนวทางการจัดทำรายงาน AR6 ของ IPCC อีกด้วย

ตารางที่ 1 สรุปผลการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับประเทศไทยในประเด็นหลักๆ

ประเด็นองค์ความรู้	ข้อค้นพบหลัก	ความสอดคล้องของหลักฐานและข้อมูล	ระดับความเข้าใจและความเชื่อมั่น	ช่องว่างขององค์ความรู้หรือประเด็นที่เข้าใจไม่ตรงกัน
1. การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศใกล้ผิวพื้นในอดีต	- อุณหภูมิสูงสุดรายปี +0.96 °C - อุณหภูมิเฉลี่ยรายปี +0.92 °C - อุณหภูมิต่ำสุดรายปี +1.04 °C ในรอบ 40 ปี (1970 -2009)	สูง	สูง	- การเปลี่ยนแปลงที่เกิดจากการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกและปัจจัยอื่นที่ไม่เกี่ยวกับภูมิอากาศ มีสัดส่วนเป็นเท่าไร - ความไม่เป็นเอกพันธ์ของอนุกรมข้อมูลในห้วงเวลาก่อนและหลังปี ค.ศ. 2004 - 2005
2. การเปลี่ยนแปลงของฝนในอดีต	- ปริมาณฝนสะสมรายปีในภาคใต้ฝั่งอันดามันและฝั่งอ่าวไทย ลดลงและเพิ่มขึ้นอย่างมีนัย - ปริมาณฝนสะสมในช่วงเดือนพ.ย.- เม.ย. เพิ่มขึ้นอย่างมีนัย - ปี 2011 เป็นปีที่ปริมาณฝนมีค่าสูงสุดในรอบ 60 ปีที่ผ่านมา	ปานกลาง	ปานกลาง	แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของฝนในสเกลท้องถิ่น รวมถึงกลไกความเชื่อมโยงกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและความผันแปรของภูมิอากาศในโหมดต่างๆ ทั้งในระดับภูมิภาคและระดับโลก
3. การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในอดีต	เปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยในรอบ 40 - 50 ปีที่ผ่านมาซึ่งสอดคล้องกับการร้อนขึ้นของประเทศไทย	สูง	สูง	- การเปลี่ยนแปลงเกิดจากการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกหรือความแปรปรวนตามธรรมชาติของภูมิอากาศในโหมดต่างๆ - ความเชื่อมโยงกับแนวโน้มการเกิดคลื่นความร้อน (heat wave)

ตารางที่ 1 สรุปผลการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับประเทศไทยในประเด็นหลักๆ

ประเด็นองค์ความรู้	ข้อค้นพบหลัก	ความสอดคล้องของหลักฐานและข้อมูล	ระดับความเข้าใจและความเชื่อมั่น	ช่องว่างขององค์ความรู้หรือประเด็นที่เข้าใจไม่ตรงกัน
4. การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของฝนในอดีต	- ความถี่ของฝนและระยะเวลาที่ฝนตกอย่างต่อเนื่องลดลง - ความแรงของฝนและความเข้มของฝน/ปริมาณฝนรวมจากเหตุการณ์ฝนตกหนักเพิ่มขึ้น - ปี 2011 เป็นปีที่มีสภาวะสุดขีดของฝนสูงที่สุดในรอบ 60 ปี	ปานกลาง	ปานกลาง	- แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของฝนในบริบทท้องถิ่น - ความเชื่อมโยงกับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลกและความแปรปรวนตามธรรมชาติของภูมิอากาศในโหมดต่างๆ ทั้งในระดับภูมิภาคและระดับโลก
5. การเปลี่ยนแปลงพายุหมุนเขตร้อนในอดีต	- ความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย ลดลงอย่างมีนัยในรอบ 64 ปี - จำนวนพายุในระดับที่รุนแรงกว่าพายุดีเปรสชันที่เกิดขึ้นในรอบทุก ๆ 10 ปี กลับมีแนวโน้มตั้งแต่ทศวรรษที่ 1970s	ปานกลาง	ปานกลาง	- กลไกและปัจจัยเอื้อต่อการเกิดพายุหมุนเขตร้อน - ความเชื่อมโยงกับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลและความผันแปรตามธรรมชาติของภูมิอากาศ - ปัจจัยที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงทิศทางและการเคลื่อนที่ของพายุหมุนเขตร้อน
6. การเปลี่ยนแปลงความแห้งแล้งในอดีต	ดัชนีในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ไม่พบผลการศึกษาใหม่ในเอกสารที่ได้ทบทวน	จำกัด	ต่ำ	- การพัฒนาดัชนีความแห้งแล้งและการวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในประเทศไทย - สาเหตุความแห้งแล้งและความเชื่อมโยงกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

ตารางที่ 1 สรุปผลการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับประเทศไทยในประเด็นหลักๆ

ประเด็นองค์ความรู้	ข้อค้นพบหลัก	ความสอดคล้องของหลักฐานและข้อมูล	ระดับความเข้าใจและความเชื่อมั่น	ช่องว่างขององค์ความรู้หรือประเด็นที่เข้าใจไม่ตรงกัน
7. การเปลี่ยนแปลงน้ำท่าและน้ำท่วมในอดีต	- ปริมาณน้ำท่าสูงสุดและต่ำสุด ณ สถานีตรวจวัดท้ายเขื่อนภูมิพล มีแนวโน้มลดลงหลังจากสร้างเขื่อน - ความแปรปรวนของปริมาณน้ำท่ามีความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซ - ปริมาณน้ำระบายรวมของแม่น้ำเจ้าพระยาในช่วง ม.ย. - ต.ค. สูงสุด 5 ลำดับแรกตรงกับเหตุการณ์น้ำท่วมครั้งใหญ่ในปี ค.ศ. 2011 1970 1961 1975 และ 1995	ปานกลาง	ปานกลาง	การเปลี่ยนแปลงน้ำท่าและน้ำท่วม มีสาเหตุความเชื่อมโยงกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศหรือกิจกรรมของมนุษย์อย่างไร
8. การเปลี่ยนแปลงความชื้นในอดีต	เปอร์เซ็นต์ความชื้นสัมพัทธ์มีการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัย ในหลายสถานี โดยเฉพาะภาคเหนือและภาคกลาง	จำกัด	ต่ำ	ความชื้นในอากาศ ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศและความชื้นของดิน มีการเปลี่ยนแปลงที่เชื่อมโยงกับการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรภูมิอากาศอื่นๆ อย่างไร

ตารางที่ 1 สรุปผลการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับประเทศไทยในประเด็นหลักๆ

ประเด็นองค์ความรู้	ข้อค้นพบหลัก	ความสอดคล้องของหลักฐานและข้อมูล	ระดับความเข้าใจและความเชื่อมั่น	ช่องว่างขององค์ความรู้หรือประเด็นที่เข้าใจไม่ตรงกัน
9. การเปลี่ยนแปลงการระเหยในอดีต	- ดังระบุในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 - การลดลงของความเร็วม เป็นสาเหตุหลักที่ส่งผลต่อการลดลงของอัตราการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วย Pan evaporimeter	จำกัด	ต่ำ	แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของการคายระเหย (evapotranspiration) และความเชื่อมโยงกับการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ
10. การเปลี่ยนแปลงการแผ่รังสีของแสงอาทิตย์ในอดีต	ดังระบุในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ไม่พบผลการศึกษาใหม่ในเอกสารที่ได้ทบทวน	จำกัด	ต่ำ	การพัฒนาฐานข้อมูลตรวจวัดอย่างต่อเนื่องในระยะยาว
11. การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล	ระดับน้ำทะเลบริเวณทะเลอันดามัน ทะเลจีนใต้และทะเลในประเทศอินโดนีเซียซึ่งเป็นบริเวณที่อยู่ใกล้กับประเทศไทย เพิ่มขึ้นในช่วง 3.6 - 6.6 มิลลิเมตรต่อปี ในช่วงระหว่าง 1993 ถึงปัจจุบัน	ปานกลาง	ปานกลาง	แนวโน้มการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลในอนาคตและพื้นที่เสี่ยงต่อผลกระทบจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเล

ตารางที่ 1 สรุปผลการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับประเทศไทยในประเด็นหลักๆ

ประเด็นองค์ความรู้	ข้อค้นพบหลัก	ความสอดคล้องของหลักฐานและข้อมูล	ระดับความเข้าใจและความเชื่อมั่น	ช่องว่างขององค์ความรู้หรือประเด็นที่เข้าใจไม่ตรงกัน
12. การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศใกล้ผิวพื้นในอนาคต	อุณหภูมิเฉลี่ย อุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิต่ำสุด ในปี ค.ศ. 2100 มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัย ทุกแบบจำลอง (GCM-GFDL-ESM2M GCM-MPI-ESM-LR และ GCM-HadGEM2-ES) และ ภาพการณ์จำลอง (RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5)	ปานกลาง	ปานกลาง	แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในสเกลของท้องถิ่น และการย่อยส่วน เพื่อแสดงผลในเชิงพื้นที่ที่มีความละเอียดสูง
13. การเปลี่ยนแปลงของฝนในอนาคต	ปริมาณฝน ในปี ค.ศ. 2100 มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัย ทุกแบบจำลอง (GCM-GFDL-ESM2M GCM-MPI-ESM-LR และ GCM-HadGEM2-ES) และ ภาพการณ์จำลอง (RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5)	ปานกลาง	ปานกลาง	แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในสเกลของท้องถิ่น และการย่อยส่วน เพื่อแสดงผลในเชิงพื้นที่ที่มีความละเอียดสูง

บทที่ 1

**ข้อค้นพบสำคัญในรายงานประเมินฉบับที่ 5
ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วย
การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ
(Key Findings in the Fifth Assessment Report of
Intergovernmental Panel on Climate Change)**

ดร. บุญลือ คะเชนทร์ชาติ

**คณะสิ่งแวดล้อมและทรัพยากรศาสตร์
มหาวิทยาลัยมหิดล**

ข้อสรุปสาระสำคัญ

ข้อค้นพบสำคัญในรายงานประเมินฉบับที่ 5 (Fifth Assessment Report; AR5) ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC) สรุปได้ดังนี้

1. อุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของพื้นแผ่นดินและมหาสมุทรรวมกัน เพิ่มขึ้น 0.85°C ในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 1880 - 2012 (พ.ศ. 2423 – 2555) ส่วนปริมาณหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ยบริเวณพื้นดินแถบละติจูดกลางของซีกโลกเหนือ มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น นับตั้งแต่ปี ค.ศ. 1901 (พ.ศ. 2444) โดยตั้งแต่ปี ค.ศ. 1950 (พ.ศ. 2493) เป็นต้นมา ได้มีการสังเกตพบการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศและภูมิอากาศ (extreme weather/climate event) หลายเหตุการณ์

2. นับตั้งแต่ยุคปฏิวัติอุตสาหกรรมเป็นต้นมา มหาสมุทรมีความเป็นกรด (acidification) เพิ่มขึ้นร้อยละ 26 ซึ่งสอดคล้องกับค่าความเป็นกรดต่าง (pH) ของพื้นผิวน้ำมหาสมุทรลดลง 0.1

3. ในช่วงสองถึงสามทศวรรษที่ผ่านมา แผ่นน้ำแข็งบริเวณกรีนแลนด์และแอนตาร์กติกาที่มีขนาดลดลง ในขณะที่ธารน้ำแข็งเกือบทั่วโลกและทะเลน้ำแข็งอาร์กติก รวมทั้งพื้นที่หิมะปกคลุมในฤดูใบไม้ผลิในซีกโลกเหนือ ยังคงหดตัวลดลงอย่างต่อเนื่องเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงดังกล่าว ส่งผลให้ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกสูงขึ้น 0.19 เมตร

4. การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่สังเกตพบดังกล่าว มีสาเหตุหลักมาจากการเพิ่มขึ้นของความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในชั้นบรรยากาศซึ่งเป็นผลพวงมาจากกิจกรรมของมนุษย์ ทั้งนี้ ในปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในรูปของคาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) มีเทน (CH_4) และไนตรัสออกไซด์ (N_2O) ในชั้นบรรยากาศ มีค่าสูงกว่าความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกก่อนยุคการปฏิวัติอุตสาหกรรม ร้อยละ 40 150 และ 20 ตามลำดับ

5. Representative Concentration Pathways (RCPs) เป็นภาพการณ์จำลอง (scenario) การปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบใหม่ที่ใช้ในรายงานประเมินฉบับที่ 5 ของ IPCC ซึ่ง RCPs แสดงค่าพลังงานความร้อนที่เพิ่มขึ้นในระดับต่าง ๆ ในบรรยากาศหลังปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ที่สัมพันธ์กับความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจก และสามารถเชื่อมโยงไปถึงนโยบายและมาตรการในการลดก๊าซเรือนกระจกได้โดยตรงกว่าภาพการณ์จำลองแบบเดิม

6. อุณหภูมิเฉลี่ยพื้นผิวโลกเมื่อสิ้นสุดศตวรรษที่ 21 จะมีค่าสูงขึ้นในช่วง $0.3 - 4.8^{\circ}\text{C}$ เมื่อคาดการณ์ด้วยภาพการณ์จำลองแบบต่าง ๆ โดยเมื่ออุณหภูมิโลกเฉลี่ยสูงขึ้น ส่งผลให้ทะเลน้ำแข็งบริเวณขั้วโลกเหนือและหิมะที่ปกคลุมในฤดูใบไม้ผลิทางซีกโลกเหนือ จะลดขนาดและบางลงอย่างต่อเนื่องในศตวรรษที่ 21 ทั้งนี้ ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลก จะเพิ่มสูงขึ้นอย่างต่อเนื่องในศตวรรษที่ 21 ซึ่งทุกภาพการณ์จำลองคาดการณ์อัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลมีค่าอยู่ในช่วง 0.26 – 0.82 เมตร

7. เพื่อควบคุมการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของโลกให้อยู่ในระดับที่ไม่เกิน 2°C เมื่อเทียบกับอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยยุคก่อนการปฏิวัติอุตสาหกรรม ประชาคมโลก จะต้องร่วมมือกันลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกลงให้อยู่ในช่วง -72% ถึง -41% และ -118% ถึง -78% ภายในปี ค.ศ. 2050 (พ.ศ. 2593) และปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ตามลำดับ เมื่อเปรียบเทียบกับค่าการปล่อยก๊าซเรือนกระจกในปี ค.ศ. 2010 (พ.ศ. 2553)

8. ในรายงานประเมินฉบับที่ 5 ของ IPCC ยังคงมีความไม่แน่นอนที่สำคัญของผลการศึกษาที่ผ่านมา และช่องว่างของความรู้ที่จำเป็นต้องพัฒนาเพิ่มเติมในบางประเด็นในอนาคต สำหรับทิศทางการจัดทำรายงานประเมินฉบับที่ 6 ของ IPCC ประกอบด้วย การวิเคราะห์และสังเคราะห์องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศใหม่ๆ เพิ่มเติม และการพัฒนาภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบ Shared Socioeconomic Pathways (SSPs) ผ่านโครงการการเปรียบเทียบระหว่างแบบจำลองร่วม (Couple Model Intercomparison Project) ระยะที่ 6 โดยกำหนด 5 เงื่อนไขของภาพการณ์จำลองตามระดับการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคม ภายใต้แนวทางการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกและการปรับตัวควบคู่กันไป

1.1 บทนำ

การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในบริบทโลกและภูมิภาค มีความเชื่อมโยงอย่างใกล้ชิดในหลายมิติกับการเปลี่ยนแปลงในสเกลของประเทศไทย ดังนั้น การประมวลและสังเคราะห์องค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย จึงเริ่มต้นด้วยการทบทวนข้อค้นพบสำคัญในรายงานประเมินฉบับที่ 5 ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ในประเด็นต่าง ๆ เช่น หลักฐานการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศจากข้อมูลตรวจวัด การศึกษาเชิงทฤษฎีแรงขับเคลื่อนและสาเหตุการเปลี่ยนแปลงของระบบภูมิอากาศ ภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกและการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต รวมถึงพิจารณาช่องว่างความรู้การศึกษาด้านวิทยาศาสตร์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เพื่อสร้างความเข้าใจในเบื้องต้นถึงสถานะและความก้าวหน้าขององค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโลกในปัจจุบัน

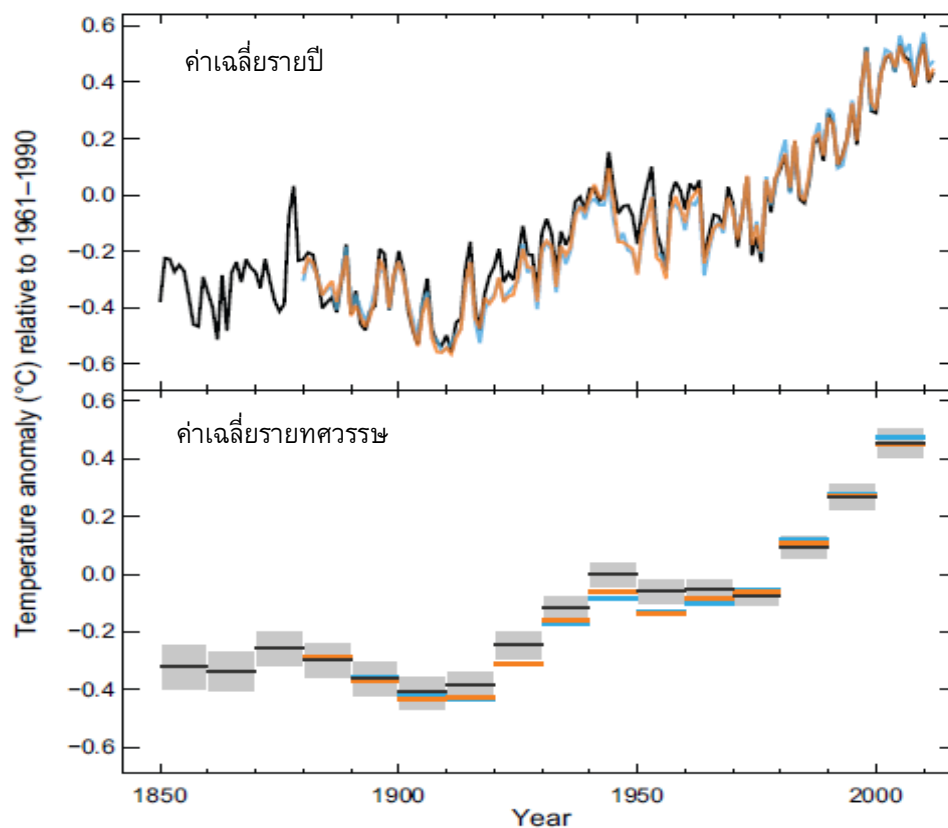
1.2 ข้อค้นพบสำคัญในรายงานประเมินฉบับที่ 5 ของ IPCC

1.2.1 การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศจากข้อมูลตรวจวัด

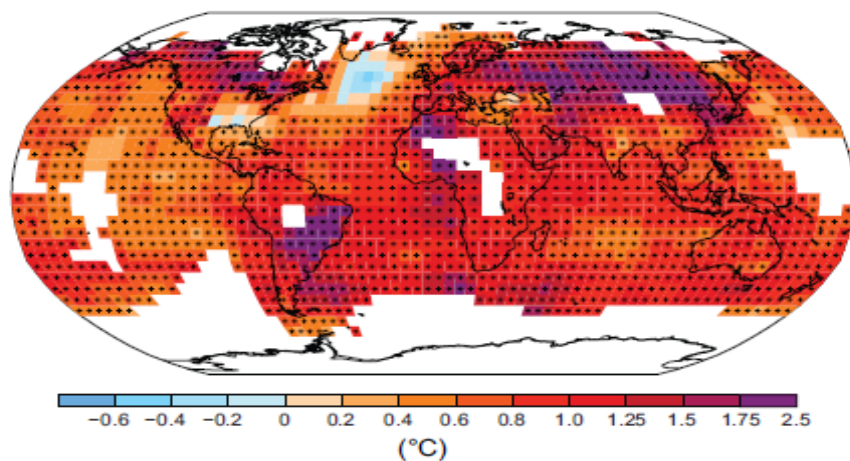
อุณหภูมิอากาศเฉลี่ยใกล้พื้นผิวโลก (global mean surface temperature) ได้เพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องในช่วงสามทศวรรษล่าสุดและสูงกว่าทุก ๆ ทศวรรษก่อนหน้านี้ตั้งแต่ ปี ค.ศ. 1850 (พ.ศ. 2393) เป็นต้นมา โดยข้อมูลจากการตรวจวัดในระหว่างปี ค.ศ. 1983 - 2012 (พ.ศ. 2526 - 2555) บ่งชี้ว่าซีกโลกเหนือมีอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยสูงกว่าเมื่อ 1,400 ปีที่ผ่านมา ทั้งนี้ ในช่วงปี ค.ศ. 1880 - 2012 (พ.ศ. 2423 - 2555) อุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของพื้นผิวดินและมหาสมุทรโลกรวมกัน เพิ่มขึ้น 0.85 °C (ความไม่แน่นอนในระดับ 90% อยู่ในช่วง 0.65 - 1.06 °C) (รูปที่ 1.1ก) นอกจากนี้แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวแล้ว อุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของพื้นผิวโลก ยังแสดงความแปรปรวนระหว่างปีและระหว่างทศวรรษอย่างเด่นชัด (รูปที่ 1.1ก) ซึ่งเกิดจากความแปรปรวนภายในของระบบโลก ดังนั้น หลักฐานบนพื้นฐานของข้อมูลที่มีช่วงเวลาการตรวจวัดที่สั้น ย่อมมีความไวอย่างสูงต่อจุดเริ่มต้นและจุดสิ้นสุดของช่วงเวลาที่พิจารณา ซึ่งโดยทั่วไปแล้วไม่สะท้อนให้เห็นถึงแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวของภูมิอากาศอย่างแท้จริง ตัวอย่างเช่น อัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของพื้นผิวโลกในระยะเวลา 15 ปี ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1998 ถึง 2012 (พ.ศ. 2541 - 2555) มีค่า 0.05 °C ต่อทศวรรษ เนื่องจากจุดเริ่มต้นของช่วงเวลาดังกล่าว เป็นช่วงเวลาที่เกิดเหตุการณ์เอลนีโญ (El Niño) ในระดับรุนแรง แต่เมื่อคำนวณอัตราการเปลี่ยนแปลงในช่วงเวลาที่ยาวนานขึ้น ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1951 ถึง 2012 (พ.ศ. 2494 - 2555) อุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของพื้นผิวโลก กลับเพิ่มขึ้นในอัตราที่สูงกว่าซึ่งมีค่า 0.12 °C ต่อทศวรรษ เมื่อพิจารณาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่เพิ่มเติมในช่วง ค.ศ. 1901 - 2012 (พ.ศ. 2444 - 2555) ซึ่งเป็นช่วงเวลาที่การบันทึกข้อมูลมีความสมบูรณ์และต่อเนื่องยาวนานที่สุดแล้ว พบว่า อุณหภูมิอากาศเฉลี่ย เพิ่มขึ้นทุกภูมิภาคของโลกยกเว้นพื้นที่ขนาดเล็กในบริเวณมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือ โดยอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยมีอัตราการเพิ่มขึ้นสูงสุดในบริเวณขั้วโลกของทวีปเอเชียและบางส่วนของทวีปแอฟริกา (รูปที่ 1.1ข)

ปริมาณความร้อนมากกว่าร้อยละ 90 ถูกสะสมในมหาสมุทร ส่งผลให้ภาวะมหาสมุทรร้อน มีอิทธิพลอย่างมากต่อการเพิ่มขึ้นของการสะสมพลังงานในระบบภูมิอากาศ ในสเกลระดับโลกแล้ว ภาวะมหาสมุทรร้อนเกิดขึ้นสูงสุดบริเวณผิวน้ำ โดยอุณหภูมิเฉลี่ยของมหาสมุทรบริเวณผิวน้ำจนถึงระดับความลึก 75 เมตร ระหว่างปี ค.ศ. 1971 - 2010 (พ.ศ. 2514 - 2553) เพิ่มขึ้น 0.11 °C ต่อทศวรรษ (ค่าความไม่แน่นอนในระดับ 90% อยู่ในช่วง 0.09 ถึง 0.13 °C ต่อทศวรรษ)

- (ก) ค่าผิดปกติจากค่าเฉลี่ยระยะยาวของอุณหภูมิอากาศตรวจวัดพื้นผิวซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยของพื้นแผ่นดินและมหาสมุทรโลกรวมกันในช่วงเวลา ระหว่าง ปี ค.ศ. 1850 - 2012



- (ข) การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศตรวจวัดที่พื้นผิวในช่วงเวลา ระหว่างปี ค.ศ. 1901 - 2012



รูปที่ 1.1 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของพื้นแผ่นดินและมหาสมุทรโลกรวมกันรายปีและรายทศวรรษจากฐานข้อมูล 3 ชุดในช่วงเวลา ระหว่างปี ค.ศ. 1880 - 2012 (พ.ศ. 2393 - 2555) (ก) และแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่ของอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยในช่วงเวลา ระหว่างปี ค.ศ. 1901- 2012 (พ.ศ. 2444 - 2555) ซึ่งเป็นช่วงเวลาที่การบันทึกข้อมูลมีความสมบูรณ์และต่อเนื่องยาวนานที่สุด (ข) (ที่มา: IPCC, 2013)

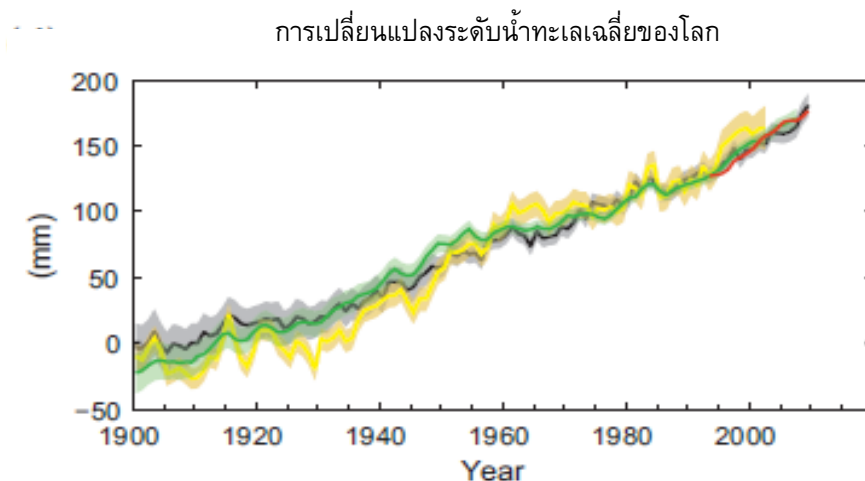
การเปลี่ยนแปลงของปริมาณหยาดน้ำฟ้า (precipitation) เฉลี่ยทั้งหมดในบริเวณพื้นดินทั้งโลก นับตั้งแต่ปี ค.ศ. 1901 (พ.ศ. 2444) ยังมีความเชื่อมั่นอยู่ในระดับต่ำ แต่การเปลี่ยนแปลงดังกล่าว กลับมีความเชื่อมั่นเพิ่มขึ้นในระดับปานกลาง เมื่อพิจารณาเฉพาะช่วงเวลาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1951 (พ.ศ. 2494) จนถึงปัจจุบัน อย่างไรก็ตาม ปริมาณหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ยบริเวณพื้นดินแถบละติจูดกลาง (mid-latitude) ของซีกโลกเหนือ มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น นับตั้งแต่ปี ค.ศ. 1901 (พ.ศ. 2444) โดยการเปลี่ยนแปลงที่พบหลังปี ค.ศ. 1951 (พ.ศ. 2494) มีความเชื่อมั่นในระดับสูง ส่วนแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระยะยาวทั้งเพิ่มขึ้นหรือลดลงของปริมาณหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ยในบริเวณพื้นดินแถบละติจูดอื่นๆ ยังมีความเชื่อมั่นในระดับต่ำ

นับตั้งแต่ปี ค.ศ. 1950 (พ.ศ. 2493) ได้มีการสังเกตพบการเปลี่ยนแปลงของสถานะสุดขีดของลมฟ้าอากาศและภูมิอากาศ หลายเหตุการณ์ ซึ่งมีความเป็นไปได้ในระดับ 90 -100% ที่จำนวนวันและคืนที่หนาวได้ลดลงและจำนวนวันและคืนที่ร้อนกลับเพิ่มขึ้นในสเกลระดับโลก โดยความถี่ของคลื่นความร้อน ได้เพิ่มขึ้นด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66 - 100% ในพื้นที่ส่วนใหญ่ของทวีปยุโรป ทวีปเอเชียและออสเตรเลีย ในขณะที่มีความเป็นไปได้ในระดับ 66 - 100% เช่นกันในพื้นที่ที่มีจำนวนเหตุการณ์ฝนตกหนักเพิ่มขึ้น มีสัดส่วนมากกว่าพื้นที่ที่มีเหตุการณ์ดังกล่าวลดลง ความถี่และความรุนแรงของเหตุการณ์ฝนตกหนัก ได้เพิ่มขึ้นด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66 - 100% ในทวีปอเมริกาเหนือและยุโรป ส่วนการเปลี่ยนแปลงของเหตุการณ์ฝนตกหนักในทวีปอื่นๆ ส่วนใหญ่มีความเชื่อมั่นในระดับปานกลาง

ข้อมูลการเปลี่ยนแปลงความเค็มของน้ำทะเลพื้นผิวตั้งแต่ทศวรรษที่ 1950 เป็นต้นมา นับเป็นหลักฐานทางอ้อมที่บ่งชี้ถึงการเปลี่ยนแปลงวัฏจักรของน้ำในมหาสมุทร ซึ่งผลการศึกษาพบว่าภูมิภาคที่น้ำในมหาสมุทรมีความเค็มเพิ่มมากขึ้น เป็นผลมาจากอัตราการระเหยน้ำสูงขึ้น ในขณะที่ภูมิภาคที่น้ำในมหาสมุทรมีความเข้มข้นของเกลือลดลง เป็นผลมาจากมีปริมาณหยาดน้ำฟ้าเพิ่มมากขึ้น ข้อค้นพบอีกประการหนึ่งในรายงานประเมินฉบับที่ 5 ของ IPCC ที่เกี่ยวกับมหาสมุทร คือ นับตั้งแต่ยุคปฏิวัติอุตสาหกรรมเป็นต้นมา มหาสมุทร มีความเป็นกรด (acidification) เพิ่มมากขึ้น สืบเนื่องจากมหาสมุทรดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์อย่างต่อเนื่อง โดยค่าความเป็นกรดต่าง (pH) ของพื้นผิวน้ำมหาสมุทรลดลง 0.1 ซึ่งสอดคล้องกับระดับความเป็นกรดในมหาสมุทรที่เพิ่มขึ้นร้อยละ 26

ตลอดช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1992 - 2011 (พ.ศ. 2535 - 2554) แผ่นน้ำแข็งบริเวณกรีนแลนด์และแอนตาร์กติกา มีขนาดลดลง โดยการสูญเสียแผ่นน้ำแข็งเกิดขึ้นมากที่สุดในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 2002 - 2011 (พ.ศ. 2545 - 2554) ในขณะที่ ธารน้ำแข็งเกือบทั่วโลก ยังคงหดตัวลดลงอย่างต่อเนื่อง เช่นเดียวกันกับทะเลน้ำแข็งอาร์กติกและพื้นที่หิมะปกคลุมในฤดูใบไม้ผลิในซีกโลกเหนือที่มีพื้นที่ลดลงอย่างต่อเนื่อง โดยค่าเฉลี่ยรายปีของขนาดพื้นที่ทะเลน้ำแข็งอาร์กติกลดลงในอัตราร้อยละ 3.5 ถึง 4.1 % ต่อทศวรรษ ตลอดช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1979 - 2012 (พ.ศ. 2522 - 2555)

ช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1901 - 2010 (พ.ศ. 2444 - 2553) ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกสูงขึ้น 0.19 เมตร (ค่าความไม่แน่นอนในระดับ 90% อยู่ในช่วง 0.17 ถึง 0.21 เมตร) (รูปที่ 1.2) ระดับน้ำทะเลตั้งแต่กลางศตวรรษที่ 19 มีอัตราการเพิ่มขึ้นที่สูงกว่าอัตราเฉลี่ยในช่วงสองพันปีก่อนหน้านี้ ด้วยความเชื่อมั่นในระดับสูง โดยมีความเชื่อมั่นในระดับสูงมากกว่าเมื่อ 129,000 ถึง 116,000 ปีที่ผ่านมาในยุคระหว่างธารน้ำแข็ง (interglacial period) สุดท้าย น้ำทะเลสูงสุดของโลก มีระดับสูงกว่าระดับปัจจุบันอย่างน้อย 5 เมตร เป็นเวลาหลายพันปี ซึ่งระหว่างยุคดังกล่าว แผ่นน้ำแข็งบริเวณกรีนแลนด์ มีส่วนทำให้ระดับน้ำทะเลสูงขึ้นระหว่าง 1.4 และ 4.3 เมตร ด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 90 - 100% ทั้งนี้ การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในอดีต เกิดขึ้นในบริบทของแรงขับเคลื่อนจากวงโคจรโลกที่แตกต่างกันและการร้อนขึ้นอย่างน้อย 2 °C จากระดับปัจจุบันของอุณหภูมิอากาศผิวพื้นบริเวณละติจูดสูงเฉลี่ยในช่วงเวลาหลายพันปี



รูปที่ 1.2 แนวโน้มการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกในศตวรรษที่ 20 เปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยในช่วงเวลาปี ค.ศ. 1900 - 1905 (พ.ศ. 2443 - 2448) ของฐานข้อมูลที่มีข้อมูลยาวนานที่สุด โดยข้อมูลทุกฐานข้อมูล ถูกปรับความสอดคล้องของอนุกรมให้มีค่าเหมือนกับค่าในปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) ซึ่งเป็นปีแรกของข้อมูลที่รวบรวมจากดาวเทียม Altimetry (ที่มา: IPCC, 2014)

1.2.2 สาเหตุของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

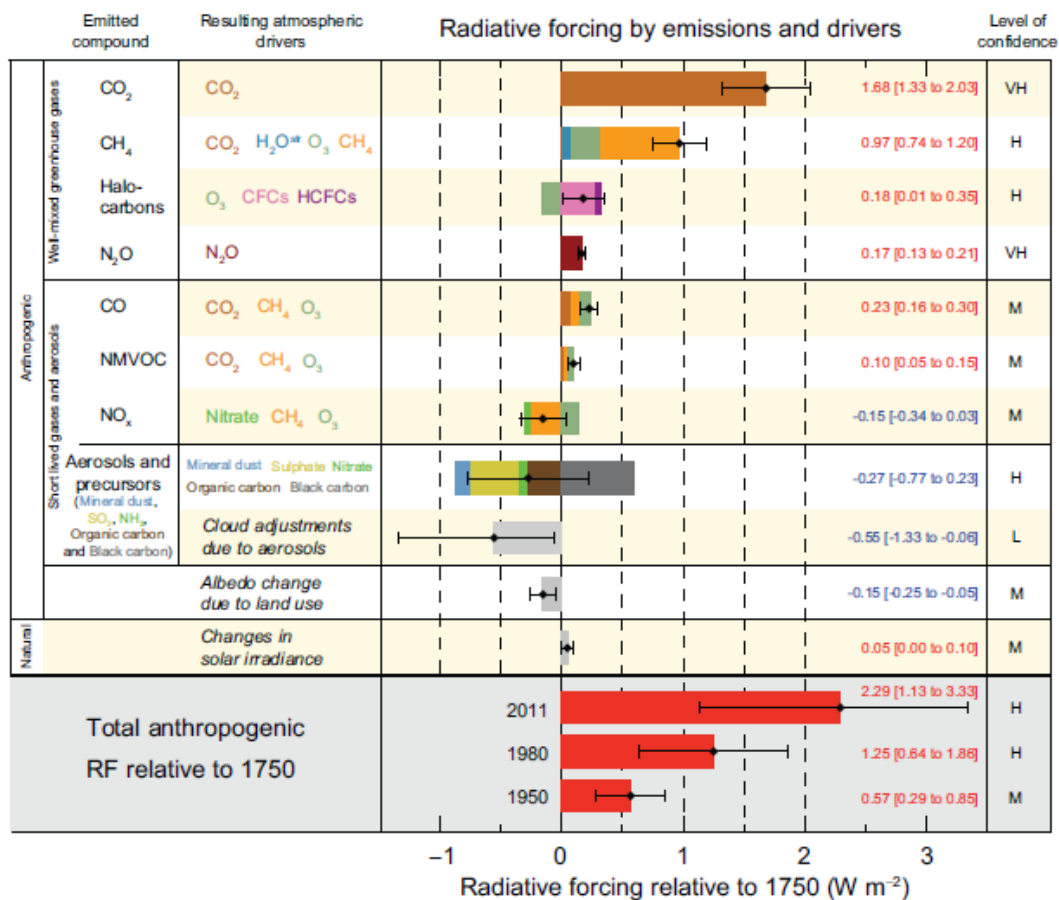
การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงของสมดุลพลังงานในบรรยากาศ ในรายงานประเมินฉบับที่ 5 ได้แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงพลังงานในบรรยากาศของปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) เทียบกับยุคก่อนการปฏิวัติอุตสาหกรรม (ค.ศ. 1750 หรือ พ.ศ. 2293) ในรูปแรงบังคับการแผ่รังสี (radiative forcing) ซึ่งเป็นค่าสุทธิของรังสีจากแสงอาทิตย์และคลื่นยาว (long wave) ที่โทรโพพอส ซึ่งเป็นขอบในชั้นบรรยากาศของโลกที่กั้นระหว่างชั้นโทรโพสเฟียร์และสตราโตสเฟียร์ โดยมีหน่วยเป็นวัตต์ต่อตารางเมตร โดยสรุปแล้ว หากแรงบังคับการแผ่รังสี มีค่าเป็นบวก หมายถึงการสะสมพลังงานเพิ่มขึ้นมีผลทำให้โลกร้อนขึ้น ในขณะที่ แรงบังคับการแผ่รังสี มีค่าเป็นลบ แสดงถึงการสะสมพลังงานลดลงมีผลให้โลกเย็นลง ทั้งนี้ การเพิ่มขึ้นของแรงบังคับการแผ่รังสี เกิดจากการเพิ่มความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในชั้นบรรยากาศ จากกิจกรรมของมนุษย์ด้านการพัฒนาเศรษฐกิจและการเพิ่มประชากร

ความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในรูปของคาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) มีเทน (CH_4) และไนตรัสออกไซด์ (N_2O) ในชั้นบรรยากาศ เพิ่มขึ้นในระดับที่ไม่เคยเกิดขึ้นมาก่อนอย่างน้อย 800,000 ปีที่ผ่านมา ซึ่งการเพิ่มขึ้นหลังจากปี ค.ศ. 1750 (พ.ศ. 2293) เป็นผลพวงมาจากกิจกรรมของมนุษย์ ในปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ความเข้มข้นของ CO_2 CH_4 และ N_2O ในชั้นบรรยากาศ มีค่า 391 ส่วนในล้านส่วน 1,803 ส่วนในล้านส่วน และ 324 ส่วนในล้านส่วน ซึ่งมีค่าสูงกว่าความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกก่อนการปฏิวัติอุตสาหกรรม ร้อยละ 40 150 และ 20 ตามลำดับ

ในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 2002 - 2011 (พ.ศ. 2545 - 2554) อัตราการปล่อย CO_2 เฉลี่ยรายปีจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิลและการผลิตซีเมนต์ มีค่า 8.3 พันล้านตันคาร์บอนต่อปี (ค่าความไม่แน่นอนในระดับ 90% อยู่ในช่วง 7.6 ถึง 9.0 พันล้านตันคาร์บอนต่อปี) และ 9.5 พันล้านตันคาร์บอนต่อปี (ค่าความไม่แน่นอนในระดับ 90% อยู่ในช่วง 8.7 ถึง 10.3 พันล้านตันคาร์บอนต่อปี) ซึ่งมีค่าสูงกว่าอัตราการปล่อยก๊าซเรือนกระจกเฉลี่ยในปี ค.ศ. 1990 (พ.ศ. 2533) ร้อยละ 54 ในขณะที่ ค่าเฉลี่ยในห้วงเวลาปี ค.ศ. 2002 - 2011 (พ.ศ. 2545 - 2554)

ของอัตราการปล่อย CO₂ สุทธิจากการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินจากกิจกรรมมนุษย์ มีค่า 0.9 พันล้านตันคาร์บอนต่อปี (ค่าความไม่แน่นอนในระดับ 90% อยู่ในช่วง 0.1 ถึง 1.7 พันล้านตันคาร์บอนต่อปี) ทั้งนี้ ในห้วงเวลาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1750 - 2011 (พ.ศ. 2293 - 2554) การปล่อยก๊าซเรือนกระจกสะสมจากการเผาไหม้ เชื้อเพลิงฟอสซิลและการผลิตซีเมนต์ และการตัดไม้ทำลายป่าและการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินมีค่า 375 และ 180 พันล้านตันคาร์บอน ตามลำดับ รวมแล้วปริมาณการปล่อยก๊าซเรือนกระจกจากกิจกรรมของมนุษย์ เท่ากับ 555 พันล้านตันคาร์บอน (ค่าความไม่แน่นอนในระดับ 90% อยู่ในช่วง 470 ถึง 640 พันล้านตันคาร์บอน) ในจำนวนนี้ 240 พันล้านตันคาร์บอน สะสมในชั้นบรรยากาศ 155 พันล้านตันคาร์บอน ถูกดูดซับโดยมหาสมุทร และ 160 พันล้านตันคาร์บอน สะสมในระบบนิเวศบก

เมื่อเปรียบเทียบค่าแรงบังคับการแผ่รังสีที่เกิดจากกิจกรรมมนุษย์ของปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) กับปี ค.ศ. 1750 (พ.ศ. 2293) แล้ว พบว่า มีค่า 2.29 วัตต์ต่อตารางเมตร (ค่าความไม่แน่นอนในระดับ 90% อยู่ในช่วง 1.13 ถึง 3.33 วัตต์ต่อตารางเมตร) (รูปที่ 1.3) โดยค่าแรงบังคับการแผ่รังสี มีอัตราการเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว หลังจากปี ค.ศ. 1970 (พ.ศ. 2513) ค่าประมาณแรงบังคับการแผ่รังสีรวมของปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ที่เป็นผลจากกิจกรรมของมนุษย์ มีมากกว่าค่ารวมของปี ค.ศ. 2005 (พ.ศ. 2548) ที่ได้รายงานในรายงานประเมินฉบับที่ 4 ของ IPCC ร้อยละ 43 ทั้งนี้ มีสาเหตุมาจากเจริญเติบโตอย่างต่อเนื่องของการปล่อยก๊าซเรือนกระจกและการปรับปรุงวิธีการประมาณค่าแรงบังคับการแผ่รังสีด้วยการนำละอองลอย (aerosol) มาพิจารณามากขึ้น ซึ่งบ่งชี้ถึงผลกระทบสุทธิที่ทำให้โลกลเย็นลงมีค่าน้อยลง ค่าแรงบังคับการแผ่รังสีจากการปล่อยก๊าซเรือนกระจกที่มีการผสมอย่างสมบูรณ์ (CO₂, CH₄, N₂O, และ Halocarbons) ของปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) เมื่อเปรียบเทียบกับปี ค.ศ. 1750 (พ.ศ. 2293) มีค่า 3.00 วัตต์ต่อตารางเมตร ซึ่งค่าแรงบังคับการแผ่รังสีจากการเปลี่ยนแปลงของความเข้มข้นของก๊าซเหล่านี้ มีค่า 2.83 วัตต์ต่อตารางเมตร (รูปที่ 1.3) ในขณะที่ การปล่อย CO₂ หรือ CH₄ เพียงก๊าซเดียว ส่งผลให้ค่าแรงบังคับการแผ่รังสี มีค่า 1.68 และ 0.97 วัตต์ต่อตารางเมตร ตามลำดับ (รูปที่ 1.3)



รูปที่ 1.3 ค่าแรงบังคับการแผ่รังสีและค่าความไม่แน่นอน (error bar) ของแรงขับเคลื่อนหลักของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เปรียบเทียบระหว่างปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) กับปี ค.ศ. 1750 (พ.ศ. 2293) โดยค่าที่แสดงเป็นค่าแรงบังคับการแผ่รังสีเฉลี่ยของโลก ที่แบ่งสัดส่วนตามสารประกอบที่ปลดปล่อยหรือกระบวนการที่ส่งผลต่อผลรวมของแรงขับเคลื่อนนั้นๆ ระดับความเชื่อมั่นของค่าแรงบังคับการแผ่รังสีสุทธิ ประกอบด้วย VH= สูงมาก H=สูง M=ปานกลาง L=ต่ำ และ VL= ต่ำมาก) (ที่มา: IPCC, 2013)

1.2.3 ภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจก

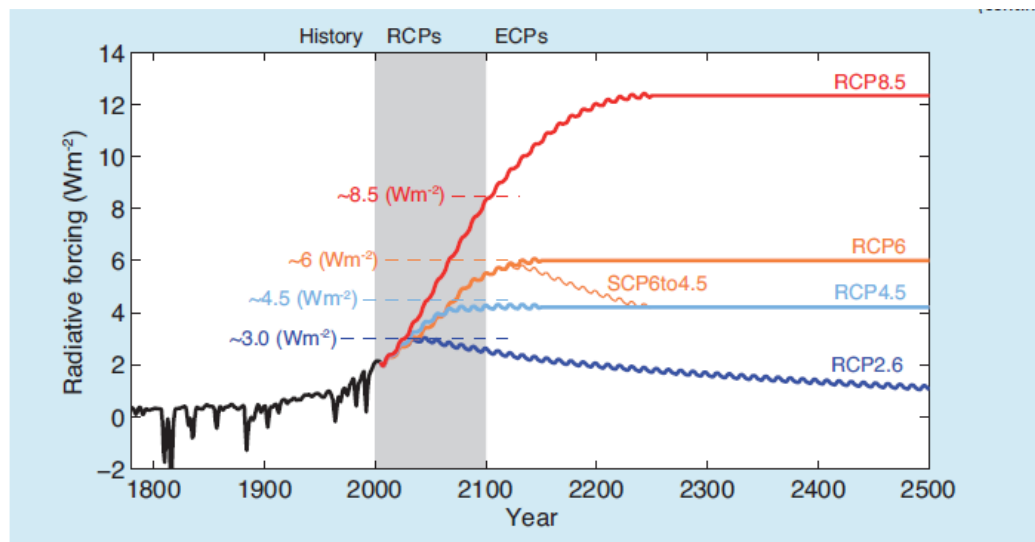
รายงานประเมินฉบับที่ 5 ของ IPCC ใช้ภาพการณ์จำลอง (scenario) การปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบใหม่ เรียกว่า Representative Concentration Pathways (RCPs) โดยภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบใหม่นี้ ใช้ชื่อว่า RCP แล้วตามด้วยค่าพลังงานความร้อนระดับต่างๆ ในบรรยากาศที่สัมพันธ์กับความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจก เช่น RCP4.5 สื่อความหมายว่าค่าแรงบังคับการแผ่รังสีจะเพิ่มเป็น 4.5 วัตต์ต่อตารางเมตร จากยุคก่อนปฏิวัติอุตสาหกรรม และก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ มีความเข้มข้นประมาณ 650 ส่วนในล้านส่วน หลังปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) กระบวนการจัดทำภาพการณ์จำลองแบบ RCP โดยย่อ เริ่มต้นจากการกำหนดความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในชั้นบรรยากาศจากกิจกรรมการปล่อยก๊าซเรือนกระจกของมนุษย์ จากนั้นประเมินผลกระทบต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศจากการเพิ่มระดับความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจก โดยใช้แบบจำลองระบบโลก (Earth System Model) หลังจากนั้นทำการวิเคราะห์การพัฒนาเศรษฐกิจ

และสังคมและมาตรการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกโดยใช้แบบจำลองการประเมินแบบบูรณาการ (Integrated Assessment Model) เพื่อคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงค่าแรงบังคับการแผ่รังสี ภายในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) เปรียบเทียบกับปี ค.ศ. 1750 (พ.ศ. 2293) ใน 3 กรณี ต่อไปนี้

1) RCP2.6 กำหนดค่าแรงบังคับการแผ่รังสีต่ำมาก ที่ 3 วัตต์ต่อตารางเมตร (ค่าความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ ประมาณ 490 พันส่วนในล้านส่วน คาร์บอนไดออกไซด์เทียบเท่า) ทั้งนี้ ค่าการปล่อยก๊าซเรือนกระจกรายปีสูงสุด จะเกิดขึ้นระหว่างห้วงเวลาตั้งแต่ปี ค.ศ. 2010 ถึง 2020 (พ.ศ. 2553 - 2563) จากนั้นลดลงภายในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) เพื่อให้ค่าแรงบังคับการแผ่รังสี ลดลงเท่ากับ 2.6 วัตต์ต่อตารางเมตร (ค่าความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ ประมาณ 475 พันส่วนในล้านส่วน คาร์บอนไดออกไซด์เทียบเท่า)

2) RCP4.5 และ RCP6.0 กำหนดค่าแรงบังคับการแผ่รังสี มีความเสถียรที่ 4.5 และ 6.0 วัตต์ต่อตารางเมตร (ค่าความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ ประมาณ 650 และ 850 พันส่วนในล้านส่วน คาร์บอนไดออกไซด์เทียบเท่า) โดยค่าการปล่อยก๊าซเรือนกระจกสูงสุดเริ่มจากปี ค.ศ. 2040 (พ.ศ. 2583) และ ค.ศ. 2080 (พ.ศ. 2623) และคงอัตราการปล่อยก๊าซเรือนกระจกนี้จนถึงปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643)

3) RCP8.5 กำหนดค่าแรงบังคับการแผ่รังสี เพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องจนถึงปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ที่ 8.5 วัตต์ต่อตารางเมตร (ค่าความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ ประมาณ 1,370 พันส่วนในล้านส่วน คาร์บอนไดออกไซด์เทียบเท่า) ดังรูปที่ 1.4

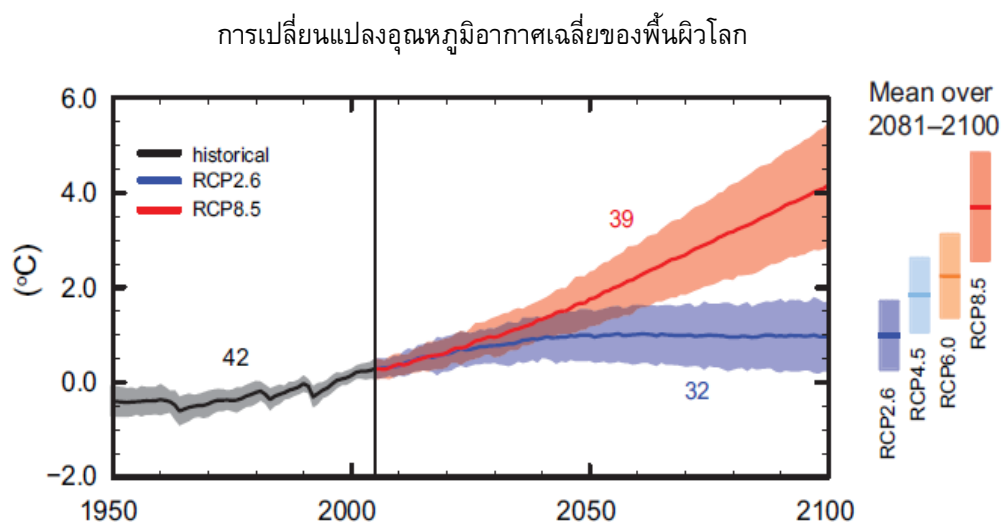


รูปที่ 1.4 ภาพการจำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบ Representative Concentration Pathways (RCPs) ในกรณีต่างๆ ซึ่งแสดงในรูปของค่าแรงบังคับการแผ่รังสีรวมใน 3 ห้วงเวลา คือ ในอดีต ระหว่างปี ค.ศ. 2000-2100 (พ.ศ. 2543 – 2643) และระหว่างปี ค.ศ. 2100-2500 (พ.ศ. 2643 – 3043) (ที่มา: IPCC, 2013)

1.2.4 การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต

1.2.4.1 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยที่พื้นผิวโลก

การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยที่พื้นผิวโลกในอนาคตระยะใกล้ (ระหว่างปี ค.ศ. 2016 – 2035 หรือปี พ.ศ. 2559 - 2578) เมื่อเปรียบเทียบกับค่าในช่วงเวลาปีฐาน (ปี ค.ศ. 1986 - 2005 หรือปี พ.ศ. 2529 - 2548) ถูกคาดประมาณว่าจะสูงขึ้นในช่วง 0.3 – 0.7 °C ด้วยความเชื่อมั่นในระดับปานกลางและความเป็นไปได้ในระดับ 66 – 100% (รูปที่ 1.5) ส่วนการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยที่พื้นผิวโลกในอนาคตระยะกลาง (ระหว่างปี ค.ศ. 2081 - 2100 หรือปี พ.ศ. 2624 - 2643) เมื่อเปรียบเทียบกับค่าในช่วงเวลาปีฐานเดียวกัน ข้างต้น จะมีค่าสูงขึ้นในช่วง 0.3 – 1.7 °C 1.1 – 2.6 °C 1.4 – 3.1 °C และ 2.6 – 4.8 °C เมื่อคาดประมาณภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP2.6 RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 ด้วยความเชื่อมั่นในระดับปานกลางและความเป็นไปได้ในระดับ 66 – 100% ตามลำดับ (รูปที่ 1.5) โดยการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยที่พื้นผิวโลกในอนาคตเมื่อสิ้นสุดศตวรรษที่ 21 เมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยในช่วงระยะเวลาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1850 (พ.ศ. 2390) ถึง ค.ศ. 1900 (พ.ศ. 2443) จะมีค่าสูงกว่า 1.5 °C ด้วยการคาดประมาณภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 ยกเว้น RCP2.6 ด้วยความเชื่อมั่นในระดับสูงและความเป็นไปได้ในระดับ 66 – 100%



รูปที่ 1.5 อนุกรมแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของพื้นผิวโลกจากการคาดประมาณด้วยแบบจำลองภูมิอากาศ ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP2.6 RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 ระหว่างปี ค.ศ. 1950 - 2100 (พ.ศ. 2493 - 2643) เปรียบเทียบกับช่วงปี ค.ศ. 1986 - 2005 (พ.ศ. 2529 - 2548) (ที่มา: IPCC, 2013)

1.2.4.2 การเปลี่ยนแปลงวัฏจักรน้ำ

อุณหภูมิอากาศเฉลี่ยที่พื้นผิวโลกที่ร้อนขึ้นในช่วงศตวรรษที่ 21 จะส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงวัฏจักรน้ำทั่วโลกในหลายรูปแบบ ซึ่งการเปลี่ยนแปลงวัฏจักรน้ำในช่วง 2 - 3 ทศวรรษข้างหน้า จะเป็นผลมาจากอิทธิพลของความแปรปรวนภายในตามธรรมชาติของระบบภูมิอากาศ และการปลดปล่อยละอองลอยของมนุษย์จากภาพการณ์จำลองแบบ RCP8.5 คาดประมาณว่าปริมาณหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ยรายปีเมื่อสิ้นสุดศตวรรษที่ 21

จะเพิ่มสูงขึ้นในบริเวณละติจูดสูง (60 องศาเหนือและใต้) และเขตศูนย์สูตรของมหาสมุทรแปซิฟิก ในขณะที่ปริมาณหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ย จะลดลงในบริเวณละติจูดกลาง (ระหว่าง 50-60 องศาเหนือและใต้) ในหลายภูมิภาคที่มีภูมิอากาศแบบแห้งแล้ง ทั้งนี้ ปริมาณหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ย จะเพิ่มขึ้นบริเวณเขตละติจูดกลางหลายแห่งที่มีภูมิอากาศร้อนชื้น ด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66 – 100%

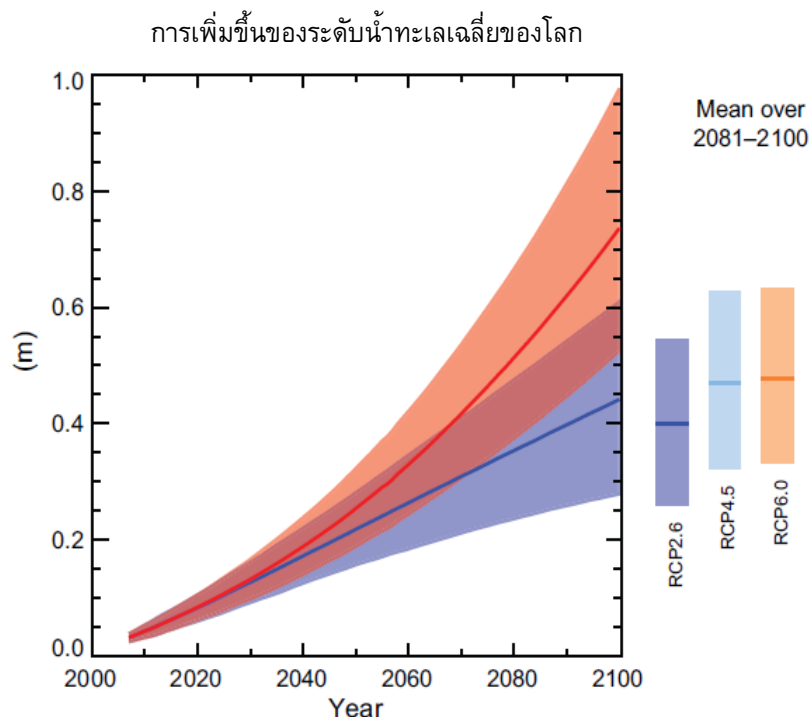
เหตุการณ์สภาวะสุดขีดของหยาดน้ำฟ้าเมื่อสิ้นสุดศตวรรษนี้ จะมีความรุนแรงและความถี่ของการเกิดเพิ่มขึ้น ด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 90 – 100% ในภูมิภาคเขตละติจูดกลางและเขตภูมิอากาศร้อนชื้นซึ่งสอดคล้องกับอุณหภูมิอากาศพื้นผิวโลกเฉลี่ยที่สูงขึ้น ในพื้นที่ที่ได้รับอิทธิพลจากมรสุม ถูกคาดการณ์ว่าลมมรสุมจะอ่อนกำลังลงแต่ความเข้มข้นของปริมาณหยาดน้ำฟ้าจะมากขึ้น เนื่องจากความชื้นในบรรยากาศที่เพิ่มขึ้น รวมทั้งวันเริ่มต้นของฤดูมรสุมจะเร็วขึ้น ในขณะที่ วันสิ้นสุดฤดูมรสุมจะล่าช้าออกไป ส่งผลให้ฤดูมรสุมยาวนานขึ้นในหลายๆ ภูมิภาค

1.2.4.3 การเปลี่ยนแปลงทะเลน้ำแข็งของโลก

ในช่วงศตวรรษที่ 21 เมื่ออุณหภูมิโลกเฉลี่ยสูงขึ้น ทะเลน้ำแข็งบริเวณขั้วโลกเหนือ จะลดขนาดและบางลงอย่างต่อเนื่อง หิมะที่ปกคลุมในฤดูใบไม้ผลิทางซีกโลกเหนือ จะลดลงเช่นกัน โดยปริมาตรธารน้ำแข็งของโลกจะลดลงไปอีก ผลคาดการณ์โดยใช้ค่าเฉลี่ยจากหลายภาพการณ์จำลอง พบว่า การลดลงของขนาดทะเลน้ำแข็ง อยู่ในช่วงตั้งแต่ 43% สำหรับ RCP 2.6 ถึง 94% สำหรับ RCP 8.5 ในเดือนกันยายน และจาก 8% สำหรับ RCP 2.6 ถึง 34% สำหรับ RCP 8.5 ในเดือนกุมภาพันธ์ โดยภาพการณ์จำลอง RCP 8.5 คาดประมาณว่าทะเลน้ำแข็งขั้วโลก จะละลายหมดไปเดือนกันยายนก่อนกลางศตวรรษที่ 21 เมื่อสิ้นสุดศตวรรษที่ 21 คาดประมาณว่าปริมาตรธารน้ำแข็งซึ่งไม่รวมถึงธารน้ำแข็งบริเวณขั้วโลกใต้ จะลดลงตั้งแต่ 15 ถึง 55% สำหรับ RCP 2.6 และ ตั้งแต่ 35 ถึง 85% สำหรับ RCP8.5 ส่วนหิมะที่ปกคลุมในฤดูใบไม้ผลิทางซีกโลกเหนือ คาดประมาณว่าจะลดลงไป 7% สำหรับ RCP2.6 และ 25% สำหรับ RCP8.5 เมื่อสิ้นสุดศตวรรษที่ 21

1.2.4.4 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล

ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลก จะเพิ่มสูงขึ้นต่อไปในศตวรรษที่ 21 โดยทุกภาพการณ์จำลอง RCP คาดประมาณอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลมีค่ามากกว่าระดับที่บันทึกไว้ระหว่างปี ค.ศ. 1971 - 2010 (พ.ศ. 2514 - 2553) ด้วยความเชื่อมั่นในระดับสูงและความเป็นไปได้ในระดับ 90 – 100% สืบเนื่องจากอุณหภูมิน้ำทะเลในมหาสมุทรร้อนขึ้นและมีการสูญเสียของธารน้ำแข็งและแผ่นน้ำแข็งมากขึ้น ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลก ในช่วงปี ค.ศ. 2081 - 2100 (พ.ศ. 2624 - 2643) เมื่อเปรียบเทียบกับค่าในช่วงปี ค.ศ. 1986 – 2005 (พ.ศ. 2511 - 2548) จะมีค่าเพิ่มขึ้นอยู่ในช่วง 0.26 - 0.55 0.32 - 0.63 0.33 - 0.63 และ 0.45 - 0.82 เมตร เมื่อคาดการณ์ด้วยภาพการณ์จำลองแบบ RCP2.6 RCP4.5 RCP 6.0 และ RCP8.5 ตามลำดับ ด้วยความเชื่อมั่นระดับปานกลางและความเป็นไปได้ในระดับ 66-100% (รูปที่ 1.6) นอกจากนี้ ภายในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ระดับน้ำทะเลภายใต้ภาพการณ์จำลองแบบ RCP8.5 ถูกคาดการณ์จะเพิ่มขึ้นระหว่าง 0.52 ถึง 0.98 เมตร ด้วยความเชื่อมั่นระดับปานกลางและความเป็นไปได้ในระดับ 66-100% (รูปที่ 1.6) การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิเฉลี่ยโลกซึ่งถูกคาดการณ์ภายใต้ทุกภาพการณ์จำลอง RCPs จะส่งผลให้ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกในศตวรรษที่ 21 สูงขึ้น 30 - 55% ทั้งนี้ การละลายของแผ่นน้ำแข็งกรีนแลนด์และขั้วโลกใต้รวมกัน จะส่งผลให้ระดับน้ำทะเลเพิ่มสูงขึ้นในช่วง 0.03 - 0.20 เมตร ในช่วงปี ค.ศ. 2081 - 2100 (พ.ศ. 2624 - 2643) ด้วยความเชื่อมั่นระดับปานกลางและความเป็นไปได้ในระดับ 66-100%



รูปที่ 1.6 การคาดการณ์การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกภายในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ด้วยแบบจำลองภายใต้ภาพการณ์จำลองแบบ RCP2.6 RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 เมื่อเปรียบเทียบกับช่วงเวลาปีฐาน (ปี ค.ศ. 1986 – 2005 หรือ ปี พ.ศ. 2529 – 2548) (ที่มา: IPCC, 2013)

1.2.4.5 การรักษาสมดุลภูมิอากาศ

การรักษาสมดุลภูมิอากาศ ด้วยการควบคุมการปล่อยก๊าซเรือนกระจกให้มีความเข้มข้นอยู่ในระดับที่ไม่ก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เป็นอันตรายต่อมนุษย์และระบบนิเวศ มีเป้าหมายที่จะควบคุมการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของโลกให้อยู่ในระดับที่ไม่เกิน 2°C เมื่อเทียบกับอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยยุคก่อนการปฏิวัติอุตสาหกรรม ซึ่งสอดคล้องกับวัตถุประสงค์ของอนุสัญญาสหประชาชาติว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ ผลการศึกษาภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP2.6 บ่งชี้ว่าหากต้องการควบคุมระดับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของพื้นผิวโลกให้อยู่ในช่วง $1.5 - 1.7^{\circ}\text{C}$ ประชาคมโลกจะต้องร่วมกันลดการปล่อยคาร์บอนไดออกไซด์สะสมจากกิจกรรมมนุษย์ลงให้อยู่ในช่วง -72% ถึง -41% และ -118% ถึง -78% ภายในปี ค.ศ. 2050 (พ.ศ. 2593) และปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ตามลำดับ เมื่อเปรียบเทียบกับการปล่อยก๊าซเรือนกระจกในปี ค.ศ. 2010 (พ.ศ. 2553) (ตารางที่ 1.1) ส่วนภาพการณ์จำลองภายใต้ RCP อื่นๆ ซึ่งมีนโยบายและมาตรการรวมทั้งความร่วมมือในระดับต่าง ๆ แสดงให้เห็นถึงความเสี่ยงที่อุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของโลกจะสูงกว่า 2°C ทั้งนี้ ความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในรูปของคาร์บอนไดออกไซด์เทียบเท่า เมื่อสิ้นคริสต์ศตวรรษที่ 21 มีค่าอยู่ในช่วง 580 – มากกว่า 1,000 หนึ่งในล้านในล้านส่วน (ตารางที่ 1.1)

ตารางที่ 1.1 เป้าหมายลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจก ภายในปี ค.ศ. 2050 (พ.ศ. 2593) และปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) เพื่อควบคุมระดับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอากาศเฉลี่ยของพื้นผิวโลกให้อยู่ในระดับที่เพิ่มขึ้นไม่เกิน 2 °C

CO ₂ eq Concentration in 2100 (ppm CO ₂ eq)	Relative Position of RCP	Cumulative CO ₂ emission (GtCO ₂)		Change in CO ₂ eq emission compared to 2010 in (%)		Temperature change (relative to 1850-1990)	
		2011-2050	2011-2100	2050	2100	2100 temperature change (°C)	Probability of staying below 2 °C over 21 st century
450 (430-480)	RCP2.6	550-1,300	630-1,180	-72 to -41	-118 to -78	1.5-1.7 (1.0-2.8)	66-100%
580-650	RCP4.5	1,260-1,640	1,870-2,440	-38 to 24	-134 to -50	2.3-2.6 (1.5-4.2)	>50-100%
650-720		1,310-1,750	2,570-3,340	-11 to 17	-54 to -21	2.6-2.9 (1.8-4.5)	0-33%
700-1,000	RCP6.0	1,570-1,940	3,620-4,990	18 to 54	-7 to 72	3.1-3.7 (2.1-5.8)	0-33%
>1,000	RCP8.5	1,840-2,310	5,350-7,010	52 to 95	74 to 178	4.1-4.8 (2.8-7.8)	0-33%

ที่มา: Edenhofer และคณะ (2014)

1.3 ช่องว่างของความรู้และแนวทางการพัฒนาองค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต

ผลการสังเคราะห์องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์กายภาพพื้นฐานของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ในรายงานประเมินฉบับที่ 5 ของ IPCC ยังคงมีความไม่แน่นอนที่สำคัญ (key uncertainty) บางประเด็นซึ่งต้องพิจารณาดำเนินการสังเคราะห์ผลให้มีความชัดเจนมากขึ้นในรายงานประเมินฉบับต่อไปของ IPCC (Christ, 2014) ตัวอย่างของความไม่แน่นอนที่สำคัญ ได้แก่ ความถี่และระดับความรุนแรงของพายุหมุนเขตร้อน การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิและทะเลน้ำแข็งในทวีปแอนตาร์กติกา การเปลี่ยนแปลงของหยาดน้ำฟ้า การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยและการเปลี่ยนแปลงของแผ่นน้ำแข็ง และปฏิสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยและวัฏจักรคาร์บอน ประเด็นท้าทายสำหรับการวิจัยและประเมินองค์ความรู้เชิงวิทยาศาสตร์ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ที่ควรดำเนินการ (Christ, 2014) ได้แก่

- 1) แบบจำลองระดับภูมิภาคโดยเฉพาะอย่างยิ่งแบบจำลองที่เกี่ยวกับวัฏจักรน้ำ
- 2) การวิเคราะห์ทางสถิติของเหตุการณ์สภาวะสุดขีดและการปริมาณ (quantify) เหตุการณ์ดังกล่าว
- 3) การศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและแรงขับเคลื่อนระดับภูมิภาค
- 4) การบ่งชี้และสืบค้นสาเหตุของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในระดับภูมิภาคและท้องถิ่น
- 5) การปริมาณเชิงพื้นที่ของตัวแปรสำหรับความล่าช้าและการสัมผัสกับภัยคุกคาม

- 6) การบำรุงรักษาและยกระดับเครือข่ายระบบการตรวจวัดข้อมูลภูมิอากาศที่มีคุณภาพและความหนาแน่นสูง
- 7) ระบบการจัดการและเข้าถึงการใช้ประโยชน์ข้อมูลจากแบบจำลองภูมิอากาศ
- 8) การสร้างความเข้มแข็งด้านการวิจัยภูมิอากาศในระดับภูมิภาค

นอกจากนี้ IPCC ยังได้กำหนดประเด็นการวิจัยวิทยาศาสตร์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ที่จะดำเนินการในรายงานประเมินฉบับที่ 6 ดังนี้

1) ภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบ Shared Socioeconomic Pathways (SSPs) ผ่านโครงการการเปรียบเทียบระหว่างแบบจำลองร่วม ระยะที่ 6 โดยกำหนดระดับการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมภายใต้แนวทางการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกและการปรับตัวในสภาวะการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ 5 แบบ ได้แก่ SSP1 (low challenge) คือ การพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมที่ไม่ดำเนินการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกและการปรับตัว SSP2 (intermediate challenge) คือ การพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมที่ดำเนินการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกพร้อมกับการปรับตัวระดับปานกลาง SSP3 (high challenge) คือ การพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมที่ดำเนินการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกพร้อมกับการปรับตัวระดับสูง SSP4 (adaptation challenges dominate) คือ การพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมที่ดำเนินการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกในระดับต่ำ แต่ดำเนินการปรับตัวระดับสูง และ SSP5 (mitigation challenges dominate) คือ การพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมที่ดำเนินการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกในระดับสูงแต่ดำเนินการปรับตัวระดับต่ำ ซึ่งในแต่ละ SSP จะกำหนดค่าแรงบังคับการแผ่รังสีจากรูปแบบการพัฒนาดังกล่าว 7 ระดับ ได้แก่ RCP<2.6 RCP2.6 RCP3.7 RCP4.5 RCP6.0 RCP7.0 และ RCP8.5 ซึ่งภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบ SSPs นี้ มีความยืดหยุ่นในการกำหนดนโยบายของแต่ละประเทศในการรักษาสมดุลภูมิอากาศภายใต้ข้อสัญญาสหประชาชาติว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (O'Neill et al., 2014)

2) การวิเคราะห์และสังเคราะห์องค์ความรู้วิทยาศาสตร์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศใหม่ๆ อย่างต่อเนื่อง เช่น การคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงขนาดและมวลของแผ่นน้ำแข็งขั้วโลกและระดับน้ำทะเล ปริมาณหยาดน้ำฟ้า และเหตุการณ์สุดขั้วในภูมิภาคต่างๆ ของโลก เมื่ออุณหภูมิเฉลี่ยของพื้นผิวโลกเพิ่มขึ้นในระดับ 1.5 °C และ 2.0 °C

เอกสารอ้างอิง

- Christ R. 2014. Knowledge gaps in AR5 report. SBSTA Research Dialogue, 8 June 2014 Bonn, Germany. IPCC.
- Edenhofer O., R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, S. Kadner, J. C. Minx, S. Brunner, S. Agrawala, G. Baiocchi, I. A. Bashmakov, G. Blanco, J. Broome, T. Bruckner, M. Bustamante, L. Clarke, M. Conte Grand, F. Creutzig, X. Cruz-Núñez, S. Dhakal, N. K. Dubash, P. Eickemeier, E. Farahani, M. Fischedick, M. Fleurbaey, R. Gerlagh, L. Gómez-Echeverri, S. Gupta, J. Harnisch, K. Jiang, F. Jotzo, S. Kartha, S. Klasen, C. Kolstad, V. Krey, H. Kunreuther, O. Lucon, O. Masera, Y. Mulugetta, R. B. Norgaard, A. Patt, N. H. Ravindranath, K. Riahi, J. Roy, A. Sagar, R. Schaeffer, S. Schlömer, K. C. Seto, K. Seyboth, R. Sims, P. Smith, E. Somanathan, R. Stavins, C. von Stechow, T. Sterner, T. Sugiyama, S. Suh, D. Ürges-Vorsatz, K. Urama, A. Venables, D. G. Victor, E. Weber, D. Zhou, J. Zou. and T. Zwickel. 2014. Technical Summary. In: Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Edenhofer, O., R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, E. Farahani, S. Kadner, K. Seyboth, A. Adler, I. Baum, S. Brunner, P. Eickemeier, B. Kriemann, J. Savolainen, S. Schlömer, C. von Stechow, T. Zwickel and J. C. Minx (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC. 2013. Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC. 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)). IPCC, Geneva, Switzerland.
- O'Neill B.C., Kriegler E., Riahi K., Ebi, K.L., Hallegatte S., Carter T.R., Mathur R. and van Vuuren, D.P. 2014. A new scenario framework for climate change research: the concept of shared socioeconomic pathways. Climatic Change, 122 (3), pp.387-400.

บทที่ 2

หลักฐานการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทย จากข้อมูลตรวจวัดที่พื้นผิว (Surface Observation-based Evidence of Climate Change in Thailand)

ดร.อัศมน ลิ้มสกุล

ศูนย์วิจัยและฝึกอบรมด้านสิ่งแวดล้อม
กรมส่งเสริมคุณภาพสิ่งแวดล้อม

ข้อสรุปสาระสำคัญ

การประมวลและสังเคราะห์ผลการศึกษาในช่วงเวลาหลังจากปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ถึงปัจจุบันได้ช่วยเพิ่มเติมองค์ความรู้และเสริมรายละเอียดแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรภูมิอากาศในประเทศไทย ในรายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ฉบับที่ 1 (Thailand's First Assessment Report on Climate Change; TARC1) ให้เป็นปัจจุบัน มีความชัดเจนและครอบคลุมมากขึ้น ซึ่งสาระสำคัญสรุปได้ดังนี้

1. การศึกษาในช่วงหลังรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ต่างแสดงผลที่สอดคล้องกันซึ่งบ่งชี้ให้เห็นถึงการร้อนขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของประเทศไทยด้วยความมั่นใจในระดับสูง โดยในรอบ 40 ปีที่ผ่านมาในช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1970 – 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) อุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ยและอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายปีของประเทศไทยมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น 0.96 0.92 และ 1.04 °C ตามลำดับ

2. การศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของฝนในระยะหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ไม่เพียงสนับสนุนผลการศึกษาในระยะแรกที่ว่าความแปรปรวนในระยะสั้น เป็นองค์ประกอบหลักของการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนสะสมรวมรายปีในภาพรวมของประเทศไทย แต่ยังช่วยเพิ่มเติมหลักฐานแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญเมื่อวิเคราะห์ในสเกลพื้นที่และเวลาที่มีความละเอียดขึ้น โดยพบว่า ปริมาณฝนสะสมรวมรายปีในพื้นที่ภาคใต้ฝั่งอันดามันและฝั่งอ่าวไทยในช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 - 2557) มีแนวโน้มลดลงและเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ ตามลำดับ ในขณะที่ ปริมาณฝนสะสมรวมเฉพาะในช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายนในภาพรวมของประเทศไทย มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญในอัตรา 64.8 มิลลิเมตรในรอบ 60 ปีที่ผ่านมา (ค.ศ. 1955 - 2014 หรือ พ.ศ. 2498 - 2557) ผลการศึกษาล่าสุด ยังได้แสดงผลที่สอดคล้องอีกประการหนึ่ง คือ ปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) เมื่อเกิดเหตุการณ์น้ำท่วมครั้งใหญ่ในลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยา เป็นปีที่ปริมาณฝนมีค่าสูงสุดเท่าที่มีการบันทึกมาในรอบ 60 ปี โดยภาพแล้ว หลักฐานและระดับความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของฝนในประเทศไทยบนพื้นฐานของการศึกษาเหล่านี้ ยังถูกประเมินว่าอยู่ในระดับปานกลาง

3. การศึกษาการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในประเทศไทย ในระยะหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ช่วยเพิ่มความมั่นใจในระดับสูงถึงข้อสรุปที่ว่า สภาวะสุดขีดของอุณหภูมิ มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญในรอบ 40 - 50 ปีที่ผ่านมา ซึ่งตอบสนองต่อการร้อนขึ้นของประเทศไทย องค์ความรู้ใหม่ ๆ จากการศึกษาในช่วงล่าสุด ยังช่วยเพิ่มความชัดเจนต่อการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทย โดยผลการศึกษา บ่งชี้ให้เห็นถึงความถี่ของเหตุการณ์ฝนและระยะเวลาที่ฝนตกอย่างต่อเนื่องในพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยลดลง แต่ความแรงของฝนและความเข้มของฝนจากเหตุการณ์ฝนตกหนัก รวมถึงปริมาณฝนรวมจากเหตุการณ์ฝนหนัก กลับมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ ทั้งนี้ ในปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) เมื่อเกิดเหตุการณ์น้ำท่วมครั้งใหญ่ในลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยา นับเป็นปีที่ประเทศไทยมีสภาวะสุดขีดของฝนสูงที่สุดในรอบ 60 ปี ทั้งนี้ หลักฐานแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของฝน ได้เพิ่มขึ้นในระดับปานกลาง ส่งผลให้ความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลง ได้เพิ่มขึ้นในระดับปานกลางเช่นกัน

4. บนพื้นฐานของข้อมูลที่ได้บันทึกในรอบ 64 ปีที่ผ่านมา (ค.ศ. 1951 - 2014 หรือ พ.ศ. 2494 - 2557) พบว่า ความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย มีแนวโน้มลดลงอย่างมีนัยสำคัญ แต่เมื่อพิจารณาในรายละเอียดภายใต้การลดลงของความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนนั้นแล้ว กลับพบว่า จำนวนพายุหมุนเขตร้อนในระดับที่รุนแรงกว่าพายุดีเปรสชันเขตร้อนที่เกิดขึ้นทั้งหมดในรอบทุก ๆ 10 ปี กลับมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตั้งแต่ทศวรรษที่ 1970

การเปลี่ยนแปลงดังกล่าว อาจบ่งชี้ถึงความเสี่ยงที่เพิ่มขึ้นของประเทศไทยต่อเหตุการณ์สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศทั้งจากเหตุการณ์ฝนตกหนักและน้ำท่วมที่เกิดขึ้นเป็นระยะๆ สลับกับการเกิดภาวะความแห้งแล้งที่ยาวนานขึ้น ผลการประมวลและสังเคราะห์องค์ความรู้ พบว่า หลักฐานและระดับความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงพายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทย อยู่ในระดับปานกลาง

5. ฐานข้อมูลภูมิอากาศที่ตรวจวัดอย่างต่อเนื่องเป็นระยะเวลาที่ยาวนานและมีคุณภาพสูง ยังเป็นสิ่งจำเป็นพื้นฐานสำหรับการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาในประเทศไทย การนำฐานข้อมูลตรวจวัดมาใช้ในการศึกษา ควรให้ความสำคัญเป็นพิเศษต่อคุณภาพของข้อมูลซึ่งมีระดับที่แตกต่างกันไปของแต่ละแหล่งข้อมูล ดังนั้น การตรวจสอบคุณภาพของข้อมูลและปรับแก้ลักษณะความไม่เป็นเอกพันธ์ (homogeneity) ของข้อมูลด้วยเทคนิคทางสถิติ ควรดำเนินการก่อนที่จะนำมาใช้สำหรับการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยา ทั้งนี้ ฐานข้อมูลดาวเทียมที่มีความละเอียดสูง โดยเฉพาะฐานข้อมูลที่ดำเนินการโดย Global Climate Observing System (GCOS) ควรนำมาใช้ศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาในประเทศไทยควบคู่กับข้อมูลตรวจวัดพื้นผิว โดยหัวข้องานวิจัย เช่น การพัฒนาดัชนีความแห้งแล้งและวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในประเทศไทย การเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำและไอน้ำกลั่นตัวได้ในบรรยากาศ การเปลี่ยนแปลงของความชื้นของดินและน้ำท่า การเปลี่ยนแปลงของการคายระเหยของน้ำ และการเปลี่ยนแปลงของเมฆและรังสีดวงอาทิตย์ซึ่งได้ระบุในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ยังคงเป็นประเด็นพื้นฐานที่จำเป็นสำหรับการศึกษาวิจัยในอนาคต

2.1 การศึกษาด้านภูมิอากาศวิทยาและข้อมูลตรวจวัดในประเทศไทยหลังจาก รายงาน TARC ฉบับที่ 1

ในช่วงระยะเวลาสิบกว่าปีที่ผ่านมา การศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยา (climatological study) โดยเฉพาะอย่างยิ่ง การวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรภูมิอากาศในประเทศไทยและภูมิภาคอินโด-แปซิฟิก รวมถึงการศึกษาความสัมพันธ์และกลไกความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาอุทก (hydro-meteorological variable) กับความผันแปรและปรากฏการณ์ของระบบภูมิอากาศโลกในโหมดต่าง ๆ มีความก้าวหน้าเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องตามลำดับ การสืบค้นจากฐานข้อมูลของวารสารที่มีกระบวนการตรวจสอบคุณภาพและความถูกต้องของเนื้อหาจากคณะผู้เชี่ยวชาญ (peer-reviewed journal) ทั้งในประเทศและต่างประเทศ จำนวน 100 วารสาร พบว่า ผลการศึกษาดังกล่าว ได้ถูกตีพิมพ์เผยแพร่ไม่น้อยกว่า 174 เรื่องในช่วงระยะเวลา ระหว่างปี ค.ศ. 2000 - 2015 (พ.ศ. 2543 - 2558) ทั้งนี้ ในช่วงระยะเวลา 5 ปี (ค.ศ. 2011 - 2015 หรือ พ.ศ. 2554 - 2558) หลังจากได้จัดทำและเผยแพร่รายงาน TARC ฉบับที่ 1 เอกสารวิจัยที่เกี่ยวข้องกับภูมิอากาศวิทยาได้ถูกตีพิมพ์เผยแพร่ในวารสารต่าง ๆ เพิ่มขึ้นเป็นเท่าตัว โดยเอกสารงานวิจัยที่เนื้อหาหรือพื้นที่ศึกษาเกี่ยวข้องกับประเทศไทยโดยตรง เพิ่มขึ้นอย่างมาก (รูปที่ 2.1)

ข้อมูลภูมิอากาศที่ตรวจวัดผ่านเครือข่ายสถานีตรวจอากาศพื้นผิวสำหรับติดตาม ตรวจสอบและพยากรณ์ ลมฟ้าอากาศ อุทกวิทยาและการเกษตรของกรมอุตุนิยมวิทยา ซึ่งปัจจุบันมีสถานีหลัก อยู่ประมาณ 122 สถานี ครอบคลุมทั่วทุกภาคของประเทศ รวมทั้งข้อมูลฝนและน้ำท่าของกรมชลประทานที่ตรวจวัดจากเครือข่ายสถานี อุตุนิยมวิทยาอุทกพื้นผิวของศูนย์อุทกวิทยาและบริหารน้ำทั้ง 8 ศูนย์ใน 25 ลุ่มน้ำประธานทั่วประเทศ ยังคงเป็น ฐานข้อมูลหลักที่ใช้ในการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาในประเทศไทย (ตารางที่ 2.1) ทั้งนี้ คุณภาพ ความสมบูรณ์ และความต่อเนื่องของข้อมูล รวมถึงช่วงระยะเวลาที่ข้อมูลได้ถูกเก็บรวบรวม ก่อนข้างแตกต่างกันระหว่างข้อมูลของ กรมอุตุนิยมวิทยาและกรมชลประทาน ซึ่งโดยปกติแล้ว ข้อมูลของทั้งสองฐานข้อมูลดังกล่าว ผ่านกระบวนการ ตรวจสอบคุณภาพของข้อมูลในเบื้องต้นเท่านั้น ดังนั้น การตรวจสอบคุณภาพของข้อมูลและทดสอบลักษณะเอกพันธ์ ของข้อมูล (homogeneity test) เพิ่มเติมด้วยเทคนิคทางสถิติ ยังเป็นขั้นตอนสำคัญที่แนะนำให้ดำเนินการ ก่อนนำ ฐานข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยาและกรมชลประทานไปใช้ศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยา นอกจากนี้ ในช่วง ระยะเวลาหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 เป็นต้นมา ฐานข้อมูลภูมิอากาศแบบกริดระดับโลกที่พัฒนาและจัดทำ จากข้อมูลตรวจวัดจากสถานีพื้นผิวและข้อมูลดาวเทียม ซึ่งผ่านกระบวนการตรวจสอบคุณภาพและลักษณะเอกพันธ์ ของข้อมูลด้วยเทคนิคทางสถิติแล้ว เช่น Global Precipitation Climatology Center (GPCC) และ APHRODITE เป็นต้น ได้ถูกนำมาประยุกต์ใช้ควบคู่กับฐานข้อมูลสถานีของกรมอุตุนิยมวิทยาและกรมชลประทาน (ตารางที่ 2.1)

2.2 แนวทางการประเมินองค์ความรู้

การประเมินในบทที่ 2 ของรายงานนี้ เป็นการปรับปรุงเนื้อหาและเพิ่มเติมองค์ความรู้ของรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ในส่วนที่เกี่ยวข้องกับ แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรภูมิอากาศในประเทศไทยและพื้นที่ใกล้เคียงจาก ข้อมูลตรวจวัดที่พื้นผิว ให้เป็นปัจจุบันและมีความชัดเจนมากขึ้น โดยทำการประมวลและสังเคราะห์จากเอกสาร งานวิจัยที่ได้ถูกตีพิมพ์เผยแพร่ในวารสารต่าง ๆ ในช่วงหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 (ค.ศ. 2011 – 2015 หรือ พ.ศ. 2554 – 2558) เป็นหลัก อย่างไรก็ตาม เอกสารงานวิจัยที่ได้ตีพิมพ์เผยแพร่ก่อนปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554)

ถูกนำมาใช้สังเคราะห์องค์ความรู้ในบางประเด็นและหัวข้อย่อยที่ยังไม่ได้ดำเนินการในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 แนวทางการประเมิน ยังคงให้ความสำคัญต่อความเชื่อมั่นและความไม่แน่นอนของผลการสังเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศจากข้อมูลตรวจวัด โดยพิจารณาจากชนิด จำนวนและความสอดคล้องของหลักฐานจากเอกสารและผลการศึกษิต่างๆ ที่ได้ทำการทบทวน รวมทั้งระดับการยอมรับ ทั้งนี้ คำศัพท์สรุปเพื่ออธิบายและสื่อสารถึงจำนวนของหลักฐาน ประกอบด้วย จำกัด ปานกลางและเข้มแข็ง (robust) ส่วนคำศัพท์เพื่ออธิบายและสื่อสารความเชื่อมั่นของผลการสังเคราะห์และการยอมรับเชิงคุณภาพ ประกอบด้วย 3 ระดับ คือ ต่ำ ปานกลาง และสูง ระดับความเชื่อมั่นและความไม่แน่นอนของแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงและผลการประเมิน ได้ระบุและนำเสนออย่างสอดคล้องกันตลอดทั้งบทที่ 2 ซึ่งได้นิยาม ‘แนวโน้มการเปลี่ยนแปลง’ หมายถึง การเปลี่ยนแปลงที่เพิ่มขึ้นหรือลดลงในเชิงเส้นตรงที่ปรากฏในอนุกรมข้อมูลตรวจวัด และได้กำหนดระดับความเชื่อมั่นที่ 95% ($p=0.05$) เพื่อแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงในเชิงเส้นต่อหน่วยเวลาที่มีนัยสำคัญทางสถิติ เช่นเดียวกันกับหลักเกณฑ์และนิยามที่ได้ระบุในรายงาน TARC ฉบับที่ 1

2.3 การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวและฝน

หลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวในประเทศไทย ได้ถูกวิเคราะห์เพิ่มเติมสำหรับภาพรวมของประเทศไทย (Limjirakan and Limsakul, 2012a,b; จิรสรณ์ สันติสิริ สมบูรณ์และคณะ, 2559) ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ (Pornamnuaylap et al., 2014) ภาคเหนือ (Chotamonsak, 2015) พื้นที่ฝั่งตะวันตกของประเทศไทย (Sharma and Babel, 2014) ลุ่มแม่น้ำปิง (Reda et al., 2013) จังหวัดอุดรธานี (Santiboon, 2011) จังหวัดพัทลุง (Apiratikorn et al., 2012) และจังหวัดสงขลา (Apiratikorn et al., 2014) ส่งผลให้หลักฐานที่แสดงการแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวในประเทศไทย มีความเข้มแข็งมากขึ้น การศึกษาดังกล่าว ใช้ฐานข้อมูลตรวจวัดจากกรมอุตุนิยมวิทยาเพียงแหล่งเดียวเท่านั้น ทำให้ขาดความหลากหลายของแหล่งข้อมูลที่ใช้ในการวิเคราะห์ ซึ่งไม่สามารถเปรียบเทียบแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวระหว่างฐานข้อมูลได้ ยิ่งกว่านั้น ช่วงระยะเวลาและจำนวนสถานีที่ใช้วิเคราะห์ รวมทั้งพื้นที่และวิธีการวิเคราะห์ที่แตกต่างกันของแต่ละการศึกษา ทำให้แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวที่ได้รายงาน มีอัตราที่ค่อนข้างแตกต่างกันแต่อยู่ในช่วงที่สามารถเปรียบเทียบผลกันได้ (ตารางที่ 2.2) แม้กระนั้นก็ตาม ระดับความมั่นใจของผลการสังเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวในประเทศไทย อยู่ในระดับสูง การศึกษาในช่วงหลังรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ต่างให้ผลการวิเคราะห์ที่สอดคล้องและไปในทิศทางเดียวกันซึ่งช่วยเพิ่มเติมหลักฐานที่บ่งชี้ให้เห็นถึงการร้อนขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของประเทศไทย (ตารางที่ 2.2) สอดคล้องกับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวที่สังเกตพบในภูมิภาคอินโด-แปซิฟิกและภูมิภาคอื่นๆ ของโลก (Choi et al., 2009; IPCC, 2013; Jones et al., 2013) ในรอบ 40 ปีที่ผ่านมาในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1970 – 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) อุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ยและอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายปีของประเทศไทย มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น 0.96 0.92 และ 1.04 °C ตามลำดับ โดยอุณหภูมิต่ำสุด มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในอัตราที่สูงกว่าอุณหภูมิสูงสุดและอุณหภูมิเฉลี่ย ซึ่งเป็นอัตราการเพิ่มขึ้นที่ใกล้เคียงและสามารถเปรียบเทียบกันได้กับผลการวิเคราะห์ในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2009 (พ.ศ. 2498 - 2552) ของรายงาน TRAC ฉบับที่ 1 (ตารางที่ 2.2) การวิเคราะห์ของ Pornamnuaylap et al. (2014) พบว่า อุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวในภาคตะวันออกเฉียงเหนือในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1983 - 2012 (พ.ศ. 2526 - 2555) มีอัตราการเพิ่มขึ้นที่ต่ำกว่า เมื่อเปรียบเทียบกับแนวโน้มการเพิ่มขึ้นเฉลี่ยรายภูมิภาคในห้วงเวลา

ระหว่างปี ค.ศ. 1970 - 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) ของ Limjirakan and Limsakul (2012a) หรืออัตราการเพิ่มขึ้นเฉลี่ยในภาพรวมของประเทศไทย (ตารางที่ 2.2 และรูปที่ 2.2)

เมื่อพิจารณาในภาพรวมของประเทศไทยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1970 - 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) จากผลการศึกษาของ Limjirakan and Limsakul (2012a) แล้ว พบว่า 86% ของสถานีตรวจอากาศพื้นผิวของกรมอุตุนิยมวิทยา แสดงแนวโน้มการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับความเชื่อมั่น 95% ของอุณหภูมิเฉลี่ยโดยภาคตะวันออก มีอัตราการเพิ่มขึ้นสูงสุด รองลงมา ได้แก่ ภาคกลางและภาคใต้ (รูปที่ 2.2) เป็นที่น่าสังเกตว่า อุณหภูมิเฉลี่ยที่สถานีกรุงเทพมหานคร มีอัตราการเพิ่มขึ้นสูงสุด ซึ่งการเพิ่มขึ้นที่สูงผิดปกติดังกล่าวนี้ น่าจะเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์โดมความร้อน (heat island effect) ที่มีแนวโน้มทวีความรุนแรงเพิ่มขึ้นตามสัดส่วนการขยายตัวของเมืองและความเป็นมหานครขนาดใหญ่ (mega city) ของกรุงเทพมหานคร (Jongtanom et al., 2011; Srivanit et al., 2012; Srinanit and Hokao, 2012; Arifwidodo and Takahiro, 2015) ดังนั้น แนวโน้มการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิว โดยเฉพาะอย่างยิ่งอุณหภูมิตอนกลางวันหรืออุณหภูมิต่ำสุดที่วิเคราะห์จากฐานข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยา ควรแปลผลด้วยความระมัดระวัง ทั้งนี้ ปัจจัยระดับท้องถิ่นที่ไม่เกี่ยวข้องกับภูมิอากาศ เช่น โดมความร้อนที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินเป็นพื้นที่เมือง ควรนำมาพิจารณาเป็นสาเหตุร่วมของการเพิ่มขึ้นดังกล่าว นอกเหนือจากการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจก สืบเนื่องจากข้อเท็จจริงที่ว่า สถานีตรวจวัดอากาศพื้นผิวของกรมอุตุนิยมวิทยา จำนวนไม่น้อยตั้งอยู่ใกล้หรือภายในพื้นที่ที่กลายเป็นเมืองและมีการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินสูงในช่วงไม่กี่ทศวรรษที่ผ่านมา (Limjirakan and Limsakul, 2012a) Ren et al. (2008) พบว่าการเพิ่มขึ้นโดยรวมของอุณหภูมิเฉลี่ยรายปีในภาคเหนือของประเทศไทยในช่วงศตวรรษที่ 20 มีส่วนมาจากการขยายตัวของเมืองมากกว่า 30% เมื่อนำอนุกรมข้อมูลอุณหภูมิเฉลี่ยรายปีที่เฉลี่ยทั้งประเทศไทยจากผลการวิเคราะห์ของ Limjirakan and Limsakul (2012a) และในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 (รูปที่ 2.3) มาเปรียบเทียบกันแล้ว พบว่า อนุกรมข้อมูลดังกล่าว มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงเชิงเวลาที่ใกล้เคียงกันมาก ถึงแม้ว่าช่วงระยะเวลาและจำนวนสถานีที่ใช้ในการวิเคราะห์จะแตกต่างกันก็ตาม ข้อสังเกตประการหนึ่งที่พบในอนุกรมข้อมูล ก็คือว่า อุณหภูมิเฉลี่ยหลังจากปี ค.ศ. 2004 - 2005 (พ.ศ. 2547 - 2548) ถึงปัจจุบัน มีแนวโน้มลดลงอย่างต่อเนื่อง ซึ่งสาเหตุหลักน่าจะเกิดจากการเปลี่ยนแปลงวิธีการคำนวณอุณหภูมิเฉลี่ย จากเดิมคำนวณจากอุณหภูมิสูงสุดและอุณหภูมิต่ำสุดเพียงสองค่าเท่านั้น เป็นการคำนวณจากค่าตรวจวัดในรอบวัน มากกว่าการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นจริงของอุณหภูมิเฉลี่ยของประเทศไทย ดังนั้น ลักษณะไม่เป็นเอกพันธ์ของข้อมูลอุณหภูมิเฉลี่ยระหว่างช่วงเวลาก่อนและหลังปี ค.ศ. 2004 - 2005 (พ.ศ. 2547 - 2548) ควรตรวจสอบและปรับแก้ด้วยเทคนิคทางสถิติ ก่อนที่จะนำมาวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในช่วงระยะเวลาเร็วๆ นี้

รายงาน TARC ฉบับที่ 1 และผลการศึกษาก่อนหน้านี้ ได้ช่วยสร้างความเข้าใจพอสมควรต่อการเปลี่ยนแปลงของฝนในประเทศไทยซึ่งเป็นเขตร้อนชื้นที่มีลักษณะแปรปรวนสูงทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา ความแปรปรวนดังกล่าว มีสาเหตุพื้นฐานเกิดจากลักษณะและปัจจัยทางภูมิประเทศที่แตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ ประกอบกับแรงขับเคลื่อนการเปลี่ยนแปลงของฝนในประเทศไทย มาจากความผันแปรของภูมิอากาศในโหมดต่างๆ โดยเฉพาะปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นในภูมิภาคอินโด-แปซิฟิก ซึ่งมีพลวัตรและความเชื่อมโยงอย่างใกล้ชิดในสเกลเชิงเวลาในคาบต่างๆ กัน ทั้งนี้ ปริมาณฝนส่วนใหญ่ในประเทศไทยเกิดขึ้นในช่วงมรสุมฤดูร้อน โดยความแปรปรวนตั้งแต่ระหว่างปีถึงระหว่างทศวรรษ เป็นรูปแบบที่โดดเด่นที่พบในการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงในระยะยาวของปริมาณฝนสะสมรายปีในภาพรวมของประเทศไทย ซึ่งความแปรปรวนของฝนในประเทศไทย มีความสัมพันธ์กับความผันแปรของระบบมรสุมและปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation; ENSO) รวมทั้งปรากฏการณ์

ของระบบภูมิอากาศอื่นๆ ในภูมิภาคอินโด-แปซิฟิกและมหาสมุทรแปซิฟิก เช่น Madden Julian Oscillation (MJO), Indian Ocean Dipole (IOD) และ Pacific Decadal Oscillation (PDO) เป็นต้น อย่างไรก็ตาม ผลการศึกษาในระยะแรกที่ใช้สำหรับประมวลและสังเคราะห์ในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ยังขาดรายละเอียดและความชัดเจนในหลายประเด็น โดยเฉพาะกลไกการเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของฝนในประเทศไทยและปรากฏการณ์ของระบบภูมิอากาศในโหมดต่าง ๆ การศึกษาในระยะต่อมาหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ได้สร้างความเข้าใจเพิ่มเติมต่อลักษณะ กระบวนการและกลไกที่เกี่ยวข้องกับความแปรปรวนในคาบเวลาต่างๆ ของฝนในสเกลเชิงพื้นที่ตั้งแต่ภาพรวมของประเทศไทยไปจนถึงพื้นที่ขนาดเล็กระดับลุ่มน้ำและจังหวัด รวมทั้งแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวที่ตอบสนองต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจก (e.g., Bridhikitti, 2012; Kumphon et al., 2012; Singhrattana et al., 2012; van Oldenborgh et al., 2012; Artlert et al., 2013; Reda et al., 2013; Kirtphaiboon et al., 2014; Klongvessa and Chotpantarat, 2014; Sharma and Babel, 2014; Takahashi et al., 2015; Limsakul and Singhruck, 2016) การศึกษาในระยะล่าสุดนี้ ได้วิเคราะห์ฐานข้อมูลฝนจากหลายแหล่งทั้งข้อมูลสถานีตรวจวัดและข้อมูลแบบกริด พร้อมทั้งประยุกต์ใช้เทคนิคสถิติเชิงพหุหลาย ๆ เทคนิค เพื่อเพิ่มความมั่นใจต่อผลการศึกษาและช่วยอธิบายรูปแบบการเปลี่ยนแปลงของฝนที่แตกต่างกันในแต่ละภูมิภาคและในภาพรวมของประเทศไทย ตลอดจนแสดงความเชื่อมโยงเชิงซ้อนของฝนกับความผันแปรของระบบภูมิอากาศและการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศให้มีความถูกต้องและชัดเจนมากขึ้น

การวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนสะสมรวมรายปีในภาพรวมของประเทศไทย ทั้งจากฐานข้อมูลสถานีและข้อมูลแบบกริด ให้ผลการศึกษาที่สอดคล้องกันซึ่งสนับสนุนผลการศึกษาในระยะแรกที่ไม่พบแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวอย่างมีนัยสำคัญ แต่ความแปรปรวนในระยะสั้นที่มีความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซ และ PDO ยังเป็นองค์ประกอบหลักของการเปลี่ยนแปลงของฝนสะสมรวมรายปีในประเทศไทย (Kirtphaiboon et al., 2014; Limsakul and Singhruck, 2016) บนพื้นฐานของการวิเคราะห์ข้อมูลตรวจวัดพื้นผิวของกรมอุตุนิยมวิทยาในห้วงระยะเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1951 – 2011 (พ.ศ. 2494 – 2554) จิรสรณ์ สันติสิริสมบุรณ์และคณะ (2559) พบว่าค่าเฉลี่ยรายปีของปริมาณฝนมีแนวโน้มลดลงในช่วง -65 ถึง 193 มิลลิเมตรด้วยระดับความเชื่อมั่น 90% โดยในช่วง 25 ปีย้อนหลัง มีเพียง 11 ปีเท่านั้นที่ปริมาณฝนรายปีในประเทศไทยสูงกว่าค่าเฉลี่ยระยะยาวเมื่อแยกวิเคราะห์เพิ่มเติมในพื้นที่ขนาดเล็กลงตามรายภูมิภาคของประเทศไทยเพื่อให้เห็นการเปลี่ยนแปลงที่แตกต่างกันของฝนตาม hydrological regime ด้วยเทคนิคการคำนวณการเปลี่ยนแปลงปริมาณสะสมรายปีจากค่าผิดปกติ (anomaly) จากค่าเฉลี่ยระยะยาวที่นำระยะทางระหว่างสถานีตรวจวัดและความหนาแน่นของสถานีตรวจวัดมาพิจารณาคิดเป็นค่าถ่วงน้ำหนัก Limsakul and Singhruck (2016) พบว่า ปริมาณฝนสะสมรายปีในภาคใต้ฝั่งอันดามันและฝั่งอ่าวไทยในห้วงระยะเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 - 2557) มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงที่ตรงกันข้าม กล่าวคือ ลดลงและเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติตามลำดับ แต่ไม่พบแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติสำหรับภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ (Limsakul and Singhruck, 2016) รวมทั้งบริเวณลุ่มแม่น้ำปิงและลุ่มน้ำแม่กลองในพื้นที่ฝั่งตะวันตกของประเทศไทย (Reda et al., 2013; Sharma and Babel, 2014)

Klongvessa and Chotpantarat (2014) ได้วิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนสะสมรวมรายปีในพื้นที่กรุงเทพมหานครในห้วงระยะเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1982 - 2010 (พ.ศ. 2525 - 2553) และพบแนวโน้มการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญในพื้นที่ชานเมืองฝั่งตะวันตกของกรุงเทพมหานคร บนพื้นฐานการวิเคราะห์ข้อมูลตรวจวัดพื้นผิวและข้อมูลดาวเทียมในห้วงระยะเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1980 - 2011 (พ.ศ. 2523 - 2554) Bridhikitti (2012) พบว่า

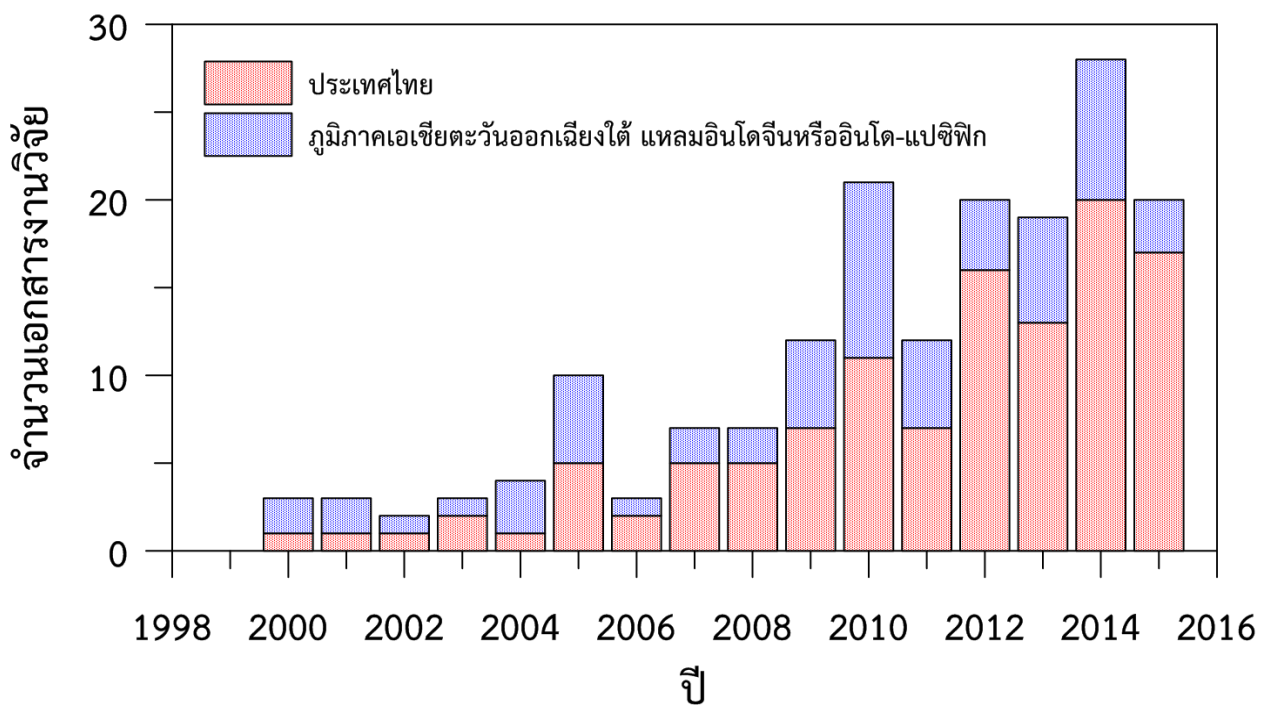
ปรากฏการณ์เอนโซซึ่งมีสัญญาณแข็งแกร่งในช่วงเดือนตุลาคมถึงเดือนมีนาคม อาจส่งผลกระทบต่อความผิดปกติของฝนในประเทศไทยในช่วงเดือนที่ไม่ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมฤดูร้อน ในขณะที่สัญญาณของปรากฏการณ์ IOD ในช่วงมรสุมฤดูร้อนปีก่อนหน้านี้ อาจมีส่วนมากขึ้นต่อปริมาณฝนในช่วงมรสุมฤดูร้อนของปีปัจจุบัน ผลการศึกษาล่าสุดของ Limsakul and Singhruck (2016) พบความสัมพันธ์แบบไม่สมมาตร (asymmetric relationship) ระหว่างดัชนีเอนโซและความแปรปรวนในคาบเวลาระหว่างปีถึงระหว่างทศวรรษของฝนในประเทศไทย ซึ่งบ่งชี้ถึงเหตุการณ์ El Niño มีอิทธิพลต่อปริมาณฝนมากกว่าเหตุการณ์ La Niña (รูปที่ 2.4) อย่างไรก็ตาม การศึกษาเพิ่มเติม ยังมีความจำเป็นเพื่ออธิบายกลไกทางกายภาพของความสัมพันธ์ดังกล่าว

เมื่อวิเคราะห์ลงในรายละเอียดถึงคาบเวลาฤดูกาลหรือบางช่วงเวลาของปี โดยประยุกต์ใช้เทคนิคการคำนวณการเปลี่ยนแปลงปริมาณสะสมในภาพรวมจากค่าผิดปกติ (anomaly) จากค่าเฉลี่ยระยะยาวที่นำระยะทางระหว่างสถานีตรวจวัดและความหนาแน่นของสถานีตรวจวัดมาพิจารณาคิดเป็นค่าถ่วงน้ำหนัก เพื่อแสดงให้เห็นการเปลี่ยนแปลงที่แตกต่างกันของฝนตาม hydrological regime ในแต่ละภูมิภาค พบว่าแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระยะยาวของปริมาณฝนสะสมรวมในประเทศไทย มีรูปแบบที่แตกต่างกันระหว่างช่วงมรสุมฤดูร้อนและช่วงเดือนอื่นๆ ของปี กล่าวคือ ปริมาณฝนสะสมในช่วงมรสุมฤดูร้อน (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงโดยส่วนใหญ่คล้ายคลึงกับปริมาณฝนสะสมรวมรายปี โดยไม่พบแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระยะยาวที่ชัดเจน (Limsakul and Singhruck, 2016) การวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงเดือนกรกฎาคมถึงเดือนสิงหาคม ในบริเวณลุ่มน้ำเจ้าพระยาตอนกลางและตอนบนจากฐานข้อมูลแบบกริด GPCP สำหรับช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1915 - 2011 (พ.ศ. 2458 - 2554) ให้ผลที่สอดคล้องกันกับการเปลี่ยนแปลงที่กล่าวมาข้างต้น (van Oldenborgh et al., 2012) ในทางตรงกันข้าม ผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายนในประเทศไทย แสดงให้เห็นถึงแนวโน้มการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติในหลายสถานี โดยเฉพาะพื้นที่ภาคใต้ฝั่งอ่าวไทยซึ่งตรงกับช่วงฤดูฝนที่มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือมีกำลังแรง (Limsakul and Singhruck, 2016) เมื่อพิจารณาในภาพรวมของประเทศไทยแล้ว ปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติในอัตรา 10.8 มิลลิเมตรต่อทศวรรษ หรือ 64.8 มิลลิเมตรในรอบ 60 ปีที่ผ่านมา (ค.ศ. 1955 - 2014 หรือ พ.ศ. 2498 - 2557) (รูปที่ 2.5) การเพิ่มขึ้นของปริมาณฝนสะสมรวมดังกล่าวในพื้นที่ภาคใต้ในช่วงเร็ว ๆ นี้ ตรงกับช่วงเวลาที่มรสุมฤดูหนาวเอเชียตะวันออกเฉียงใต้มีการเปลี่ยนแปลงในรอบทศวรรษ โดยเฉพาะอย่างยิ่งการขยับเลื่อนในทิศทางเหนือ-ใต้ของร่องมรสุม (monsoon trough) และระลอกมวลอากาศเย็น (cold surge) ที่มีความถี่และความรุนแรงเพิ่มขึ้น (Wang et al., 2009) ความผันแปรของมรสุมฤดูหนาวเอเชีย มักก่อให้เกิดเหตุการณ์ฝนตกหนักและภัยพิบัติทางภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (Hong and Li, 2009; Tangang et al., 2008) น้ำท่วมที่รุนแรงซึ่งเกิดขึ้นในภาคใต้ของประเทศไทยและทางตอนใต้ของคาบสมุทรมลายูในเดือนพฤศจิกายน ค.ศ. 2000 (พ.ศ. 2543) ธันวาคม ค.ศ. 2006 (พ.ศ. 2549) - มกราคม ค.ศ. 2007 (พ.ศ. 2550) และมีนาคม ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) เป็นตัวอย่างในช่วงทศวรรษเร็ว ๆ นี้ ที่เป็นผลสืบเนื่องจากเกิดเหตุการณ์ฝนตกหนักที่ถูกเหนี่ยวนำโดยมรสุมฤดูหนาวเอเชียและระลอกมวลอากาศเย็นที่มีความแรงขึ้น (Peterson et al., 2012; Tangang et al., 2008; Wangwongchai et al., 2005)

การวิเคราะห์อนุกรมของปริมาณฝนในประเทศไทยทั้งจากข้อมูลสถานีและข้อมูลแบบกริดของการศึกษาส่วนใหญ่หลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ต่างแสดงผลที่สอดคล้องประการหนึ่ง คือ ปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) เมื่อเกิดเหตุการณ์น้ำท่วมครั้งใหญ่ในลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยา เป็นปีที่ปริมาณฝนมีค่าสูงสุดเท่าที่มีการบันทึกมาในรอบ 60 ปี (Komori et al., 2012; van Oldenborgh et al., 2012; Takahashi et al., 2015; Limsakul and Singhruck, 2016)

ปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงฤดูฝน (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) ของปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) สูงกว่าปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงฤดูฝนที่เฉลี่ยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1982 - 2002 (พ.ศ. 2525 - 2545) ถึง 143% (Komori et al., 2012) Takahashi et al. (2015) พบว่า ปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงเดียวกันของปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ที่สูงกว่าค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ. 1979 - 2000 หรือ พ.ศ. 2522 - 2543) สังเกตพบได้เกือบทุกสถานี โดยเฉพาะอย่างยิ่งภาคตะวันตกเฉียงเหนือของประเทศไทย (รูปที่ 2.6) ลักษณะการไหลเวียนของบรรยากาศที่อาจเป็นสาเหตุต่อปริมาณฝนที่ผิดปกติ และเหตุการณ์น้ำท่วมครั้งใหญ่ที่เกิดขึ้นในประเทศไทยในปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ได้ถูกตรวจสอบในรายละเอียดโดย Takahashi et al. (2015) ซึ่งผลการศึกษา พบว่า การไหลเวียนแบบทวนเข็มนาฬิกาของมวลอากาศที่ผิดปกติ และการเคลื่อนตัวของพายุโซนร้อนที่ขยับตัวไปทางทิศตะวันตกกว่าปกติ ตามร่องมรสุมทางตอนเหนือของประเทศอินเดีย อ่าวเบงกอล แหลมอินโดจีนและมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตก มีส่วนอย่างมีนัยสำคัญต่อเหตุการณ์ดังกล่าว

โดยภาพรวมแล้ว หลักฐานและระดับความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของฝนในประเทศไทยบนพื้นฐานของการศึกษาเหล่านี้ ยังถูกประเมินว่าอยู่ในระดับปานกลาง



รูปที่ 2.1 จำนวนเอกสารงานวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาที่เนื้อหาและพื้นที่ศึกษาเกี่ยวข้องกับประเทศไทยโดยตรงและในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ แหลมอินโดจีนและอินโด-แปซิฟิก ซึ่งได้ถูกตีพิมพ์เผยแพร่ในวารสารที่มีกระบวนการตรวจสอบคุณภาพและความถูกต้องของเนื้อหาจากคณะผู้เชี่ยวชาญ (peer-reviewed journal) ทั้งในประเทศและต่างประเทศ ในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 2000 - 2015 (พ.ศ. 2543 - 2558) โดยทำการสืบค้นจากฐานข้อมูลของวารสาร จำนวน 100 วารสาร

ตารางที่ 2.1 ฐานข้อมูลภูมิอากาศที่ใช้ในการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาในประเทศไทย ในช่วงระหว่าง ปี ค.ศ. 2013 - 2015 (พ.ศ. 2556 - 2558)

ฐานข้อมูล	รายละเอียดของฐานข้อมูลโดยย่อ	การศึกษาวิจัยที่ใช้ข้อมูล
1. กรมอุตุนิยมวิทยา ¹	ข้อมูลรายชั่วโมง/วัน/เดือนของตัวแปรภูมิอากาศต่าง ๆ ที่ตรวจวัดจากสถานีอุตุนิยมวิทยาพื้นผิวทั่วประเทศไทย โดยข้อมูลได้ผ่านการตรวจสอบคุณภาพในเบื้องต้น	Limsakul et al. (2011), Apiratikorn et al. (2012), Bridhikitti (2012), Komori et al. (2012), Limjirakan and Limsakul (2012a,b), Singhrattana et al. (2012), Tebakari et al. (2012), Torsri et al. (2012), Chelong and Sdoodee (2013), Kotsuki and Tanaka (2013a,b), Reda et al. (2013), Apiratikorn et al. (2014), Hanasaki et al. (2014), Kim et al. (2014), Klongvessa and Chotpantarat (2014), Kosa and Sukwimolseree (2014), Plangoen and Babel (2014), Pornamnuaylap et al. (2014), Sayama et al. (2014), Sharma and Babel (2014), Shrestha (2014), Veerache et al. (2014), Chuenchooklin et al. (2015), Ruangsri et al. (2015), Supharatid (2015), Takahashi et al. (2015), ปิยะภัทร บุษบาบดินทร์ และคณะ (2558), Limsakul and Singhruck (2016)
2. กรมชลประทาน ²	ข้อมูลรายชั่วโมง/วัน/เดือนของฝนและน้ำท่าที่ตรวจวัดจากสถานีอุตุนิยมวิทยาอุทกผิวพื้นทั่วประเทศไทย โดยข้อมูลได้ผ่านการตรวจสอบคุณภาพในเบื้องต้น	Komori et al. (2012), Kure and Tebakari (2012), Singhrattana et al. (2012), Tebakari et al. (2012), Kotsuki and Tanaka (2013a,b), Ueangsawat and Jintrawet (2013), พัฒน์ภา วิชา ของทิพย์ และคณะ (2556), Kosa and Sukwimolseree (2014), Sayama et al. (2014), Shrestha (2014)
3. Global Precipitation Climatology Center (GPCC) ³	ข้อมูลฝนรายเดือนแบบกริดสำหรับผิวดินของโลกที่จัดทำและประมาณค่าจากข้อมูลตรวจวัดสถานีผิวพื้น	van Oldenborgh et al. (2012), Kotsuki and Tanaka (2013a,b), Kirtphaiboon et al. (2014)

ตารางที่ 2.1 ฐานข้อมูลภูมิอากาศที่ใช้ในการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาในประเทศไทย ในช่วงระหว่าง ปี ค.ศ. 2013 - 2015 (พ.ศ. 2556 - 2558) (ต่อ)

ฐานข้อมูล	รายละเอียดของฐานข้อมูลโดยย่อ	การศึกษาวิจัยที่ใช้ข้อมูล
4. Asian Precipitation—Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources (APHRODITE) ⁴	ข้อมูลฝนรายวันแบบกริดขนาด 0.5° และ 0.25° สำหรับทวีปเอเชียที่จัดทำ และประมาณค่าจากข้อมูลตรวจวัด สถานีผิวพื้นที่รวบรวมจากแหล่งต่างๆ	Kotsuki and Tanaka (2013a,b), Shrestha (2014)
5. Global Precipitation Climatology Project (GPCP) ⁵	ข้อมูลฝนรายวัน/สัปดาห์/เดือนแบบ กริดขนาดละเอียดของโลกที่จัดทำและ ประมาณจากฐานข้อมูลตรวจวัดสถานี ผิวพื้นและดาวเทียม	Takahashi et al. (2015)
6. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) ⁶	ข้อมูลตรวจวัดฝนแบบกริดขนาด 0.25° ราย 3 ชั่วโมงจากดาวเทียมใน บริเวณเขตร้อนของโลก	Limsakul et al. (2014)

¹<http://www.tmd.go.th>

²<http://hydro-1.net/home.php>, <http://hydro-2.com/>, <http://hydro-3.com/>, <http://hydro-4.com/>, http://hydro-5.com/index_.php?id=3, <http://hydro-7.com/>, <http://hydro-6.com/>, <http://hydro-8.com/>

³<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html>

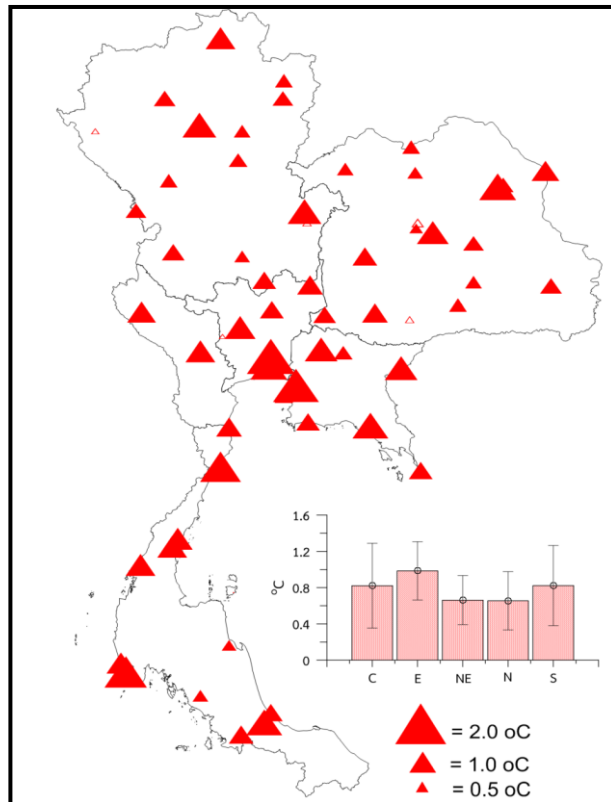
⁴<http://www.chikyu.ac.jp/precip/>

⁵<http://precip.gsfc.nasa.gov/>

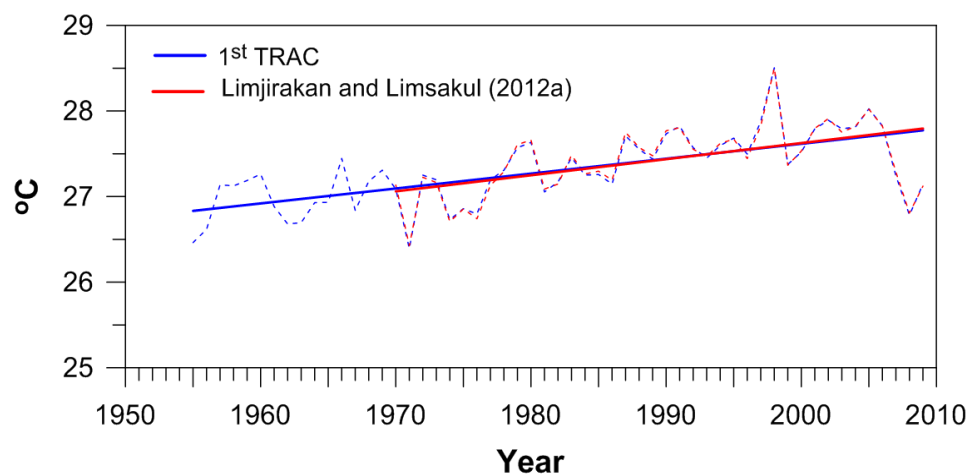
⁶<http://pmm.nasa.gov/trmm>

ตารางที่ 2.2 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิวรายปีในประเทศไทยที่รายงานใน TARC ฉบับที่ 1 และสรุปจากผลการศึกษาที่ได้ดำเนินการในช่วง ค.ศ. 2011 - 2016 (พ.ศ. 2554 - 2559)

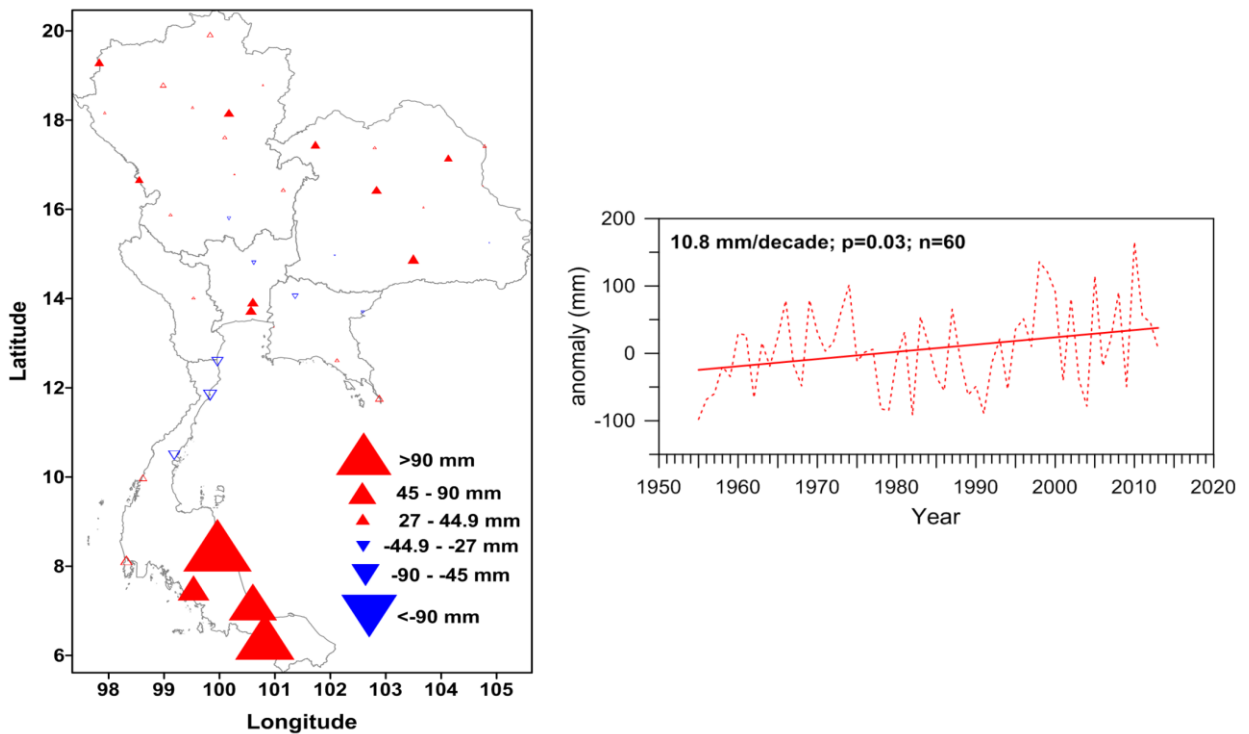
พื้นที่ศึกษา	ช่วงระยะเวลา (ค.ศ)	จำนวนสถานี	แนวโน้มการเปลี่ยนแปลง (°C)			อ้างอิง
			อุณหภูมิต่ำสุด	อุณหภูมิเฉลี่ย	อุณหภูมิสูงสุด	
1. ประเทศไทย	1955 - 2009	24	1.43	0.94	0.88	TARC ฉบับที่ 1
2. ประเทศไทย	1970 - 2009	65	1.04	0.92	0.96	Limjirakan and Limsakul (2012a)
3. ประเทศไทย	1951 - 2011	-	1.22	0.68	0.55	จิรสรณ์ สันติสิริสมบูรณ์และคณะ (2559)
4. ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ	1983 - 2012	19	0.84	0.33	0.46	Pornamnuaylap et al. (2014)
5. อ. หาดใหญ่ จ. สงขลา	1980 - 2012	1	1.16	-	1.09	Apiratikorn et al. (2014)



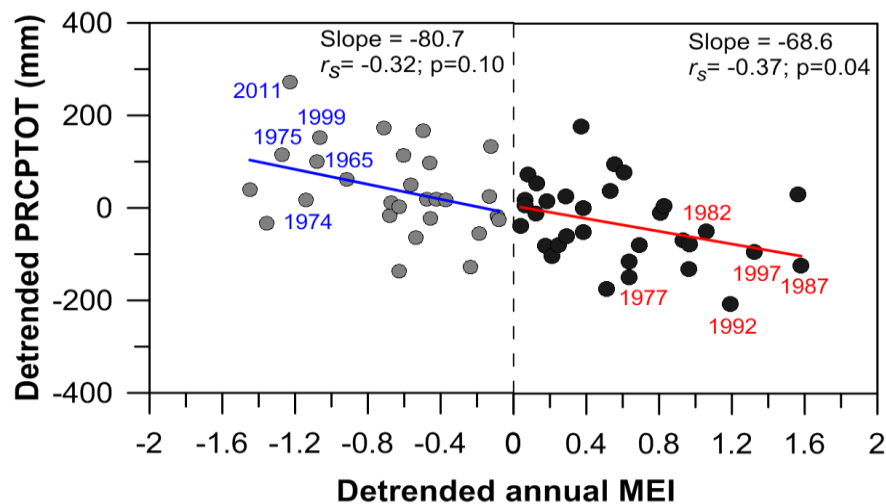
รูปที่ 2.2 แนวโน้มการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับความเชื่อมั่น 95% ของอุณหภูมิเฉลี่ยรายปีในประเทศไทย ($^{\circ}\text{C}$ ในรอบ 40 ปี) ซึ่งวิเคราะห์จากอนุกรมข้อมูลรายวันในช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1970 - 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) จากสถานีตรวจวัดอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา จำนวน 65 สถานี โดยค่าเฉลี่ยและค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานรายภูมิภาคแสดงในรูปเล็ก (ที่มา: Limjirakan and Limsakul, 2012a)



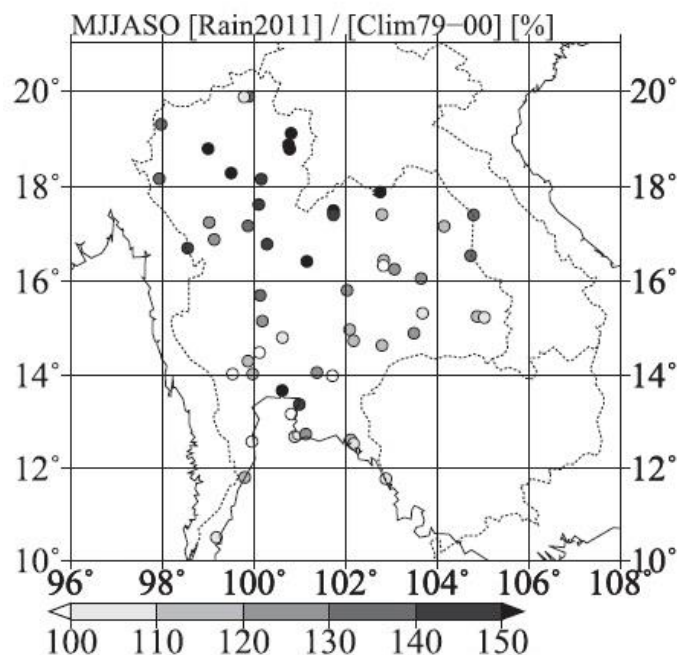
รูปที่ 2.3 เปรียบเทียบแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงเชิงเวลาของอนุกรมข้อมูลอุณหภูมิเฉลี่ยที่เฉลี่ยทั้งประเทศไทย จากผลการวิเคราะห์ของ Limjirakan and Liksakul (2012a) และในรายงาน TARC ฉบับที่ 1



รูปที่ 2.4 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายนรายสถานี ตรวจวัดอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา (มิลลิเมตรต่อทศวรรษ) และแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในภาพรวมของประเทศไทยในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 – 2557) โดยสามเหลี่ยมที่ระบายสีแดงและน้ำเงิน แสดงการเปลี่ยนแปลงที่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับความเชื่อมั่น 95% (ที่มา: Limsakul and Singhruck, 2016)



รูปที่ 2.5 ความสัมพันธ์ในคาบเวลาระหว่างปีและระหว่างทศวรรษระหว่างอนุกรมของปริมาณฝนสะสมรายปีที่เฉลี่ยทุกสถานีในประเทศไทยและดัชนีที่แสดงถึงสถานะของปรากฏการณ์เอนโซ (Multi ENSO Index; MEI) โดยค่าลบและบวกของดัชนี MEI บ่งชี้ถึงแนวโน้มการเกิดเหตุการณ์ La Niña และเหตุการณ์ El Niño ตามลำดับ (ที่มา: Limsakul and Singhruck, 2016)



รูปที่ 2.6 ปริมาณฝนสะสมรวมในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมของปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ซึ่งแสดงในรูปของสัดส่วนเมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1979 - 2000 (พ.ศ. 2522 - 2543) (ที่มา: Takahashi et al., 2015)

2.4 การเปลี่ยนแปลงความชื้น การระเหยและการแผ่รังสีของแสงอาทิตย์

จากการทบทวนเอกสารงานวิจัยในวารสารต่าง ๆ ไม่พบการศึกษาวิจัยแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความชื้นในประเทศไทยจากข้อมูลตรวจวัด ได้ถูกตีพิมพ์เผยแพร่เพิ่มเติมหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 อาจเนื่องมาจากข้อจำกัดของฐานข้อมูลที่ใช้ในการวิเคราะห์ ในปัจจุบัน ข้อมูลความชื้นสัมพัทธ์ของกรมอุตุนิยมวิทยาเป็นข้อมูลตรวจวัดจากสถานีพื้นผิวเพียงแหล่งเดียวที่มีจำนวนสถานีครอบคลุมทั่วทุกภาคของประเทศ และมีระยะเวลาที่ข้อมูลตรวจวัดอย่างต่อเนื่อง ละเอียดเพียงพอต่อการวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระยะยาว อย่างไรก็ตาม ฐานข้อมูลดังกล่าว มีคุณภาพที่ต่ำกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับฐานข้อมูลอุณหภูมิจากดาวเทียม โดยข้อมูลที่ขาดหาย (missing value) มักพบในอนุกรมของข้อมูลความชื้นสัมพัทธ์ ซึ่งบางสถานีมีมากกว่า 5% (แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาลและคณะ, 2553; อัศมน ลิ้มสกุลและคณะ, 2558) ดังนั้น ฐานข้อมูลความชื้นสัมพัทธ์ของกรมอุตุนิยมวิทยา ควรผ่านการตรวจสอบคุณภาพและลักษณะเอกพันธ์ของข้อมูลด้วยเทคนิคทางสถิติก่อนที่จะนำไปใช้ในการวิเคราะห์ ภายใต้โครงการพัฒนาดัชนีความร้อนและการประยุกต์ใช้ดัชนีความร้อนในประเทศไทยของศูนย์วิจัยและฝึกอบรมด้านสิ่งแวดล้อม กรมส่งเสริมคุณภาพสิ่งแวดล้อม อัศมน ลิ้มสกุลและคณะ (2558) ได้วิเคราะห์ข้อมูลความชื้นสัมพัทธ์จากฐานข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยาเพิ่มเติมจากการศึกษาของแสงจันทร์ ลิ้มจิรกาลและคณะ (2553) ที่ใช้ประมวลในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 โดยได้นำข้อมูลที่ตรวจวัดหลังจากปี ค.ศ. 2006 (พ.ศ. 2549) มารวมเข้ากับอนุกรมข้อมูลเดิมเพิ่มเติมเพื่อให้ครอบคลุมถึงการเปลี่ยนแปลงในห้วงเวลาเร็ว ๆ นี้ ผลการวิเคราะห์ค่อนข้างสอดคล้องกับผลการศึกษาของแสงจันทร์ ลิ้มจิรกาลและคณะ (2553) ที่ได้สรุปในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 กล่าวคือ ค่าเฉลี่ยรายปีของเปอร์เซ็นต์ความชื้นสัมพัทธ์ มีการเพิ่มขึ้นอย่างมี

นัยสำคัญในหลายสถานี โดยภาคเหนือและภาคกลาง มีการเพิ่มขึ้นที่โดดเด่นเมื่อเปรียบเทียบกับภาคอื่น ๆ สถานีที่ค่าเฉลี่ยรายปีของเปอร์เซ็นต์ความชื้นสัมพัทธ์มีการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติมีสัดส่วน 43% ของสถานีทั้งหมด แต่แนวโน้มการเพิ่มขึ้นในภาพรวมของประเทศไทย มีอัตราเพียง 1.0% ในรอบ 44 ปี (ค.ศ. 1970 - 2013 หรือ พ.ศ. 2513 - 2556) เมื่อเปรียบเทียบกับ 2.2% ในรอบ 42 ปี (ค.ศ. 1965 - 2006 หรือ พ.ศ. 2508 - 2549) ในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 อย่างไรก็ตาม ผลการวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงความชื้นสัมพัทธ์ในภาพรวมของประเทศไทยสำหรับห้วงระยะเวลาที่ยาวนานขึ้นซึ่งตั้งแต่ปี ค.ศ. 1951 ถึง 2011 (พ.ศ. 2494 -2554) ไม่พบแนวโน้มที่เพิ่มขึ้นหรือลดลงอย่างมีนัยสำคัญ (จิรสรณ์ สันติสิริสมบุรณ์และคณะ, 2559)

เช่นเดียวกันกับแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงที่สังเกตพบในหลาย ๆ ประเทศทั้งซีกโลกเหนือและซีกโลกใต้ ข้อมูลการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วย Pan evaporimeter ในประเทศไทยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1970 - 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) ซึ่งได้รายงานในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 มีแนวโน้มลดลงอย่างมีนัยสำคัญ แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงดังกล่าว รู้จักในนาม 'Pan evaporation paradox' ซึ่งการเปลี่ยนแปลงไม่สอดคล้องกับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอากาศและขัดแย้งกับหลักทฤษฎีที่ว่า ความชื้นของอากาศหรือไอน้ำ จะเพิ่มขึ้นตามสัดส่วนการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิ เนื่องจากมวลอากาศแห้งจากอุณหภูมิที่สูงขึ้น มีจุดอิ่มตัวของความดันไอสูงขึ้น ซึ่งส่งผลให้ชั้นบรรยากาศมีความสามารถในการรองรับความชื้นและไอน้ำเพิ่มขึ้น Limjirakan and Limsakul (2012b) พบว่า การลดลงของความเร็วลมและช่วงระยะเวลาที่มีแสงแดด เป็นสาเหตุหลักและสาเหตุรองของตัวแปรภูมิอากาศระดับท้องถิ่น ที่ส่งผลต่อการลดลงของอัตราการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วย Pan evaporimeter ในประเทศไทย ทั้งนี้ การเปลี่ยนแปลงของอัตราการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วย Pan evaporimeter อาจบ่งชี้ถึงการเปลี่ยนแปลงของแรงขับเคลื่อนด้านรังสีและกลศาสตร์ของมวลอากาศในระดับท้องถิ่น ซึ่งอาจเกี่ยวโยงทางอ้อมกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ Kim et al. (2014) ได้คำนวณการคายระเหย (evapotranspiration) สำหรับพื้นที่ที่มีการใช้ประโยชน์ที่ดินรูปแบบต่างๆ กันในภาคเหนือของประเทศไทย ด้วยเทคนิค eddy covariance บนพื้นฐานข้อมูลฟลักซ์ตรวจวัดที่สถานีทดลองที่จังหวัดตากและข้อมูลภูมิอากาศอื่น ๆ ที่เกี่ยวข้อง ผลการศึกษา พบว่า ความแปรปรวนระหว่างปีของค่าการคายระเหย สะท้อนให้เห็นถึงการตอบสนองของพื้นผิวดินต่อเหตุการณ์ทางอุตุนิยมวิทยาและการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินและสิ่งปกคลุมดิน ทั้งนี้ การคายระเหยที่ประมาณค่าสำหรับภาคเหนือของประเทศไทย ได้รับผลกระทบหลักจากเหตุการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา โดยเฉพาะปริมาณน้ำฝนมากกว่าการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินและสิ่งปกคลุมดิน

ในประเทศไทย จำนวนสถานีที่ตรวจวัดข้อมูลรังสีแสงอาทิตย์ ยังมีอยู่ค่อนข้างน้อย และข้อมูลตรวจวัดอย่างต่อเนื่องในระยะยาว ยังไม่มีการดำเนินการอย่างเป็นระบบ (Janjai et al., 2005; Watanabe et al., 2011; Janjai et al., 2013) ด้วยข้อจำกัดดังกล่าว ทำให้หลักฐานที่แสดงถึงแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของรังสีของแสงอาทิตย์ในประเทศไทย มีน้อยมาก จิรสรณ์ สันติสิริสมบุรณ์และคณะ (2559) พบว่าค่าเฉลี่ยรายปีของค่ารังสีอาทิตย์รายวันในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1951 – 2011 (พ.ศ. 2494 -2554) มีค่าประมาณ 16.22 เมกะจูลต่อตารางเมตร ทั้งนี้ หลักฐานจากผลการวิเคราะห์ใหม่ ๆ ยังไม่มีเพิ่มเติมมากนักจากที่ได้รายงานในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ที่พบว่า ค่าเฉลี่ยรายปีของความเข้มรังสีของดวงอาทิตย์ที่สถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีนครปฐมและสถานีสงขลา มีแนวโน้มลดลงทุกสถานีในห้วงเวลาอย่างน้อย 15 ปีในอดีต (ค.ศ.1995 - 2009 หรือ พ.ศ. 2538 - 2552)

ผลการประมวลและสังเคราะห์องค์ความรู้ พบว่า หลักฐานการเปลี่ยนแปลงความชื้น การระเหยและการแผ่รังสีของแสงอาทิตย์ในประเทศไทย ยังมีอย่างจำกัด ส่งผลให้ความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอยู่ในระดับต่ำ

2.5 การเปลี่ยนแปลงน้ำท่า น้ำท่วมและความแห้งแล้ง

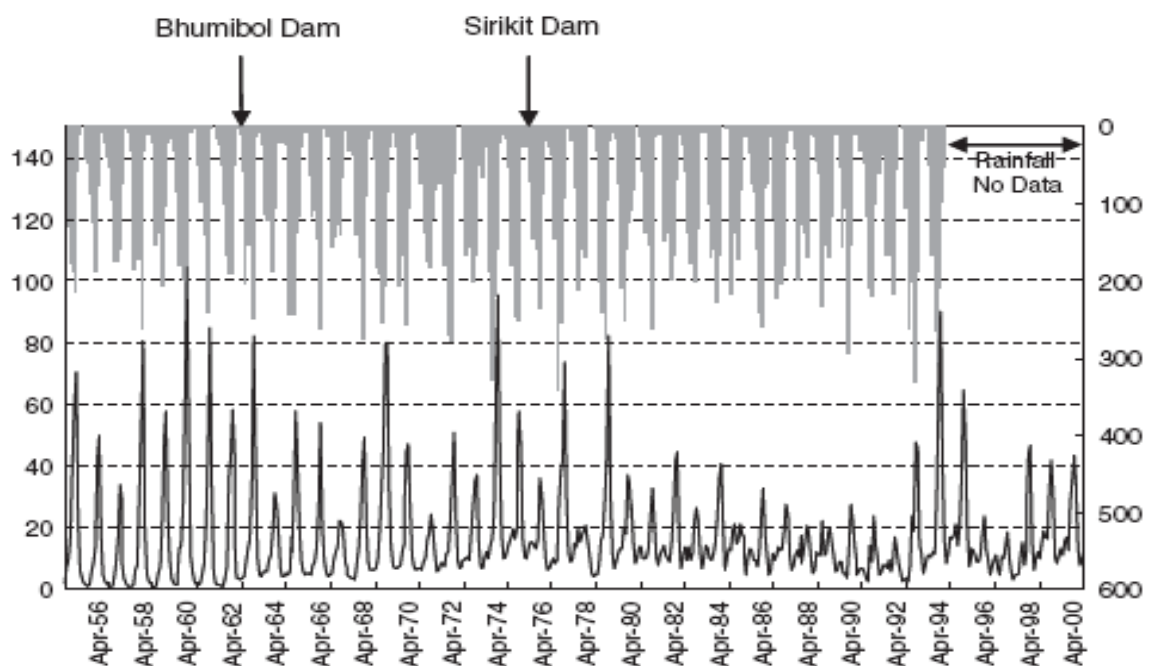
การศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำท่าในประเทศไทยส่วนใหญ่ มักเน้นในแม่น้ำสายหลักของประเทศ โดยเฉพาะอย่างยิ่งแม่น้ำเจ้าพระยาและแม่น้ำสาขา รวมทั้งแม่น้ำสาขาของแม่น้ำโขงในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ การศึกษาดังกล่าว มักเป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาสถานะและแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของเหตุการณ์น้ำท่วม ข้อมูลจากเครือข่ายสถานีอุตุนิยมวิทยาอุทกพื้นผิวของกรมชลประทาน เป็นฐานข้อมูลตรวจวัดหลักที่ใช้สำหรับการศึกษาซึ่งบางสถานที่มีข้อมูลที่ได้ถูกเก็บรวบรวมอย่างต่อเนื่องมากกว่า 50 ปี หลังจากเกิดเหตุการณ์น้ำท่วมครั้งใหญ่ในลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยาในปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ได้มีผลการศึกษาใหม่ๆ เพิ่มขึ้นอย่างมาก (e.g., Komori et al., 2012; Tebakari et al., 2012; Kotsuki and Tanaka, 2013a,b; Räsänen and Kummu, 2013; Wongsawat, 2013, 2014; Ueangsawat and Jintrawet, 2013; Kosa and Sukwimolseree, 2014; Sayama et al., 2014) เพื่อพยายามทำความเข้าใจในประเด็นต่างๆ ที่เกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำท่าและเหตุการณ์น้ำท่วม โดยเฉพาะผลการศึกษาภายใต้โครงการ Integrated Study on Hydro-meteorological Prediction and Adaptation to Climate Change in Thailand (IMPAC-T) (<http://impact.eng.ku.ac.th/cc/>) ส่งผลให้หลักฐานการเปลี่ยนแปลงน้ำท่าและน้ำท่วม เพิ่มขึ้นในระดับปานกลาง

Tebakari et al. (2012) ได้ศึกษาผลกระทบของการบริหารจัดการอ่างเก็บน้ำขนาดใหญ่ต่ออุทกวิทยาและระบบการไหลของแม่น้ำเจ้าพระยา ผลการศึกษา พบว่า ปริมาณน้ำท่าสูงสุดและต่ำสุดรายเดือน ณ สถานีตรวจวัดท้ายเขื่อนภูมิพล (P.12) และท้ายเขื่อนสิริกิติ์ (N.12A) มีแนวโน้มลดลงและเพิ่มขึ้น ตามลำดับ หลังจากสร้างเขื่อน สำหรับสถานี C.2 ในแม่น้ำเจ้าพระยาที่จังหวัดนครสวรรค์ พบปริมาณน้ำท่าต่ำสุดรายเดือนในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2000 (พ.ศ. 2498 - 2543) มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นหลังจากสร้างเขื่อนภูมิพล แต่ปริมาณน้ำท่าสูงสุดรายเดือน ไม่มีการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญ (รูปที่ 2.7) โดยพบแนวโน้มลดลงในช่วงระหว่างทศวรรษที่ 1980 ถึงต้นทศวรรษที่ 1990 (Tebakari et al., 2012) ผลการวิเคราะห์ปริมาณน้ำท่ารายวันที่สถานี C.2 ด้วยเทคนิค fast fourier transform พบว่า วงจรรอบปีซึ่งมีค่าสูงเกิดขึ้นในช่วงเดือนกรกฎาคมและเดือนกันยายน เป็นลักษณะคาบการเกิดซ้ำที่สำคัญของทั้ง 3 ห้วงเวลา คือ ก่อนปี ค.ศ. 1962 (พ.ศ. 2505) ก่อนที่จะสร้างเขื่อนสิริกิติ์ (ค.ศ. 1965 - 1971 หรือ พ.ศ. 2508 - 2514) และระหว่างปี ค.ศ. 1978 - 2011 (พ.ศ. 2521 - 2554) หลังที่การก่อสร้างทั้งสองเขื่อนเสร็จสมบูรณ์ (Tebakari et al., 2012) ลักษณะคาบการเกิดซ้ำดังกล่าวสอดคล้องกับความแปรปรวนรอบปีของฝนที่มีค่าสูงสุดในช่วงเวลาเดียวกัน ซึ่งบ่งชี้ถึงปริมาณน้ำท่าในแม่น้ำเจ้าพระยา ณ สถานี C.2 ขึ้นอยู่กับฝนเป็นอย่างมาก ผลการศึกษาล่าสุดบางส่วน ยังได้แสดงให้เห็นถึงอิทธิพลของปรากฏการณ์เอนโซต่อความแปรปรวนของปริมาณน้ำท่า Ueangsawat and Jintrawet (2013) พบว่า เหตุการณ์ El Niño และเหตุการณ์ La Niña ที่ระดับปานกลางและรุนแรง ส่งผลกระทบอย่างมีนัยสำคัญต่อปริมาณน้ำท่าในลุ่มแม่น้ำปิงตอนบน โดยมักจะพบในช่วงเดือนเมษายนถึงเดือนกรกฎาคมซึ่งเป็นช่วงแรกของมรสุมเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ นอกจากนี้ Räsänen and Kummu (2013) พบว่า ลักษณะอุทกวิทยาและปริมาณการไหลในแม่น้ำโขงสายประธาน ได้รับอิทธิพลอย่างมีนัยสำคัญจากปรากฏการณ์เอนโซ ซึ่งปริมาณการไหล จะเพิ่มขึ้นในช่วงที่เกิดเหตุการณ์ La Niña แต่จะลดลงในช่วงที่เกิดเหตุการณ์ El Niño

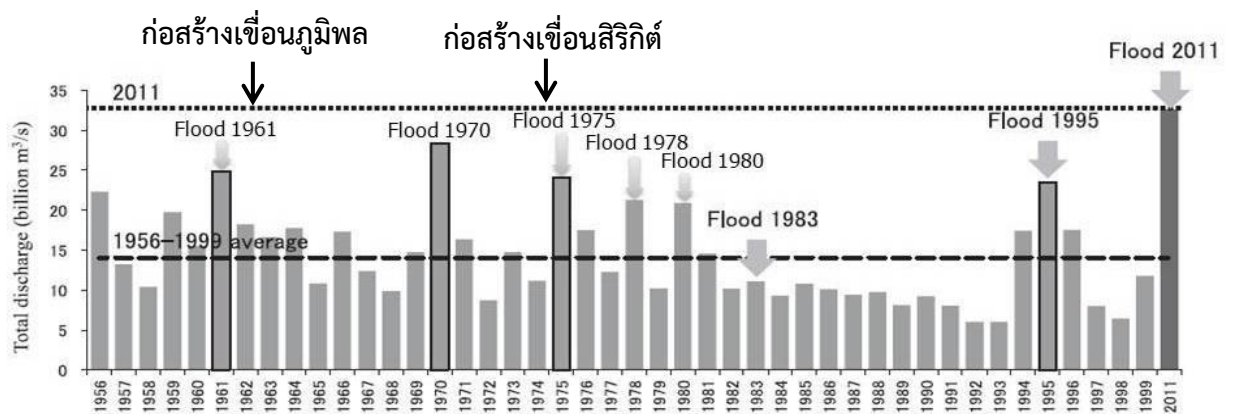
จากข้อมูลตรวจวัดที่จังหวัดนครสวรรค์ของกรมชลประทานในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1956 - 2011 (พ.ศ. 2499 - 2554) พบว่า ปริมาณน้ำระบายรวมของแม่น้ำเจ้าพระยาในช่วงเดือนมิถุนายนถึงเดือนตุลาคม สูงสุด 5 ลำดับแรกซึ่งตรงกับเหตุการณ์น้ำท่วมครั้งใหญ่ที่เกิดขึ้นในปี ค.ศ. 1970 1961 1975 และ 1995 (พ.ศ. 2554 2513 2504 2518 และ 2538 (รูปที่ 2.8) โดยปริมาณน้ำที่ระบายรวมของแม่น้ำเจ้าพระยาเมื่อเกิดน้ำท่วมในปี ค.ศ. 1995 และ 2011 (พ.ศ. 2518 และ 2554) สูงกว่าค่าเฉลี่ยในห้วงเวลา ค.ศ. 1956 - 1999 (พ.ศ. 2508 - 2542) ประมาณ 167% และ 232% ตามลำดับ (Komori et al., 2012) แม่น้ำเจ้าพระยาที่จังหวัดนครสวรรค์มีความจุลำนน้ำประมาณ 3,590 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที แต่ปริมาณน้ำหลากจากภาคเหนือที่ไหลผ่าน

สถานีวัดน้ำท่า C.2 อำเภอเมือง จังหวัดนครสวรรค์ ในปีที่เกิดอุทกภัยดังเช่นปี ค.ศ. 2011 และ 1995 (พ.ศ. 2554 และ 2518) มีค่าค่อนข้างสูง กล่าวคือ 4,686 และ 5,451 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที ตามลำดับ และเมื่อรวมกับน้ำหลากจากลุ่มน้ำสะแกกรังอีกประมาณ 500 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที ดังนั้น จะมีน้ำหลากไหลเข้าเขื่อนเจ้าพระยาสูงเกือบ 6,000 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที ซึ่งมากกว่าศักยภาพของการระบายน้ำได้ในปัจจุบันที่สามารถระบายน้ำผ่านเขื่อนเจ้าพระยาและคลองชลประทานสายหลักทั้งทางฝั่งตะวันออกและฝั่งตะวันตกรวมกันได้เพียง 3,700 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาทีเท่านั้น เมื่อเปรียบเทียบกับหลักเกณฑ์ของกรมชลประทานที่ใช้ปริมาณน้ำระบายรายวันที่ระดับ 2,000 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที เพื่อป้องกันศักยภาพความสามารถระบายน้ำที่ก่อให้เกิดน้ำท่วมในบริเวณลุ่มน้ำตอนล่างของแม่น้ำเจ้าพระยาเพิ่มเติมแล้ว พบว่า จำนวนวันที่ปริมาณน้ำระบายรายวันของเหตุการณ์สูงสุด 5 ลำดับแรก เกินหลักเกณฑ์ดังกล่าว อยู่ในช่วง 64 - 96 วัน (รูปที่ 2.9) ทั้งนี้ ปริมาณน้ำระบายรายวันของเหตุการณ์น้ำท่วมในปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ที่สูงกว่า 2,000 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที มีระยะเวลายาวนานกว่าเหตุการณ์อื่นประมาณ 1 เดือน ซึ่งมวลน้ำสะสมส่วนเกินที่คาดว่าจะก่อให้เกิดน้ำท่วมบริเวณท้ายน้ำมีขนาดใหญ่มากถึง 12 พันล้านลูกบาศก์เมตร (Komori et al., 2012)

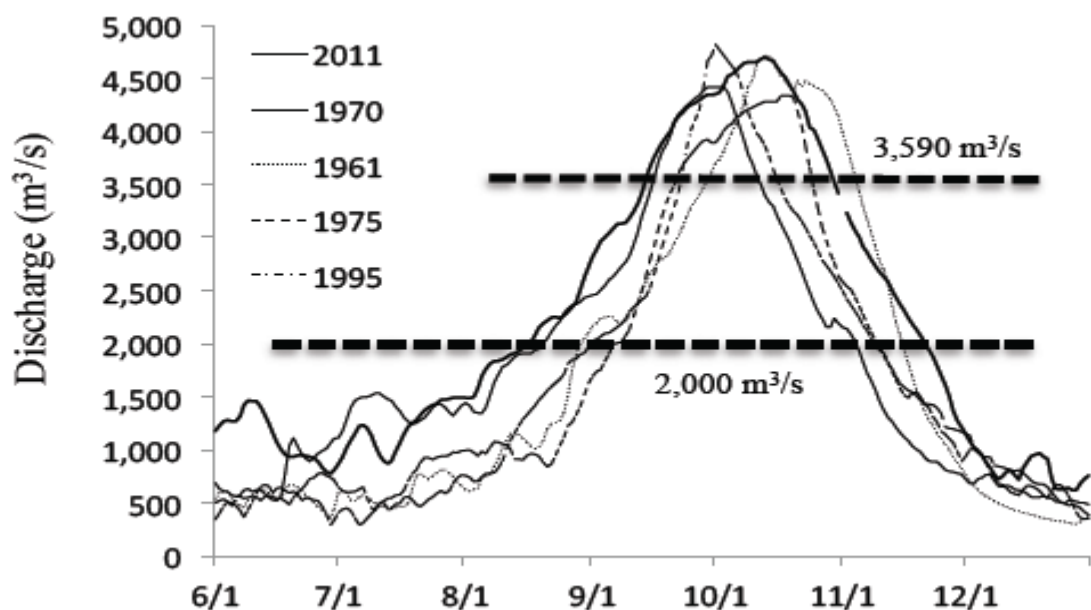
ความแห้งแล้ง เป็นตัวแปรที่ซับซ้อนและดัชนีความแห้งแล้ง เช่น Palmer Drought Severity Index (PDSI) Standardized Precipitation Index (SPI) และ Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) มักใช้เพื่อประเมินแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความแห้งแล้ง (Dai, 2011; van der Schrier et al., 2013) หลังจากรายงาน TRAC ฉบับที่ 1 ผลการศึกษาที่เกี่ยวกับการวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความแห้งแล้งในประเทศไทย ไม่พบในวารสารต่างๆ ที่ได้ทำการทบทวน ดังนั้น องค์ความรู้ทางวิทยาศาสตร์ใหม่ๆ ต่อการเปลี่ยนแปลงของความแห้งแล้งในภาพรวมของประเทศไทย ยังมีข้อจำกัดอยู่และความเชื่อมั่นต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความแห้งแล้ง อยู่ในระดับต่ำ แต่จากข้อมูลสถิติของกรมป้องกันและบรรเทาสาธารณภัย พบว่า จำนวนหมู่บ้านที่ประสบภัยแล้งมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1989 - 2012 (พ.ศ. 2532 - 2555) อาจจะเป็นตัวชี้วัดหนึ่งที่บ่งชี้ถึงความรุนแรงของความแห้งแล้งในประเทศไทยเพิ่มขึ้น ในรอบ 24 ปีที่ผ่านมา



รูปที่ 2.7 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนและปริมาณน้ำท่ารายเดือนที่ สถานี C.2 ในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ.1955 -2000 (พ.ศ. 2498 – 2543) (ที่มา: Tebakari et al., 2012)



รูปที่ 2.8 ปริมาณน้ำระบายรวมของแม่น้ำเจ้าพระยาที่จังหวัดนครสวรรค์ในช่วงเดือนมิถุนายนถึงเดือนตุลาคมของห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1965-1999 (พ.ศ.2508 - 2542) และ ปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) (ที่มา: Komori et al., 2012)



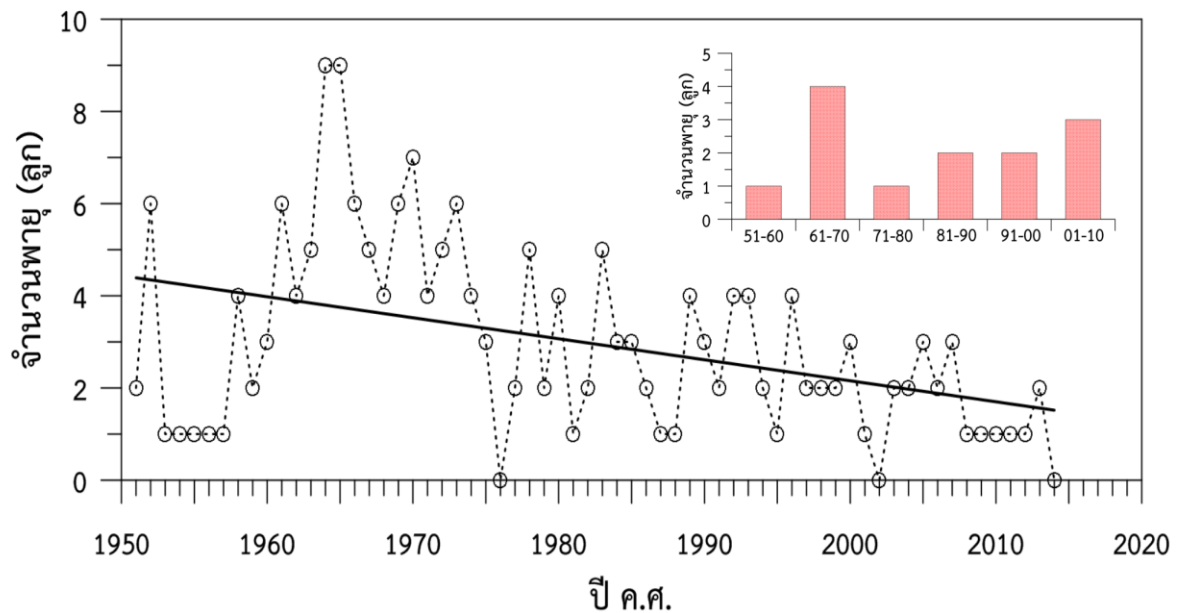
รูปที่ 2.9 ปริมาณน้ำระบายรายวันของแม่น้ำเจ้าพระยาที่จังหวัดนครสวรรค์ในช่วงเดือนมิถุนายนถึงเดือนตุลาคม สำหรับเหตุการณ์ปริมาณน้ำระบายรวมสูงสุด 5 ลำดับแรก เส้นประเส้นล่างและเส้นบน แสดงศักยภาพความสามารถระบายน้ำที่ก่อให้เกิดน้ำท่วมในบริเวณลุ่มน้ำตอนล่างของแม่น้ำเจ้าพระยาและความจุลำนํ้าของแม่น้ำเจ้าพระยาที่จังหวัดนครสวรรค์ (ที่มา: Komori et al., 2012)

2.6 การเปลี่ยนแปลงพายุหมุนเขตร้อน

พายุหมุนเขตร้อน มีสาเหตุหลักเกิดจากการถ่ายเทความร้อนที่มีแหล่งกำเนิดจากมหาสมุทรในเขตร้อน และจัดเป็นภัยคุกคามสำคัญต่อหลายประเทศซึ่งนำไปสู่ภัยพิบัติทางภูมิอากาศ เช่น เหตุการณ์ฝนตกหนักและน้ำท่วม (Vongvisessomjai, 2009; Nguyen-Thi et al., 2012) ปริมาณฝนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และเอเชียใต้ ได้รับอิทธิพลอย่างสูงจากกิจกรรมของพายุหมุนเขตร้อนในมหาสมุทรอินเดียทางตอนเหนือและมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตก (Takahashi, 2011) ปริมาณฝนรวมในบริเวณแหลมอินโดจีนที่เกิดจากกิจกรรมของพายุหมุนเขตร้อน มีสัดส่วนสูงถึง 70% (Takahashi and Yasunari, 2008) ผลการศึกษาของ Takahashi and Yasunari (2008) และ Takahashi et al. (2009) พบว่า การลดลงในระยะยาวของปริมาณฝนในเดือนกันยายนในบริเวณแหลมอินโดจีนในห้วงเวลาช่วงครึ่งหลังของศตวรรษที่ 20 สามารถอธิบายได้ด้วยการลดลงของกิจกรรมของพายุหมุนเขตร้อนในทะเลจีนใต้และทะเลแถบประเทศฟิลิปปินส์ องค์การอุตุนิยมวิทยาโลกได้แบ่งพายุหมุนเขตร้อนซึ่งพิจารณาจากขนาดความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลางพายุ (U_{max}) ออกเป็น 3 ระดับ ดังนี้ พายุดีเปรสชันเขตร้อน (Tropical depression; U_{max} น้อยกว่า 61 กิโลเมตรต่อชั่วโมง) พายุโซนร้อน (Tropical storm; $62 < U_{max} < 117$ กิโลเมตรต่อชั่วโมง) และพายุไต้ฝุ่น (Typhoon; $U_{max} > 118$ กิโลเมตรต่อชั่วโมง) (TMD, 2011)

ประเทศไทย ตั้งอยู่ระหว่างสองแหล่งกำเนิดที่สำคัญของพายุหมุนเขตร้อน คือ ทะเลจีนใต้และอ่าวเบงกอล แต่ผลการวิเคราะห์ข้อมูลเส้นทางของพายุ พบว่า พายุหมุนเขตร้อนส่วนใหญ่ที่ส่งผลกระทบต่อประเทศไทย มีแหล่งกำเนิดมาจากมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตกและทะเลจีนใต้ (Vongvisessomjai, 2009; TMD, 2011) เส้นทางเฉลี่ยของพายุหมุนเขตร้อน ในช่วงเดือนมิถุนายนถึงเดือนสิงหาคม จะผ่านภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย และขยับลงไปทางทิศใต้ผ่านทางด้านล่างของภาคตะวันออกเฉียงเหนือตะวันออกเฉียงและภาคกลางในช่วงเดือนกันยายนถึงเดือนตุลาคม (Vongvisessomjai, 2009; TMD, 2011) ในขณะที่พายุหมุนเขตร้อนในมหาสมุทรอินเดีย และ/หรือทะเลอันดามัน เคลื่อนผ่านอ่าวเบงกอลเข้าสู่ประเทศพม่าและประเทศไทย บนพื้นฐานของข้อมูลตรวจวัดที่ได้บันทึกโดยกรมอุตุนิยมวิทยา (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2558) พบว่ามีพายุหมุนเขตร้อน จำนวน 189 ลูก เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย ในช่วงเวลา 64 ปีที่ผ่านมา (ค.ศ. 1951 - 2014 หรือ พ.ศ. 2494 - 2557) (รูปที่ 2.10) ประเทศไทย ได้รับผลกระทบจากพายุหมุนเขตร้อนโดยเฉลี่ยแล้ว 3 ลูกต่อปี ซึ่งเดือนตุลาคมเป็นเดือนที่มีความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนเกิดขึ้นสูงสุด (53 ครั้งจากทั้งหมด 189 ครั้ง) พายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยส่วนใหญ่เกือบทั้งหมด 189 ลูก จัดอยู่ในกลุ่มพายุดีเปรสชันเขตร้อน มีเพียง 14 ลูกเท่านั้น ที่จัดอยู่ในระดับพายุโซนร้อน และ 1 ลูก จัดอยู่ในระดับพายุไต้ฝุ่น (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2558) เมื่อพิจารณาในห้วงเวลาของครึ่งหลังของศตวรรษที่ 20 และทศวรรษแรกของศตวรรษที่ 21 แล้ว พบว่าความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย มีแนวโน้มลดลงอย่างมีนัยสำคัญ (รูปที่ 2.10) โดยในห้วงเวลารอบ 6 ทศวรรษที่ได้ตรวจวัดและบันทึกข้อมูล พายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย มีจำนวนสูงสุดเกิดขึ้นในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1961 - 1970 (พ.ศ. 2504 - 2513) ในขณะที่ ห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 2001 - 2010 (พ.ศ. 2544 - 2553) เป็นช่วงเวลาที่จำนวนพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยน้อยที่สุด (รูปที่ 2.10) อย่างไรก็ตาม เมื่อพิจารณาพายุหมุนเขตร้อนในระดับที่สูงกว่าพายุดีเปรสชันเขตร้อน หรือพายุหมุนเขตร้อนที่มีความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลางพายุสูงกว่า 61 กิโลเมตรต่อชั่วโมงในคาบเวลาทุกๆ 10 ปีแล้วพบว่า จำนวนพายุหมุนเขตร้อนในระดับที่รุนแรงที่เกิดขึ้นทั้งหมดในรอบทุก ๆ 10 ปี มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตั้งแต่ทศวรรษที่ 1970 (รูปที่ 2.10) โดยรายละเอียดของพายุหมุนเขตร้อนในระดับที่สูงกว่าพายุดีเปรสชันเขตร้อนที่เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1951 - 2014 (พ.ศ. 2494 - 2557) สรุปในตารางที่ 2.3

ผลการประมวลและสังเคราะห์องค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงพายุหมุนเขตร้อน อาจสรุปได้ว่า
หลักฐานและระดับความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลง อยู่ในระดับปานกลาง



รูปที่ 2.10 ความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1951 - 2014 (พ.ศ. 2494 - 2557) ภาพเล็กแสดงจำนวนพายุหมุนเขตร้อนที่มีขนาดสูงกว่าพายุดีเปรสชันเขตร้อนทั้งหมดในคาบเวลาทุกๆ 10 ปี (ค.ศ. 1951 - 1960 1961 - 1970 1971 - 1980 1981 - 1990 1991 - 2000 และ 2001 - 2010) (ที่มา: TMD, 2011 และกรมอุตุนิยมวิทยา, 2558)

ตารางที่ 2.3 พายุหมุนเขตร้อนที่มีขนาดสูงกว่าพายุดีเปรสชันเขตร้อน ที่เคลื่อนตัวผ่านและขึ้นฝั่งในประเทศไทย ในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1951 - 2010 (พ.ศ. 2494 - 2553) (ที่มา: TMD, 2011)

ชื่อพายุโซนร้อนและพายุไต้ฝุ่น	วันที่เคลื่อนตัวเข้าประเทศไทย	เส้นทางพายุภายในประเทศไทย
1. VAE	22 ตุลาคม 1952	ตราด จันทบุรี ชลบุรี
2. HARRIET	29 ตุลาคม 1962	นครศรีธรรมราช
3. TILDA	23 กันยายน 1964	นครพนม
4. DORIS	3 กันยายน 1969	นครพนม
5. RUTH	30 พฤศจิกายน 1970	สุราษฎร์ธานี
6. SALLY	5 ธันวาคม 1972	ชุมพร สุราษฎร์ธานี ระนอง
7. GAY ¹	4 พฤศจิกายน 1989	ชุมพร
8. BECKY	30 สิงหาคม 1990	หนองคาย น่าน แพร่
9. FRED	17 สิงหาคม 1991	นครพนม สกลนคร อุดรธานี เลย
10. FORREST	15 พฤศจิกายน 1992	นครศรีธรรมราช สุราษฎร์ธานี พังงา
11. LINDA	4 พฤศจิกายน 1997	ประจวบคีรีขันธ์
12. CHANTHU	13 มิถุนายน 2004	อุบลราชธานี ยโสธร ร้อยเอ็ด กาฬสินธุ์ อุดรธานี หนองคาย
13. XANGSANE	2 ตุลาคม 2006	อุบลราชธานี ยโสธร ร้อยเอ็ด สุรินทร์ นครราชสีมา
14. LEKIMA	4 ตุลาคม 2007	หนองคาย เลย

¹ไต้ฝุ่น

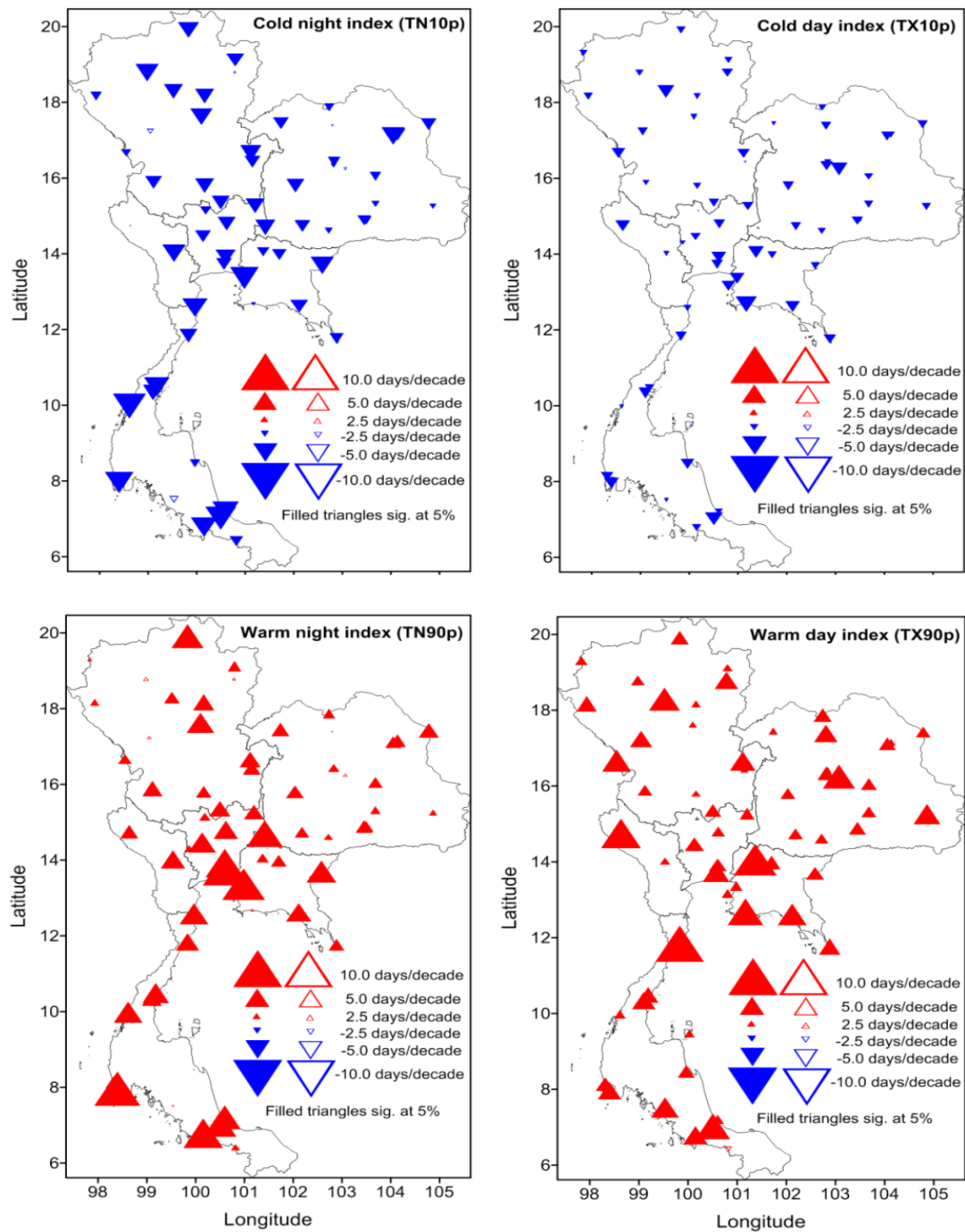
2.7 การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ

การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในประเทศไทย โดยเฉพาะอุณหภูมิและฝน ยังคงเป็นหัวข้อที่ได้รับความสนใจเป็นพิเศษ ซึ่งจากการทบทวนเอกสารงานวิจัย พบว่า ผลการศึกษาดังกล่าวได้ถูกตีพิมพ์ในวารสารต่าง ๆ เป็นจำนวนไม่น้อยหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 (Limsakul et al., 2011; Limjirakan and Limsakul, 2012a; Artlert et al., 2013; Klongvessa and Chotpantarat, 2014; Pornamnuaylap et al., 2014; Sharma and Babel, 2014; Chotamonsak, 2015; พัฒน์ภาริษา ของทิพย์และคณะ, 2556; ปิยภัทร บุชบา บดินทร์และคณะ, 2558; Limsakul and Singhruck, 2016) บนพื้นฐานจากการศึกษาต่าง ๆ ทั้งก่อนและหลังรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ซึ่งให้ผลการวิเคราะห์และหลักฐานที่สอดคล้องกัน ก่อให้เกิดความมั่นใจในระดับสูงว่า สภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทย มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญในรอบ 40 - 50 ปีที่ผ่านมา ซึ่งตอบสนองต่อการร้อนขึ้นของประเทศไทยและมีลักษณะที่คล้ายคลึงกับหลักฐานการเปลี่ยนแปลงที่ตรวจพบในภูมิภาคเอเชีย-แปซิฟิก (Choi et al., 2009; Endo et al., 2009; Caesar et al., 2011) และภูมิภาคอื่น ๆ ของโลก (e.g., Donat et al., 2013; IPCC, 2013; McGree et al., 2014; Stephenson et al., 2014) จากผลการวิเคราะห์ข้อมูลตรวจวัดรายวัน ด้วยดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิที่แนะนำโดยองค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (Klein Tank et al., 2009) พบว่า แนวโน้มการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทย ประกอบด้วย ดัชนีจำนวนวันและคืนที่อบอุ่น (รูปที่ 2.11) ดัชนีช่วงระยะเวลาที่อบอุ่น ดัชนีจำนวนวันที่อุณหภูมิสูงสุดสูงกว่า 35 °C ดัชนีจำนวนคืนที่อุณหภูมิต่ำสุดสูงกว่า 25 °C ดัชนีค่าสูงสุดรายเดือนของอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดประจำวัน ดัชนีค่าต่ำสุดรายเดือนของอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดประจำวัน (Limsakul et al., 2011; Limjirakan and Limsakul, 2012a; Pornamnuaylap et al., 2014; Sharma, and Babel, 2014) ในขณะที่ แนวโน้มการลดลงอย่างมีนัยสำคัญของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทย ปรากฏในดัชนีจำนวนวันและคืนที่หนาว (รูปที่ 2.11) ดัชนีช่วงระยะเวลาที่หนาว และดัชนีช่วงอุณหภูมิในรอบวันและดัชนีช่วงของอุณหภูมิรอบปี (Limsakul et al., 2011; Limjirakan and Limsakul, 2012a; Sharma, and Babel, 2014) ทั้งนี้ แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิ ที่เกิดขึ้นในลักษณะที่สอดคล้องและมีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงในทิศทางเดียวกันในบริเวณกว้างทั้งประเทศนี้ แสดงถึงการขยายตัวเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของอุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ยและอุณหภูมิต่ำสุด ที่มีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่สอดคล้องกับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลกเฉลี่ย (IPCC, 2013) ตารางที่ 2.4 สรุปแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิสำหรับ 4 ดัชนีดังกล่าวในช่วงเวลา ค.ศ. 1970-2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) ในภาพรวมของประเทศไทย

สภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทย มีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่ค่อนข้างซับซ้อน โดยทั่วไปแล้ว แนวโน้มของดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทยที่มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงที่คล้ายคลึงและสอดคล้องกัน ในพื้นที่บริเวณกว้างน้อยกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิ (Limjirakan and Limsakul, 2012a; Artlert et al., 2013; Klongvessa and Chotpantarat, 2014; Sharma, and Babel, 2014; Chotamonsak, 2015; Limsakul and Singhruck, 2016) ผลการวิเคราะห์ดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทยจากข้อมูลสถานีตรวจวัดอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา จำนวน 41 สถานี ในช่วงเวลาระหว่าง ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 - 2557) Limsakul and Singhruck (2016) พบว่า ความถี่ของเหตุการณ์ฝนและระยะเวลาที่ฝนตกอย่างต่อเนื่องในพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยลดลง แต่ความแรงของฝนและความเข้มของฝนจากเหตุการณ์ฝนตกหนักกลับเพิ่มขึ้น นอกจากนี้ ปริมาณฝนรวมจากเหตุการณ์ฝนหนัก มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญเช่นกัน โดยเหตุการณ์ฝนตกหนักมีสัดส่วนที่เพิ่มขึ้นของปริมาณฝนสะสมรวมรายปี (รูปที่ 2.12) กรุงเทพมหานครซึ่งเป็นเมืองขนาดใหญ่ที่ตั้งอยู่บริเวณที่ราบลุ่มปากแม่น้ำเจ้าพระยา กำลังประสบกับการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของฝนดังกล่าว นอกจากนี้ ผลการศึกษา ยังระบุว่า ปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) เมื่อเกิดน้ำท่วมครั้งใหญ่ในลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยา เป็นปีที่ประเทศไทยมีสภาวะสุดขีดของฝนสูงที่สุดในรอบ 60 ปี

แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนสำหรับ 4 ดัชนีดังกล่าวในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 - 2557) ในภาพรวมของประเทศไทย ดังสรุปในตารางที่ 2.5 Artlett et al. (2013) ได้วิเคราะห์ลักษณะสภาวะสุดขีดของฝนจากข้อมูลตรวจวัดในลุ่มแม่น้ำโขง แม่น้ำชีและแม่น้ำมูลในห้วงเวลา ค.ศ. 1961 - 2007 (พ.ศ. 2504 - 2550) ซึ่งผลการศึกษาพบแนวโน้มการเพิ่มขึ้นของดัชนีที่บ่งบอกถึงช่วงระยะที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่องในลุ่มแม่น้ำชี ฝั่งตะวันออกของแม่น้ำมูลและฝั่งตะวันตกของแม่น้ำโขง ในขณะที่ ดัชนีปริมาณฝนรายวันสูงสุดในรอบปี กลับลดลงเกือบทุกสถานีของพื้นที่ศึกษา Sharma and Babel (2014) พบดัชนีที่แสดงถึงช่วงระยะที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่อง มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น ในพื้นที่ฝั่งตะวันตกของประเทศไทยบริเวณลุ่มน้ำแม่กลอง และลุ่มน้ำแม่ปิง สำหรับห้วงเวลา ค.ศ. 1961 - 2002 (พ.ศ. 2504 - 2545) ส่วนดัชนีบ่งชี้ถึงความถี่ของเหตุการณ์ที่มีปริมาณฝนมากกว่า 10 และ 20 มิลลิเมตร กลับลดลงทั้งสองลุ่มน้ำ

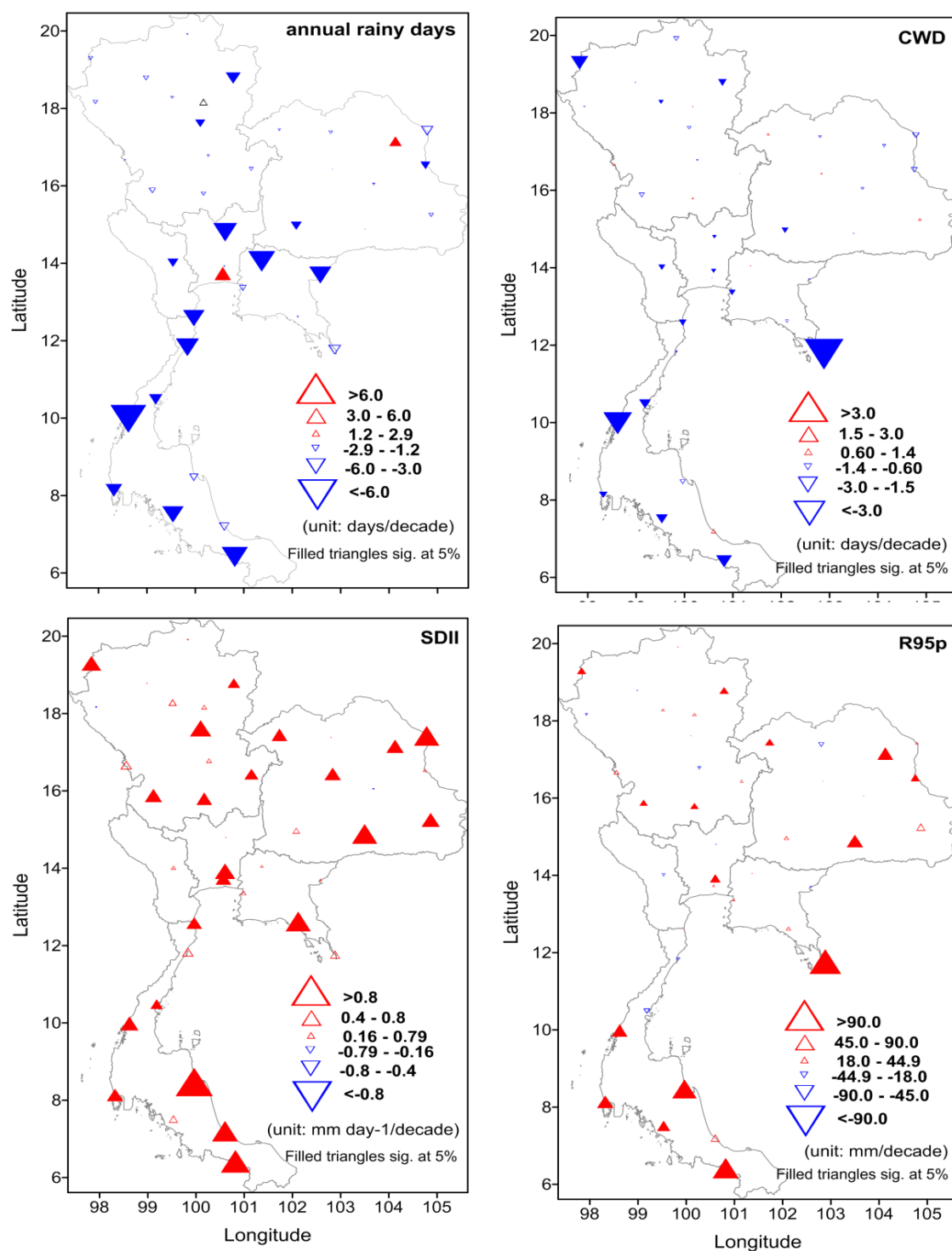
ผลการประมวลและสังเคราะห์องค์ความรู้ พบว่า หลักฐานแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของฝน ได้เพิ่มขึ้นในระดับปานกลาง ส่งผลให้ความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลง ได้เพิ่มขึ้นในระดับปานกลางเช่นกัน



รูปที่ 2.11 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลง (จำนวนวันต่อทศวรรษ) ของดัชนีจำนวนคืนที่หนาว (TN10p) ดัชนีจำนวนวันที่หนาว (TX10p) ดัชนีจำนวนคืนที่อบอุ่น (TN90p) และดัชนีจำนวนวันที่อบอุ่น (TX90p) ในห้วงเวลา ค.ศ. 1970 - 2009 (พ.ศ. 2513 – 2552) (ที่มา: Limjirakan and Limsakul, 2012a)

ตารางที่ 2.4 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลง (จำนวนวันต่อทศวรรษ) ของดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในช่วงเวลา
ระหว่างปี ค.ศ. 1970 - 2009 (พ.ศ. 2513 - 2552) ที่เฉลี่ยทุกสถานีตรวจวัดอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยาที่ใช้ใน
การศึกษา จำนวน 65 สถานี (ที่มา: Limjirakan and Limsakul, 2012a)

ดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิ	แนวโน้มการเปลี่ยนแปลง
จำนวนคืนที่หนาว (TN10p)	-3.0
จำนวนวันที่หนาว (TX10p)	-2.0
ช่วงระยะเวลาที่หนาว (CSDI)	-1.7
จำนวนคืนที่อบอุ่น (TN90p)	3.6
จำนวนวันที่อบอุ่น (TX90p)	3.4
ช่วงระยะเวลาที่อบอุ่น (WSDI)	4.9
จำนวนวันที่อุณหภูมิสูงสุดสูงกว่า 35 °C (SU35)	5.4
จำนวนคืนที่อุณหภูมิต่ำสุดสูงกว่า 25 °C (TR25)	11.4



รูปที่ 2.12 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของดัชนีจำนวนวันฝนตกรวมรายปี ดัชนีระยะเวลาที่ฝนตกอย่างต่อเนื่อง (CWD) ดัชนีความแรงของฝนอย่างง่าย (SDII) และดัชนีปริมาณฝนรวมจากเหตุการณ์ฝนตกหนัก (R95p) ในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 - 2557) (ที่มา: Limsakul and Singhruck, 2016)

ตารางที่ 2.5 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1955 - 2014 (พ.ศ. 2498 - 2557) ที่เฉลี่ยทุกสถานีตรวจวัดอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยาที่ใช้ในการศึกษา จำนวน 41 สถานี (ที่มา: Limsakul and Singhruck, 2016)

ดัชนีสภาวะสุดขีดของฝน	หน่วย	แนวโน้มการเปลี่ยนแปลง
ดัชนีจำนวนวันฝนตกรวมรายปี (annual rainy days)	จำนวนวันต่อทศวรรษ	-0.99
ดัชนีระยะเวลาที่ฝนตกอย่างต่อเนื่อง (CWD)	จำนวนวันต่อทศวรรษ	-0.27
ดัชนีความแรงของฝนอย่างง่าย (SDII)	มิลลิเมตรต่อวันต่อทศวรรษ	0.17
ดัชนีปริมาณฝนรวมจากเหตุการณ์ฝนตกหนัก (R95p)	มิลลิเมตรต่อวันต่อทศวรรษ	11.9

2.8 สรุปผล ช่องว่างขององค์ความรู้และหัวข้องานวิจัยในอนาคต

การประมวลและสังเคราะห์ผลการศึกษาด้านภูมิอากาศวิทยาจากเอกสารงานวิจัยประมาณ 75 - 80 ฉบับ ซึ่งส่วนใหญ่ได้ถูกตีพิมพ์เผยแพร่ในวารสารต่าง ๆ ในห้วงเวลาหลังจากปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ถึงปัจจุบัน ได้ช่วยเพิ่มเติมองค์ความรู้ และเสริมรายละเอียดแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรภูมิอากาศในประเทศไทย ในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ให้เป็นปัจจุบันและมีความชัดเจนมากขึ้น การศึกษาในช่วงหลังรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ต่างแสดงผลที่สอดคล้องกัน ซึ่งช่วยเพิ่มเติมหลักฐานที่บ่งชี้ให้เห็นถึงการร้อนขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของประเทศไทย อย่างไรก็ตาม การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิมีดังกล่าวกว่า มีสาเหตุมาจากการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกในชั้นบรรยากาศหรือปัจจัยระดับท้องถิ่นอื่น ๆ ที่ไม่เกี่ยวกับภูมิอากาศ เช่น โดมความร้อนที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินเป็นพื้นที่เมือง ในสัดส่วนเท่าใดยังคงเป็นโจทย์ที่ต้องหาคำตอบเพิ่มเติม

การศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของฝนในระยะหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ไม่เพียงสนับสนุนผลการศึกษาในระยะแรกที่ว่าความแปรปรวนในระยะสั้น เป็นองค์ประกอบหลักของการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนสะสมรวมรายปีในภาพรวมของประเทศไทยซึ่งมีความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซ และ PDO แต่ช่วยเพิ่มเติมหลักฐานแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญเมื่อวิเคราะห์ในสเกลพื้นที่และเวลาที่มีความละเอียดขึ้น ผลการศึกษาล่าสุดนี้ บ่งชี้ให้เห็นว่า แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวของปริมาณฝนในเขตร้อนอย่างประเทศไทย ควรแยกวิเคราะห์ในแต่ละพื้นที่ให้สอดคล้องกับ hydrological regime และแต่ละห้วงเวลาของปีมากกว่าการวิเคราะห์ในภาพรวมของประเทศไทยอย่างเช่นอุณหภูมิอากาศใกล้พื้นผิว โดยการสร้างความรู้ความเข้าใจถึงสาเหตุและแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของฝนในบริบทท้องถิ่น ซึ่งเป็นสเกลที่ประชาชนปรับตัวต่อผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ยังมีความจำเป็นที่ต้องดำเนินการเพิ่มเติม

การศึกษากการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในประเทศไทยในระยะหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ยังคงเป็นหัวข้อที่ได้รับความสนใจเป็นพิเศษ บนพื้นฐานจากการศึกษาต่าง ๆ ซึ่งให้ผลการวิเคราะห์และหลักฐานที่สอดคล้องกัน ก่อให้เกิดความมั่นใจในระดับสูงถึงข้อสรุปที่ว่า สภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทย มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญในรอบ 40 - 50 ปีที่ผ่านมา ซึ่งตอบสนองต่อการร้อนขึ้นของประเทศไทย องค์ความรู้ใหม่ๆ จากการศึกษในช่วงล่าสุด ยังช่วยเพิ่มเติม ความชัดเจนต่อการ

เปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทย โดยผลการศึกษา บ่งชี้ให้เห็นถึงความถี่ของเหตุการณ์ฝนและระยะเวลาที่ฝนตกอย่างต่อเนื่องในพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยลดลง แต่ความแรงของฝนและความเข้มของฝนจากเหตุการณ์ฝนตกหนัก รวมถึงปริมาณฝนรวมจากเหตุการณ์ฝนหนัก กลับมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของฝนดังกล่าว มักนำไปสู่เหตุการณ์ภัยพิบัติทางภูมิอากาศที่ส่งผลกระทบอย่างสูงต่อเศรษฐกิจ สังคมและสิ่งแวดล้อม ดังเช่น เหตุการณ์น้ำท่วมครั้งใหญ่ในลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยาในปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ซึ่งเป็นปีที่ประเทศไทยมีสภาวะสุดขีดของฝนสูงที่สุดในรอบ 60 ปี

บนพื้นฐานของข้อมูลที่ได้บันทึกไว้ในรอบ 64 ปีที่ผ่านมา (ค.ศ. 1951 - 2014 หรือ พ.ศ. 2494 - 2557) พบว่า ความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย มีแนวโน้มลดลงอย่างมีนัยสำคัญ ทั้งนี้ การลดลงของกิจกรรมของพายุหมุนเขตร้อนในภาพรวมดังกล่าว ย่อมส่งผลโดยตรงต่อปริมาณฝนและภาวะแห้งแล้งในประเทศไทย แต่เมื่อพิจารณาในรายละเอียดภายใต้การลดลงของความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนนั้นแล้ว กลับพบว่า จำนวนพายุหมุนเขตร้อนในระดับที่รุนแรงกว่าพายุดีเปรสชันเขตร้อนที่เกิดขึ้นทั้งหมดในรอบทุก ๆ 10 ปี กลับมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตั้งแต่ทศวรรษที่ 70 ซึ่งบ่งชี้ถึงความเสี่ยงที่เพิ่มขึ้นของประเทศไทยต่อเหตุการณ์สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศทั้งจากเหตุการณ์ฝนตกหนักและน้ำท่วมที่เกิดขึ้นเป็นระยะ ๆ สลับกับการเกิดภาวะความแห้งแล้งที่ยาวนานขึ้น

ฐานข้อมูลภูมิอากาศที่ตรวจวัดอย่างต่อเนื่องเป็นระยะเวลาที่ยาวนานและมีคุณภาพสูง ยังเป็นสิ่งจำเป็นพื้นฐานสำหรับการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาในประเทศไทย ซึ่งฐานข้อมูลที่ตรวจวัดจากสถานีและแบบกริดระดับโลก ถูกนำมาใช้เพิ่มมากขึ้นในห้วงระยะเวลาหลังจากรายงาน TARC ฉบับที่ 1 อย่างไรก็ตาม การนำฐานข้อมูลตรวจวัดมาใช้ในการศึกษา ควรให้ความสำคัญเป็นพิเศษต่อคุณภาพของข้อมูลซึ่งมีระดับที่แตกต่างกันของแต่ละแหล่งข้อมูล จากการตรวจสอบในช่วงล่าสุด พบว่า ข้อมูลอุณหภูมิเฉลี่ยของกรมอุตุนิยมวิทยา มีลักษณะไม่เป็นเอกพันธ์ของข้อมูลเกิดขึ้นระหว่างห้วงเวลา ก่อนและหลังปี ค.ศ. 2004 - 2005 (พ.ศ. 2547 - 2548) ซึ่งมีสาเหตุหลักเกิดจากการเปลี่ยนแปลงวิธีการคำนวณอุณหภูมิเฉลี่ย ดังนั้น การตรวจสอบและปรับแก้ลักษณะไม่เป็นเอกพันธ์ของข้อมูลดังกล่าวและข้อมูลภูมิอากาศตรวจวัดอื่น ๆ ด้วยเทคนิคทางสถิติ ควรดำเนินการก่อนที่จะนำมาใช้สำหรับการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยา นอกจากนี้ การตรวจสอบและประเมินคุณภาพของฐานข้อมูลฝนของกรมชลประทานซึ่งมีจำนวนสถานีและเครือข่ายที่ครอบคลุมมากกว่าฐานข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยา ควรดำเนินการเพิ่มเติมเช่นกัน โดยฐานข้อมูลจากทั้งสองแหล่ง ควรถูกผนวกรวมกันให้เป็นฐานข้อมูลเดียวที่มีคุณภาพและมาตรฐานการดูแลในระดับเดียวกัน ทั้งนี้ การศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาในประเทศไทยในอนาคต ควรนำฐานข้อมูลดาวเทียมที่มีความละเอียดสูง โดยเฉพาะฐานข้อมูลที่ดำเนินการโดย Global Climate Observing System (GCOS) มาใช้ประโยชน์ในการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงในระดับท้องถิ่นของตัวแปรภูมิอากาศต่าง ๆ ซึ่งหัวข้องานวิจัย เช่น การพัฒนาดัชนีความแห้งแล้งและวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในประเทศไทย การเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำและไอน้ำกลั่นตัวได้ในบรรยากาศ การเปลี่ยนแปลงของความชื้นของดินและน้ำท่า การเปลี่ยนแปลงของการคายระเหยของน้ำ และการเปลี่ยนแปลงของเมฆและรังสีดวงอาทิตย์ซึ่งได้ระบุในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ยังคงเป็นประเด็นพื้นฐานที่จำเป็นสำหรับการศึกษาวิจัยในอนาคต

เอกสารอ้างอิง

- กรมอุตุนิยมวิทยา 2558. พายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยรายเดือน คาบ 64 ปี (พ.ศ. 2494-2557). 22 หน้า
- จิรสรณ์ สันติสิริสมบุรณ์, สมเกียรติ อภินันท์, ชินนุชา บุคตบุญ, จารุทัศน์ สันติสิริสมบุรณ์, วรวิทย์ วงษ์เสรี, ยอด สุขะมงคล, เบญจมาศ รสโสภา, ขวัญฤทัย ศรีแสงฉาย, ประหยัด เลวัน, มนชัย ชอบธรรม และ ทรงศักดิ์ ช่วยบำรุง 2559. การลดขนาดแบบจำลองภูมิอากาศโลกเพื่อการศึกษาผลกระทบการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อการผลิตข้าวของประเทศไทย. รายงานฉบับสมบุรณ์ สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- ปิยภัทร บุษบาบดินทร์, มาลา ศิริบุรณ์ และอรุณ แก้วมัน 2558. แบบจำลองค่าสถิติปริมาณน้ำฝนสูงสุดในภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบน ของประเทศไทย. วารสารวิทยาศาสตร์บูรพา, 20(1), 106-117.
- พันธุ์ภริษา ของทิพย์, มานัตถ์ คำกอง และพุดพิงษ์ พุกกะมาน 2556. การสร้างแบบจำลองค่าสถิติปริมาณฝนประจำปีในภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย. วารสารวิทยาศาสตร์บูรพา, 18(1), 95-104.
- แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาล, อัครมน ลิ้มสกุล และทวิวงศ์ ศรีบุรี 2553. การประเมินสภาวะความรุนแรงสภาพภูมิอากาศของประเทศไทย: การวิเคราะห์ความเสี่ยงและความล่าช้าของพื้นที่วิกฤติ. รายงานฉบับสมบุรณ์ของสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.).
- อัครมน ลิ้มสกุล, วุฒิชัย แสงแก้ว และอัครดา คำเมือง 2558. รายงานความก้าวหน้าโครงการพัฒนาดัชนีความร้อนและการประยุกต์ใช้ศึกษาคลื่นความร้อนในประเทศไทย. ศูนย์วิจัยและฝึกอบรมด้านสิ่งแวดล้อม.
- Apiratikorn S., Sdoodee S., Lerslerwong L. and Rongsawat S. 2012. The impact of climatic variability on phonological change, yield and fruit quality of Mangosteen in Phatthalung Province, Southern Thailand. Kasetart Journal (Natural Science), 46, 1-9.
- Apiratikorn S., Sdoodee S. and Limsakul A. 2014. Climate-related changes in tropical-fruit flowering phases in Songkhla Province, Southern Thailand. Research Journal of Applied Sciences, Engineering and Technology, 7(15), 3150-3158.
- Arifwidodo S.D. and Tanaka T. 2015. The characteristics of urban heat island in Bangkok, Thailand. Procedia - Social and Behavioral Sciences, 195, 423 – 428.
- Artler K., Chaleeraktragoon C. and Ngyyen V.-T-V. 2013. Modeling and analysis of rainfall processes in the context of climate change for Mekong, Chi and Mun River Basin (Thailand). Journal of Hydro-environmental Research, 7, 2-17.
- Bridhikitti A. 2012. Connections of ENSO/IOD and aerosols with Thai rainfall anomalies and associated implications for local rainfall forecasts. International Journal of Climatology. DOI: 10.1002/joc.3630.
- Caesar J., et al. 2011. Changes in temperature and precipitation extremes over the Indo-Pacific region from 1971 to 2005. International Journal of Climatology 31: 791-801. DOI: 10.1002/joc.2118.
- Chelong I. and Sdoodee S. 2013. Effect of Climate Variability and Degree-Day on Development, Yield and Quality of Shogun (*Citrus reticulata* Blanco) in Southern Thailand. Kasetart Journal (Natural Sciences), 47, 333 – 341.

- Choi G., Collins D., Ren G., Trewin B., Baldi M., Fukuda Y., Afzaal M., Pianmana T., Gomboluudev P., Huong P.T.T., Lias N., Kwon W.-T., Boo K.-O., Cha Y.-M. and Zhou Y. 2009. Changes in means and extreme events of temperature and precipitation in the Asia-Pacific Network region, 1955–2007. *Internal Journal of Climatology*, 29, 1906–1925, doi: 10.1002/joc.1979.
- Chotamonsak C. 2015. Changes in temperature and precipitation extremes in Northern Thailand. *Environmental and Ecological Engineering*, 2, 9.
- Chuenchooklin S., Taweepong S. and Pangnakorn U. 2015. Rainfall and flood forecast models for better flood relief plan of the Mae Sot Municipality. *International Journal of Environmental, Chemical, Ecological, Geological and Geophysical Engineering*. 9 (3), 214-219.
- Dai A. 2011. Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008. *Journal of Geophysical Research (Atmosphere)*, 116, D12115.
- Donat M.G., et al. 2013. Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century: The HadEX2 dataset. *Journal of Geophysical Research – Atmosphere*. 118, 1-16. doi:10.1002/jgrd.50150, 2013.
- Endo N., Matsumoto J. and Lwin T. 2009. Trends in precipitation extremes over Southeast Asia. *Sola*, 5, 168-171.
- Hanasaki N., Saito Y., Chaiyasaen C., Champathong A., Ekkawatpanit C., Saphaokham S., Sukhapunnaphan T., Sumdin S. and Thongduang J. 2014. A quasi-real-time hydrological simulation of the Chao Phraya River using meteorological data from the Thai Meteorological Department Automatic Weather Stations. *Hydrological Research Letters*, 8(1), 9–14. DOI: 10.3178/hrl.8.9.
- Hong C.-C. and Li T. 2009. The extreme cold anomaly over Southeast Asia in February 2008: Roles of ISO and ENSO. *Journal of Climate*, 22, 3786-3801. DOI:10.1175/2009JCLI2864.1.
- IPCC. 2013. Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Eds: Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V and Midgley PM). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Janjai S., Laksanaboonsong J., Nunez M. and Thongsathitya A. 2005. Development of a method for generating operational solar radiation maps from satellite data for a tropical environment. *Solar Energy*, 78, 739-751.
- Janjai S., Masri I., Pattarapanitchai S. and Laksanaboonsong J. 2013. Mapping global solar radiation from long-term satellite data in the tropics using an improved model. *International Journal of Photoenergy*, Article ID 210159, 1-11.
- Jones P.D., Parker D.E., Osborn T.J. and Briffa K.R. 2013. Global and hemispheric temperature anomalies—land and marine instrumental records. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. doi: 10.3334/CDIAC/cli.002.
- Jongtanom Y., Kositanont C. and Baulert S. 2011. Temporal variations of urban heat island intensity in three major cities, Thailand. *Modern Applied Science*, 5(5), 105-110.

- Kim W., Komori D., Cho J., Kanae S. and Oki T. 2014. Long-term analysis of evapotranspiration over a diverse land use area in northern Thailand. *Hydrological Research Letters*, 8(1), 45–50. DOI: 10.3178/hrl.8.45.
- Kirtphaiboon S., Wongwiset P., Limsakul A., Sooktawee S. and Humphries U. 2014. Rainfall Variability over Thailand Related to the El Nino-Southern Oscillation (ENSO). *Journal of Sustainable Energy & Environment*, 5, 37-42.
- Klein Tank A.M.G., Zwiers F.W. and Zhang Z. 2009. Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. WMO-TD No. 1500, 56 pp. (WCDMP-72, WMO-TD/No. 1500).
- Klongvessa P. and Chotpanarat S. 2014. Statistical analysis of rainfall variations in the Bangkok urban area, Thailand. *Arab Journal of Geosciences*. DOI:10.1007/s12517-014-1438-3.
- Komori D., Nakamura S., Kiguchi M., Nishijima A., Yamazaki D., Suzuki S., Kawasaki A., Oki K. and Oki T. 2012. Characteristics of the 2011 Chao Phraya River flood in Central Thailand. *Hydrological Research Letters*, 6, 41-46. DOI:10.3178/HRL.6.41.
- Kosa P. and Sukwimolseree T. 2014. Effect of climate change on runoff in the upper Mun River Basin, Thailand. *International Journal of Environmental, Chemical, Ecological, Geological and Geophysical Engineering*, 8 (6), 416-420.
- Kotsuki S. and Tanaka K. 2013a. Uncertainties of precipitation products and their impacts on runoff estimates through hydrological land surface simulation in Southeast Asia. *Hydrological Research Letters*, 7(4), 79-84. doi: 10.3178/hrl.7.79.
- Kotsuki S. and Tanaka K. 2013b. Impacts of mid-rainy season rainfall on runoff into the Chao Phraya River, Thailand. *Journal of Disaster Research*, 8 (3), 397-405.
- Kumphon B., Kaew-Man A. and Seenoi P. 2012. A rainfall distribution for the Lampao site in the Chi river basin, Thailand. *Journal of Water Resource and Protection*, 4, 866-869.
- Kure S. and Tebakari T. 2012. Hydrological impact of regional climate change in the Chao Phraya River Basin, Thailand. *Hydrological Research Letters*, 6, 53–58. DOI:10.3178/HRL.6.53.
- Limjirakan S. and Limsakul A. 2012a. Observed trends in surface air temperature and their extremes in Thailand from 1970 to 2009. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 90, 647-662. doi: 10.2151/jmsj.2012-505.
- Limjirakan S. and Limsakul A. 2012b. Trends in Thailand pan evaporation from 1970 to 2007. *Journal of Atmospheric Research*, 108, 122–127.
- Limsakul A. and Singhruck P. 2016. Long-term trends and variability of total and extreme precipitation in Thailand. *Journal of Atmospheric Research*, 301-317. (Online). Available URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.10.015>
- Limsakul A., Humphries U., Wangwongchai A., Chitsuphaphan T. and Wongwiset P. 2014. Diurnal variations in summer monsoon precipitation over Thailand and its vicinity observed from ten years of TRMM data. *Journal of Sustainable Energy & Environment*, 5, 13-19.
- Limsakul A., Limjirakan S., Sriburi T. and Suttamanuswong B. 2011. Trends in temperature and its extremes in Thailand. *Thai Environmental Engineering Journal*, 25(1), 9-16.

- McGree S., et al. 2014. An updated assessment of trends and variability in total and extreme rainfall in the western Pacific. *International Journal of Climatology*, 34, 2775–2791. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.3874>.
- Nguyen-Thi H.A., Matsumoto J., Ngo-Duc T. and Endo N. 2012. A climatological study of tropical cyclone rainfall in Vietnam. *Sola*, 8, 41-44, doi: 10.2151/sola.2012-011.
- Peterson T.C., Stott P.A. and Herring S. 2012. Explaining extreme events of 2011 from climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 1041–1067. DOI:10.1175/BAMS-D-12-00021.1.
- Plangoen P. and Babel M.S. 2014. Projected rainfall erosivity changes under future climate in the upper Nan watershed, Thailand. *Earth Science & Climatic Change*, 5, 242. doi:10.4172/2157-7617.1000242.
- Pornamnuaylap D., Limsakul A., Limtong P. and Chidthaisong A. 2014. Evaluating the potential impacts of high temperature on rice production in Northeast Thailand. *Journal of Sustainable Energy & Environment*, 5, 65-74.
- Räsänen T.A. and Kumm M. 2013. Spatiotemporal influences of ENSO on precipitation and flood pulse in the Mekong River Basin. *Journal of Hydrology*, 467, 154-168.
- Reda A.G., Tripathi N.K., Soni P., Tipdecho T. and Phalke A. 2013. Temporal climate trend of Ping basin of Thailand and implications for Mekong region. *Earth Science & Climatic Change*, 4, 146. doi:10.4172/2157-7617.1000146.
- Ren G., Zhou Y., Chu Z., Zhang A., Guo J. and Liu X. 2008. Urbanization effect on observed surface air temperature trend in North China. *Journal of Climate*, 21, 1333–1348.
- Ruangsi K., Makkaew K. and Sdoodee S. 2015. The impact of rainfall fluctuation on days and rubber productivity in Songkhla Province. *Journal of Agricultural Technology*, 11(1), 181-191.
- Santiboon T. 2011. Effect of global warming on climate change in Udon thani Province in the period in 60 surrounding years (A.D. 1951-2010). *World Academy of Science, Engineering and Technology*, 59, 2297-2308.
- Sayama T., Tatebe Y., Iwami Y. and Tanaka S. 2014. Hydrological sensitivity of flood runoff and inundation: 2011 Thailand floods in the Chao Phraya River basin. *Natural Hazards Earth System Sciences Discussions*, 2, 7027-7059. doi:10.5194/nhessd-2-7027-2014.
- Sharma D. and Babel M.S. 2014. Trends in extreme rainfall and temperature indices in the Western Thailand. *International Journal of Climatology*, 34, 2393–2407. DOI: 10.1002/joc.3846.
- Shrestha S. 2014. Assessment of water availability under climate change scenarios in Thailand. *Earth Science & Climatic Change*, 5, 184. doi:10.4172/2157-7617.1000184.
- Singhrattana N., Babel M.S. and Perret S.R. 2012. Hydroclimate variability and long-lead forecasting of rainfall over Thailand by large-scale atmospheric variables. *Hydrological Sciences Journal*, 57(1), 26-41, DOI:10.1080/02626667.2011.633916.
- Srivani M. and Hokao K. 2012. Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: An application for city of Bangkok, Thailand. *JARS*, 9(1), 83-100.

- Srivanit M., Hokao K. and Phonekeo V. 2012. Assessing the impact of urbanization on urban thermal environment: A case study of Bangkok Metropolitan. *International Journal of Applied Science and Technology*, 2(7), 243-256.
- Stephenson T.S. et al. 2014. Changes in extreme temperature and precipitation in the Caribbean region, 1961–2010. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.3889.
- Supharatid S. 2015. Assessment of CMIP3-CMIP5 climate models precipitation projection and implication of flood vulnerability of Bangkok. *American Journal of Climate Change*, 2015, 4, 140-162.
- Takahashi H. and Yasunari T. 2008. Decreasing trend in rainfall over Indochina during the late summer monsoon: Impact of tropical cyclones. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 86, 429–438.
- Takahashi H., Fujinami H., Yasunari T., Matsumoto J. and Baimoung S. 2015. Role of tropical cyclones along the monsoon trough in the 2011 Thai flood and interannual variability. *Journal of Climate*, 28, 1465-1476. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00147.1.
- Takahashi H., Yoshikane T., Hara M. and Yasunari T. 2009. High resolution regional climate simulations of the long-term decrease in September rainfall over Indochina, *Atmospheric Science Letters*, 10, 14–18, 2009.
- Takahashi H.G. 2011. Long-term changes in rainfall and tropical cyclone activity over South and Southeast Asia. *Advances in Geosciences*, 30, 17–22. doi:10.5194/adgeo-30-17-2011.
- Tangang F.T., et al. 2008. On the roles of the northeast cold surge, the Borneo vortex, the Madden-Julian Oscillation, and the Indian Ocean Dipole during the extreme 2006/2007 flood in southern Peninsular Malaysia. *Geophysical Research Letters*, 35, L14S07. DOI:10.1029/2008GL033429.
- Tebakari T., Yoshitani J. and Suvanpimol P. 2012. Impact of large-scale reservoir operation on flow regime in the Chao Phraya River Basin, Thailand. *Hydrological Processes*, 26, 2411-2420. DOI: 10.1002/hyp.9345.
- TMD. 2011. Tropical cyclones in Thailand historical data 1951-2010. Climatological Center, Meteorological Development Bureau, Thai Meteorological Department, 8 pp.
- Torsri K., Octaviani M., Manomaiphiboon K. and Towprayoon S. 2012. Regional mean and variability characteristics of temperature and precipitation over Thailand in 1961-2000 by a regional climate model and their evaluation. *Theoretical and Applied Climatology*, DOI 10.1007/s00704-012-0782-z.
- Ueangawet K. and Jintrawet A. 2013. The Impacts of ENSO phases on the variation of rainfall and stream flow in the upper Ping River Basin, Northern Thailand. *Environment and Natural Resources Journal*, 11(2), 97-119.
- Van der Schrier G., Barichivich J., Briffa K.R. and Jones P.D. 2013. A scPDSI-based global dataset of dry and wet spells for 1901–2009. *Journal of Geophysical Research (Atmosphere)*, 118, 4025-4048.
- Van Oldenborgh G.J., van Urk A. and Allen M. 2012. The absence of a role of climate change in the 2011 Thailand Floods. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 1047-1049. (Online). Available URL: <http://dx.doi.org/10.1175/2008BAMS2501.1>.

- Veerakachen W., Raksapatcharawong M. and Seto S. 2014. Performance evaluation of Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) products over the Chao Phraya River Basin, Thailand. *Hydrological Research Letters*, 8(1), 39–44. DOI: 10.3178/hrl.8.39.
- Vongvisessomjai S. 2009. Tropical cyclone disasters in the Gulf of Thailand. *Songklanakarin Journal of Science and Technology*, 31, 213-227.
- Wang L., Chen W., Zhou W. and Huang R. 2009. Interannual variations of East Asian Trough Axis at 500 hPa and its association with the East Asian Winter Monsoon pathway. *Journal of Climate*, 22, 600-614. DOI:10.1175/2008JCLI2295.1.
- Wangwongchai A., Sixiong Z. and Qingcun Z. 2005. A case study on a strong tropical disturbance and record heavy rainfall in Hat Yai, Thailand during the winter monsoon. *Advance in Atmospheric Science*, 22, 436-450.
- Watanabe S., Komori D., Aoki M. and Kim W. Boonyawat, S., Tongdeenok, P., Prakarnrat, S. and Baimoung, S. 2011. Estimation of daily solar radiation from sunshine duration in Thailand. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 89, 355—364. doi:10.2151/jmsj.2011-A25.
- Wongsa S. 2013. 2011 Thailand flood. *Journal of Disaster Research*, 8 (3), 380-385.
- Wongsa S. 2014. Simulation of Thailand Flood 2011. *IACSIT International Journal of Engineering and Technology*, 6 (6), 452-458.

บทที่ 3

การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับทะเลชายฝั่ง (Climate Change in the Coastal Zone)

ดร.ปัทมา สิงห์รักษ์

ดร.สุริยัณห์ สาระมูล

คณะวิทยาศาสตร์

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ข้อสรุปสาระสำคัญ

บทนี้ได้ประมวลและสังเคราะห์องค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับทะเลชายฝั่งทั้งในระดับโลก ระดับภูมิภาค และในประเทศไทย การเปลี่ยนแปลงที่สำคัญที่พบบริเวณชายฝั่ง คือ ระดับน้ำซึ่งสาเหตุอาจเกิดจากการที่มวลหรือปริมาตรของน้ำทะเลมีการเพิ่มขึ้นโดยผ่านวัฏจักรน้ำ สาเหตุอีกประการหนึ่งคือ เกิดจากการขยายตัวของน้ำทะเล อันเนื่องมาจากการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเล กระบวนการขับเคลื่อนการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลมีได้ทั้งในห้วงเวลาสั้น เช่น น้ำขึ้นน้ำลง คลื่นผิวน้ำและคลื่นพายุซัดฝั่ง เป็นต้น และในห้วงเวลายาวนาน เช่น ปรากฏการณ์ El Nino-Southern Oscillation (ENSO) และ Pacific Decadal Oscillation (PDO) เป็นต้น นอกจากนี้ การเคลื่อนตัวในแนวตั้งของผิวโลก ยังส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลได้อีกด้วย เช่น ผลจากกระบวนการเทคโทนิค และ Post-Glacial rebound

การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล สามารถศึกษาได้จากสถานีวัดระดับน้ำซึ่งจะให้ข้อมูลเป็นแบบรายจุดบริเวณชายฝั่ง และจากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ซึ่งจะให้ข้อมูลครอบคลุมทั่วทั้งโลก การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของระดับน้ำในระดับโลกมีค่าเพิ่มขึ้นประมาณ 2.8 (สถานีตรวจวัด) - 3.2 (ดาวเทียม) มิลลิเมตรต่อปี ซึ่งหากพิจารณาในเชิงพื้นที่ในสเกลระดับภูมิภาค พบว่า ในบางพื้นที่การเปลี่ยนแปลงอาจมีค่าลดลง ขณะที่ในบางพื้นที่อาจมีค่าเพิ่มขึ้น ขึ้นอยู่กับปัจจัยทางกายภาพหลายปัจจัยดังที่กล่าวไว้ข้างต้น การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำที่คำนวณจากดาวเทียม บริเวณทะเลอันดามัน ทะเลจีนใต้และทะเลในประเทศอินโดนีเซีย ซึ่งเป็นบริเวณที่อยู่ใกล้กับประเทศไทย พบว่า มีค่าการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลอยู่ระหว่าง 3.6 - 6.6 มิลลิเมตรต่อปี สำหรับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำที่มีการศึกษาในประเทศไทย พบว่าข้อมูลที่นำมาศึกษาแทบทั้งหมดจะเป็นข้อมูลจากสถานีวัดระดับน้ำ และการเปลี่ยนแปลงที่คำนวณส่วนใหญ่จะเป็นการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำสัมพัทธ์ซึ่งค่าที่ได้ถึงแม้จะเป็นข้อมูล ณ สถานีเดียวกัน แต่มีความแตกต่าง ซึ่งสาเหตุอาจมาจาก ระยะเวลาของข้อมูลที่ใช้ในการคำนวณ วิธีการที่ใช้ในการคำนวณ เป็นต้น ในบางพื้นที่โดยเฉพาะบริเวณอ่าวไทยตอนบนค่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำสัมพัทธ์จะมีค่าสูงกว่าบริเวณอื่นๆ ทั้งนี้เนื่องจากบริเวณอ่าวไทยตอนบนมีการสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้ ทำให้พื้นดินมีการจมตัว นอกจากนี้ภายหลังเหตุการณ์สึนามิ พบว่า แผ่นดินในประเทศไทยและบริเวณใกล้เคียงมีการเคลื่อนตัวในแนวตั้ง โดยในประเทศไทยพบว่าการยกตัวของแผ่นดิน ซึ่งส่งผลทำให้การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำสัมพัทธ์มีการเปลี่ยนแปลงตามไปด้วย โดยภาพแล้ว หลักฐานและระดับความมั่นใจต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในบริเวณชายฝั่งของประเทศไทยบนพื้นฐานของการศึกษาเหล่านี้ยังถูกประเมินว่าอยู่ในระดับปานกลาง

ภาพการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในพื้นที่อ่าวไทย พบว่า ในช่วง 30 ปีข้างหน้า การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ย มีค่าอยู่ระหว่าง 10 - 20 เซนติเมตร โดยพื้นที่ที่มีการศึกษาภาพการณ์การเปลี่ยนแปลงคือ บริเวณภาคกลางตอนล่าง และจากแบบจำลองการท่วมของแผ่นดินของบริเวณภาคกลางตอนล่าง พบว่าพื้นที่กรุงเทพฯฝั่งตะวันออก สมุทรปราการและฉะเชิงเทรา จะได้รับผลกระทบมากที่สุด อย่างไรก็ตาม การนำข้อมูลจากการศึกษานี้ ไปใช้ประโยชน์ต่อ ควรระมัดระวังเพื่อไม่ให้เกิดความเข้าใจที่คลาดเคลื่อน เนื่องจากผลการศึกษาอยู่ภายใต้ข้อจำกัดของโมเดลและข้อมูล รวมทั้งสมมุติฐานที่ใช้

ภาพการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงของพายุหมุนเขตร้อนที่อาจผ่านเข้าสู่อ่าวไทยและทำให้เกิดภัยจากคลื่นพายุซัดฝั่งได้นั้น พบว่าในช่วงสิ้นศตวรรษ จำนวนพายุหมุนที่มีโอกาสเคลื่อนที่เข้าสู่อ่าวไทยในช่วงเดือนตุลาคมถึงเดือนธันวาคม จะลดลง 20 - 44% แต่จำนวนพายุที่มีความรุนแรงจะเพิ่มขึ้น 3 - 9% ส่วนอุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเลจะเพิ่มขึ้นประมาณ 2 - 4 องศาเซลเซียส

3.1 บทนำ

รายงานบทนี้ เป็นการสังเคราะห์และประมวลสถานการณ์ภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับมหาสมุทรและทะเลชายฝั่ง ได้แก่ การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลและการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิน้ำทะเล ซึ่งการเปลี่ยนแปลงดังกล่าว จะส่งผลกระทบในทางลบต่อมนุษย์และระบบนิเวศชายฝั่งทะเล การเปลี่ยนแปลงของปัจจัยเหล่านี้ ประกอบด้วย การเปลี่ยนแปลงของค่าเฉลี่ยระยะยาวซึ่งใช้เวลานานกว่าที่จะเห็นผลกระทบชัดเจน ได้แก่ การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ย การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิน้ำทะเลเฉลี่ย เป็นต้น และการเปลี่ยนแปลงระยะสั้นที่มักเกี่ยวข้องกับปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา เช่น การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน หรือที่เรียกว่า คลื่นพายุซัดฝั่ง (storm surge) การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิน้ำทะเลเนื่องมาจากปรากฏการณ์เอลนีโญ เป็นต้น การเปลี่ยนแปลงระยะสั้นดังกล่าว มักทำให้เกิดภาวะสุดขีด (extreme) ซึ่งส่งผลกระทบรุนแรง ในบทนี้ จึงได้รวมการศึกษาที่เกี่ยวข้องกับภาวะสุดขีดเหล่านี้ไว้ด้วย

นับตั้งแต่รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานการณ์ภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ฉบับที่ 1 (Thailand's First Assessment Report on Climate Change; TARC1) (สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2554) ได้มีความก้าวหน้าของการศึกษาในประเด็นที่เกี่ยวข้องทั้งในประเทศไทยและในระดับภูมิภาค โดยในเรื่องการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเล รายงาน TARC ฉบับที่ 1 ได้ประมวลไว้ว่า ระดับน้ำทะเลสุทธิในอ่าวไทยมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นด้วยอัตรา 3 - 5 มิลลิเมตรต่อปี ซึ่งต่อมาภายหลังได้มีการศึกษาใหม่ๆ ที่ใช้เทคนิคการวิเคราะห์แบบไม่เชิงเส้น นอกจากนี้ ยังมีการสร้างภาพการณ์จำลองการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลในอนาคตในระดับภูมิภาค และการสร้างภาพการณ์จำลองพื้นที่ที่จะได้รับผลกระทบจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลของประเทศไทย ส่วนในเรื่องคลื่นพายุซัดฝั่ง ได้มีการสร้างภาพการณ์จำลองภายใต้รูปแบบการเคลื่อนที่ของพายุหลากหลายรูปแบบ และมีการสร้างภาพการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงของจำนวนพายุในอนาคต ตลอดจนการศึกษาข้อมูลทางธรณีวิทยาที่บ่งชี้เหตุการณ์คลื่นพายุซัดฝั่งในอดีต สำหรับอุณหภูมิน้ำทะเล ในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 ได้ประมวลไว้ว่าอุณหภูมิน้ำทะเลในอ่าวไทยและทะเลอันดามัน มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น 0.1 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ ในช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1967 - 2006 (พ.ศ. 2510 - 2549) ภายหลังได้มีการศึกษาเรื่องการสร้างภาพการณ์จำลองการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิน้ำทะเลในอนาคตเพิ่มเติม

3.2 ระดับน้ำทะเล

3.2.1 สาเหตุของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล

การเปลี่ยนแปลงในทะเลชายฝั่งและมหาสมุทร โดยเฉพาะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลและอุณหภูมิน้ำทะเล มีกระบวนการทางกายภาพเข้ามาเกี่ยวข้องมากมายทั้งทางตรงและทางอ้อม ทั้งเชิงพื้นที่และเชิงเวลา เช่น การเปลี่ยนแปลงปริมาตรของน้ำในมหาสมุทร อาจเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงมวลของน้ำในมหาสมุทรเนื่องจากมีปริมาณน้ำจากแผ่นดินไหลลงสู่มหาสมุทรมากกว่าปริมาณหยาดน้ำฟ้าที่เกิดจากการระเหยจากมหาสมุทรแล้วตกลงบนแผ่นดิน หรืออาจเป็นผลมาจากการขยายตัวของน้ำทะเล (เนื่องจากอุณหภูมิน้ำทะเลสูงขึ้น) หรือการหดตัวของน้ำทะเล (เนื่องจากอุณหภูมิน้ำทะเลลดลง) การเพิ่มขึ้นหรือลดลงของปริมาตรของน้ำในมหาสมุทร ไม่ได้หมายความว่าระดับน้ำทะเลในทุกพื้นที่ในมหาสมุทร จะมีการเพิ่มหรือลดในขนาดที่เท่ากัน ถึงแม้ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยระดับโลก (global mean sea level; GMSL) จะมีค่าเพิ่มขึ้นก็ตาม บางพื้นที่ค่าแนวโน้มของระดับน้ำ อาจต่ำกว่าค่าเฉลี่ยระดับโลกแต่ครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้าง การจะทำให้ระดับน้ำในมหาสมุทรสมดุลได้ จำเป็นต้องมีบางพื้นที่ที่ระดับน้ำมีค่าแนวโน้มที่มากกว่าค่าเฉลี่ยระดับโลก

กระบวนการที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำมีอยู่มากมาย เช่น การแลกเปลี่ยนของน้ำที่กักเก็บบนแผ่นดินในรูปของธารน้ำแข็งหรือในน้ำทะเลในรูปแผ่นน้ำแข็ง การขยายตัวของน้ำเนื่องจากอุณหภูมิน้ำสูงขึ้น การไหลเวียนของกระแสน้ำที่ผิวหรือในชั้นน้ำต่าง ๆ คลื่นพายุซัดฝั่ง การทรุดตัวของแผ่นดินบริเวณ

สันดอนปากแม่น้ำ การเคลื่อนตัวของแผ่นเปลือกโลก การกักเก็บน้ำบนแผ่นดินด้วยการสร้างเขื่อน การดึงน้ำจากใต้ดินมาใช้ เป็นต้น

1) การเปลี่ยนแปลงของมวลหรือปริมาตรของน้ำทะเลที่เพิ่มขึ้นซึ่งเกิดขึ้นผ่านวัฏจักรน้ำ โดยน้ำจากทะเลหรือแหล่งน้ำต่าง ๆ บนบก ระเหยกลายเป็นไอน้ำ ไอน้ำในอากาศควบแน่นกลายเป็นหยาดน้ำฟ้าตกลงมาสู่แผ่นดินและลงสู่ทะเลโดยตรง เช่น ฝน หรือผ่านลงมาจากแผ่นดิน จากแม่น้ำ เป็นต้น การเปลี่ยนแปลงมีได้ทั้งในแบบรายปีและระยะเวลายาวนานกว่า 1 ปี การเพิ่มขึ้นของมวลน้ำทะเล อาจเกิดเนื่องจากการดึงน้ำใต้ดินมาใช้ ส่วนการลดลงของมวลน้ำทะเลอาจเกิดจากการกักเก็บของน้ำในอ่างเก็บน้ำหรือเขื่อน เป็นต้น ทั้งนี้ การละลายของธารน้ำแข็งมีส่วนทำให้ระดับน้ำทะเลสูงขึ้นประมาณ 1 มิลลิเมตรต่อปี

2) จากการขยายตัวของน้ำทะเล เนื่องจากอุณหภูมิพื้นผิวของน้ำทะเลมีค่าสูงขึ้นซึ่งส่งผลให้ระดับน้ำทะเลทั่วโลกในช่วง 12 – 14 ปี ที่ผ่านมา เพิ่มขึ้นประมาณ 1.6 มิลลิเมตรต่อปี

กระบวนการขับเคลื่อนการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำที่เกิดขึ้นในห้วงเวลาสั้น (short term variability) น้อยกว่า 1 เดือน ประกอบด้วย 1) น้ำขึ้นน้ำลง ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำที่มีคาบการเกิด 1 วัน (น้ำขึ้น-ลง 1 ครั้งต่อวัน) หรือครึ่งวัน (น้ำขึ้น-ลง 2 ครั้งต่อวัน) อย่างไรก็ตาม น้ำขึ้นน้ำลง ยังมีคาบการเกิดที่ยาวแบบ 1 เดือน ครึ่งปี และ 18.6 ปีด้วยเช่นกัน 2) คลื่นผิวน้ำ โดยการแตกตัวของคลื่นเมื่อเคลื่อนที่เข้าหาชายฝั่ง ส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ เนื่องจากการยกตัวของคลื่นเมื่อเคลื่อนที่ถึงชายฝั่ง และ 3) คลื่นพายุซัดฝั่ง เป็นการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเล เนื่องจากความกดอากาศบริเวณศูนย์กลางพายุมีค่าต่ำมากเมื่อเทียบกับระดับปกติ

ส่วนการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในห้วงเวลานาน (long term variability) นับตั้งแต่ 1 เดือนเป็นต้นไป มีทั้งการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำที่เกิดขึ้นในรอบปี ซึ่งเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงในรอบปีของอุณหภูมิพื้นผิว (ฤดูกาลที่แตกต่างกันในทั้งสองซีกโลก) น้ำทะเลอุ่นขึ้นในช่วงหน้าร้อน ทำให้น้ำทะเลขยายตัว (ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น) น้ำทะเลเย็นลงในช่วงฤดูหนาว ทำให้น้ำทะเลหดตัว (ระดับน้ำทะเลลดลง) ระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นหรือลดลงที่เกิดขึ้นในทั้งสองซีกโลกจะตรงกันข้ามกัน เช่น ระดับน้ำเพิ่มขึ้นในฤดูร้อนในซีกโลกเหนือ แต่ระดับน้ำลดลงในซีกโลกใต้ซึ่งเป็นฤดูหนาว เป็นต้น การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำที่แตกต่างกันระหว่างปีจนถึงระหว่างทศวรรษ เกิดจากความแปรปรวนของระบบมหาสมุทรกับบรรยากาศ เช่น ปรากฏการณ์ ENSO ซึ่งมีคาบประมาณ 2 – 7 ปี อาจทำให้ระดับน้ำระหว่างมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันออกและมหาสมุทรอินเดีย มีการเปลี่ยนแปลงประมาณ 20 - 30 เซนติเมตร และปรากฏการณ์ PDO ซึ่งเป็นความผันผวนของภูมิอากาศในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกและชายฝั่งทวีปอเมริกาเหนือที่มีคาบประมาณทศวรรษ โดยแบ่งเป็น 2 สภาวะคล้ายกับปรากฏการณ์ ENSO คือ สภาวะอุ่น (warm) หรือเย็น (cold) ขึ้นกับความผิดปกติจากค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ในบริเวณเขตร้อนและตะวันออกเฉียงเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิก (Zhang et al., 1997)

กระบวนการขับเคลื่อนการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำ เนื่องจากการเคลื่อนที่ของแผ่นดินซึ่งเกิดขึ้นทั้งช่วงเวลาด้านและระยะเวลายาว ตัวอย่างการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำเนื่องจากกระบวนการเคลื่อนที่ของแผ่นดินซึ่งเกิดขึ้นทั้งช่วงเวลาด้าน ๆ ได้แก่ แผ่นดินไหว การจมตัวของแผ่นดินเนื่องจากการกดทับและการสะสมตัวของตะกอนดิน หรือการสูบน้ำใต้ดินไปใช้ในการอุปโภคบริโภค การเกษตร การอุตสาหกรรม และการจมตัวของแผ่นดินเนื่องจากการขุดเจาะน้ำมัน เป็นต้น ในระยะยาว การเคลื่อนที่ของแผ่นดินเกี่ยวข้องกับการออกจากยุคน้ำแข็งครั้งล่าสุด พื้นดินบริเวณที่ถูกน้ำแข็งกดทับจะจมตัวลง หินและวัตถุต่าง ๆ ถูกดันไปรวมตัวกันบริเวณขอบของธารน้ำแข็ง เมื่อน้ำแข็งเริ่มละลาย ส่วนที่เคยถูกน้ำแข็งกดทับจะค่อย ๆ ยกตัวกลับขึ้นมาอยู่ในสภาพเริ่มต้น การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวเรียกว่า Glacial Isostatic adjustment (GIA) หรือ Post-Glacial rebound (PGR) ซึ่งจะส่งผลต่อระดับน้ำทะเล โดยทำให้ 1) บริเวณที่เคยอยู่ใต้ธารน้ำแข็ง เช่น ตอนเหนือของทวีปเอเชียและยุโรป และทวีปอเมริกาเหนือ แผ่นดินจะยกตัวสูงขึ้น บางพื้นที่อาจยกตัวด้วยอัตรา 7 มิลลิเมตรต่อปี 2) บริเวณขอบธารน้ำแข็ง เช่น ชายฝั่งตะวันออกประเทศสหรัฐอเมริกา จะมีการจมตัวประมาณ 1 มิลลิเมตรต่อปีหรือมากกว่า และ 3) บริเวณที่อยู่ห่างจากธารน้ำแข็ง อาจมีการเคลื่อนตัวในแนวตั้งของแผ่นดินบ้างแต่ด้วย

อัตราที่ไม่มากนัก ซึ่งเป็นผลมาจากการปรับตัวของแผ่นดินที่อยู่ห่างจากบริเวณที่เคยถูกกดทับจากธารน้ำแข็งในยุคน้ำแข็ง เช่น ประเทศออสเตรเลีย แผ่นดินมีการยกตัวด้วยอัตรา 0.3 - 0.4 มิลลิเมตรต่อปี

การเปลี่ยนแปลงในทั้ง 3 ลักษณะ ส่งผลต่อการวัดระดับน้ำทะเลที่สถานีต่างๆ ที่มีการวัดระดับน้ำสัมพันธ์กับจุดอ้างอิงหนึ่งๆ Peltier et al. (2015) ได้ปรับปรุงพัฒนาแบบจำลองที่ใช้ประมาณค่า GIA ระดับโลก จนได้เวอร์ชันล่าสุดที่เรียกว่า ICE-6G_C (VM5a) แบบจำลองล่าสุดนี้ ได้รวมค่า GPS เอาไว้เพื่อแก้ค่าการเคลื่อนที่ในแนวตั้งของแผ่นดินเอาไว้ด้วย ซึ่งการเคลื่อนที่ในแนวตั้งมีผลต่อค่าระดับน้ำที่ได้จากสถานีวัดระดับน้ำ โดยทำให้ระดับน้ำเฉลี่ยมีค่าสูงขึ้นหรือต่ำลง ขึ้นอยู่กับการเคลื่อนตัวในแนวตั้งของแผ่นดิน ดังที่กล่าวไว้ใน Trisirisatayawong et al. (2011) ข้อมูล GIA ที่ได้จากแบบจำลอง ICE-6G_C (VM5a) ระดับโลก (Peltier et al., 2015) สามารถดาวน์โหลดข้อมูลได้ที่เว็บไซต์ <http://www.atmosp.physics.utoronto.ca/~peltier/data.php>

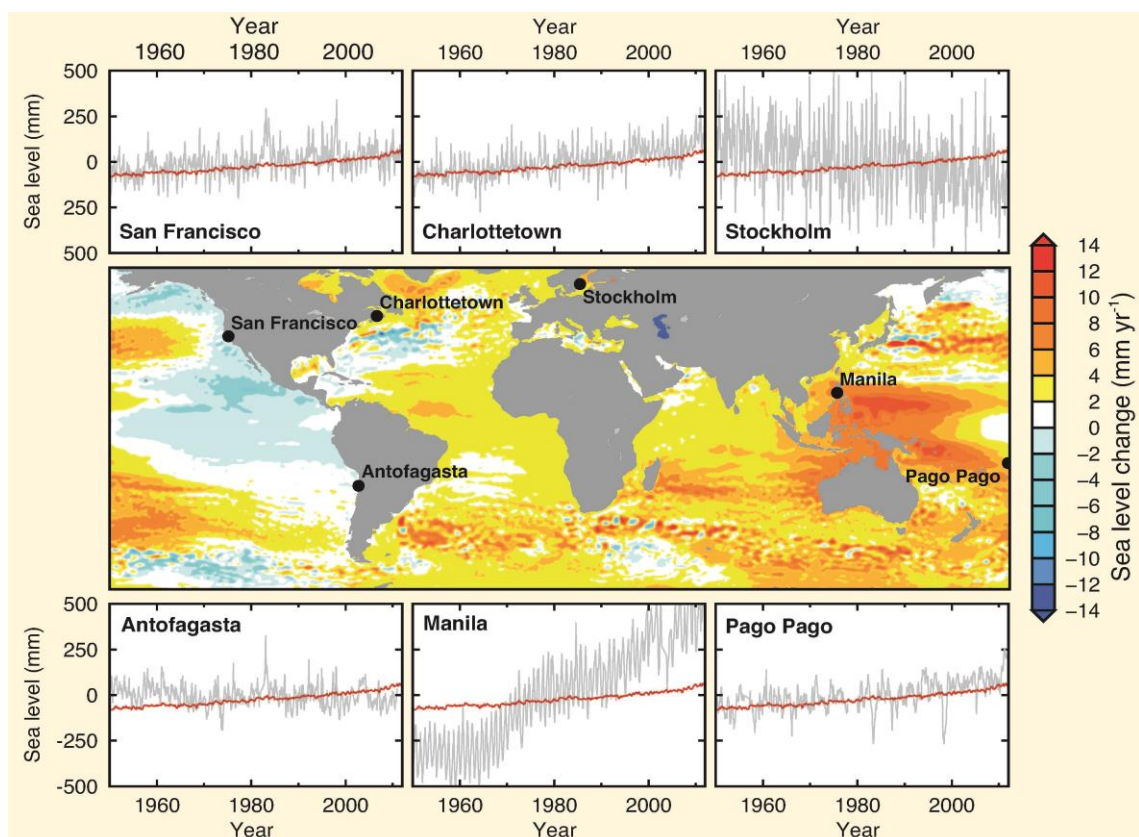
ส่วนสาเหตุหรือปัจจัยการเปลี่ยนแปลงในระดับท้องถิ่น ยังคงคล้ายคลึงกับในระดับโลก ในรายงานการประเมินครั้งที่ 5 ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (IPCC, 2013) การเคลื่อนตัวในแนวตั้งของแผ่นดินหรือแผ่นน้ำในบริเวณชายฝั่ง ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำสัมพันธ์กับแผ่นดิน (relative sea level) ดังนั้น การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในระดับท้องถิ่น อาจเกิดเนื่องจากการเพิ่มขึ้นของความสูงของผิวหน้าน้ำทะเลหรือการลดลงของความสูงแผ่นดิน หากพิจารณาในช่วงเวลาสั้นๆ (1 ชั่วโมง-มากกว่า 1 ปี) การแปรผันของระดับน้ำทะเล จะเป็นผลมาจากอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง พายุ และความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ เช่น ปรากฏการณ์เอลนีโญ ในส่วนของแผ่นดินไหว แผ่นดินถล่ม หรือสึนามิ จะมีผลกระทบโดยตรงต่อความสูงของแผ่นดิน พิจารณาในช่วงเวลายาวนานขึ้น (10 ปี - มากกว่า 100 ปี) พบว่าการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ จะมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงของปริมาตรมหาสมุทรและน้ำแข็งบนแผ่นดิน โดยทั้งสองปัจจัยเป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำในหลายๆบริเวณ ซึ่งท้ายที่สุดก็จะมีผลโดยตรงต่อระดับน้ำสัมพันธ์ที่วัดได้จากเครื่องวัดระดับน้ำที่สถานีวัดระดับน้ำทั่วโลก

เทคโนโลยีหนึ่งที่ใช้วัดระดับน้ำในช่วงปลายศตวรรษที่ 20 คือ ดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ (Satellite altimetry) ค่าระดับน้ำที่วัดได้เรียกว่า ระดับน้ำจีโอเซนทริก (geocentric sea level) ซึ่งเป็นการวัดความสูงของผิวหน้าน้ำทะเลสัมพันธ์กับจุดศูนย์กลางโลก จากรูปที่ 3.1 ทำให้เห็นอัตราของระดับน้ำจีโอเซนทริกที่ต่างกันทั่วโลก ความแตกต่างที่เห็นได้ชัดคือ ในช่วงปี ค.ศ. 1993 - 2012 (พ.ศ. 2536 - 2555) อัตราที่พบในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตกมีค่าสูงกว่าค่าเฉลี่ยระดับโลกประมาณ 3 เท่า ส่วนในบริเวณฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกมีอัตราที่ต่ำกว่าค่าเฉลี่ยระดับโลก ความแตกต่างที่พบในทั้งสองบริเวณนี้ เนื่องมาจากความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก เช่น ENSO และ PDO ซึ่งมีคาบการเกิดประมาณ 1 ปี ถึงหลายสิบปี การแปรผันของสภาพภูมิอากาศทำให้กระแสน้ำ อุณหภูมิและความเค็มของน้ำทะเลมีการเปลี่ยนแปลง ซึ่งท้ายที่สุดจะส่งผลต่อระดับน้ำนั่นเอง ยกตัวอย่างเช่น อัตราการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำที่ได้จากสถานีวัดระดับน้ำและจากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์บริเวณชายฝั่งตะวันออกของสหรัฐอเมริกา มีค่าไม่เท่ากัน เป็นผลมาจากทิศทางและความขนาดของกระแสน้ำกัลฟ์สตรีม (Gulf Stream) ที่มีการเปลี่ยนแปลง เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศในบริเวณดังกล่าว (Ezer, 2013)

ค่าระดับน้ำสัมพันธ์ที่ได้จากสถานีวัดระดับน้ำ ได้รวมอิทธิพลของการเคลื่อนที่ในแนวตั้งของทั้งผิวน้ำและแผ่นดินเอาไว้ด้วย โดยปกติค่าดังกล่าวจะมีค่าน้อยมาก ดังนั้น ค่าอัตราของการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำที่สถานีวัดน้ำต่างๆ ทั่วโลกจะคล้ายคลึงกับค่าเฉลี่ยระดับโลก เช่น ที่สถานี San Francisco ประเทศสหรัฐอเมริกาและสถานี Pago Pago ของอเมริกันซามัว (รูปที่ 3.1) แต่ในบางพื้นที่ อิทธิพลหลังจากการละลายของธารน้ำแข็งในช่วงยุคน้ำแข็งครั้งสุดท้าย ส่งผลให้มีการยกตัวของแผ่นดินทำให้ระดับน้ำสัมพันธ์จากสถานีวัดระดับน้ำมีค่าลดลงเรื่อยๆ เช่น ที่สถานี Stockholm ประเทศสวีเดน ด้วยอิทธิพลดังกล่าวในบางพื้นที่อาจมีการจมตัวของแผ่นดินทำให้ระดับน้ำสัมพันธ์มีค่าเพิ่มขึ้น เช่น ที่สถานี Charlottetown ประเทศสหรัฐอเมริกา (รูปที่ 3.1) การเคลื่อนตัวในแนวตั้งของแผ่นดินเนื่องจากกระบวนการเทคโทนิก เป็นสาเหตุหนึ่งที่ทำให้ระดับน้ำทะเลต่าง

จากระดับน้ำทะเลเฉลี่ยระดับโลก เช่น ที่สถานี Antofagasta ประเทศชิลี ซึ่งอยู่บริเวณที่แผ่นมหาสมุทรจมตัวใต้ แผ่นเปลือกโลกทำให้แผ่นดินยกตัว (รูปที่ 3.1) ดังนั้น ค่าระดับน้ำสัมพัทธ์จึงมีค่าลดลง การเปลี่ยนแปลงอาจเกิดจากเหตุการณ์แผ่นดินไหว เช่น ก่อนเกิดและหลังเกิดแผ่นดินไหวสุมาตรา-อันดามัน การเคลื่อนตัวในแนวตั้งของ แผ่นดินในประเทศไทยมีค่าสวนทางกัน ส่งผลให้อัตราการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำประเทศไทย มีค่าสวนทาง กันตามไปด้วย (Trisirisatayawong et al., 2011) ที่สถานี Manila ประเทศฟิลิปปินส์ มีการเปลี่ยนแปลงต่างจาก ค่าเฉลี่ยระดับโลกมาก เนื่องจากการจมตัวของแผ่นดินอันเป็นผลมาจากการกระทำของมนุษย์ (การนำน้ำใต้ดิน มาใช้) ซึ่งสอดคล้องกับสถานีวัดระดับน้ำบริเวณปากแม่น้ำเจ้าพระยา ที่ระดับน้ำสัมพัทธ์มีค่าเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว เนื่องจากการดึงน้ำบาดาลมาใช้ (Phien-Wej et al., 2006; Aobpaet et al., 2009; Syvitski et al., 2009; Saramul and Ezer, 2014)

จะเห็นได้ว่ามีกระบวนการหลายประเภทที่ขับเคลื่อนให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความสูงของผิวหน้าน้ำ ทะเลหรือพื้นท้องทะเล ซึ่งจะส่งผลให้เกิดความแตกต่างของระดับน้ำของแต่ละบริเวณ (ระดับท้องถิ่น) เมื่อหลาย กระบวนการรวมกันจึงทำให้เกิดรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่ซับซ้อน การเปลี่ยนแปลงนี้จะเกิดขึ้นตลอดเวลา และ ค่าเฉลี่ยของระดับน้ำในระดับโลกจะสะท้อนภาพกว้างของทั้งโลก ซึ่งในระดับท้องถิ่นอาจจะมีค่าสอดคล้องกับ ค่าดังกล่าว แต่อย่างไรก็ตาม ณ เวลาเดียวกัน ในบางพื้นที่ที่กระบวนการมีความแรงชัดเจนอาจทำให้ การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในบริเวณดังกล่าวต่างไปจากค่าเฉลี่ยระดับโลกอย่างชัดเจน

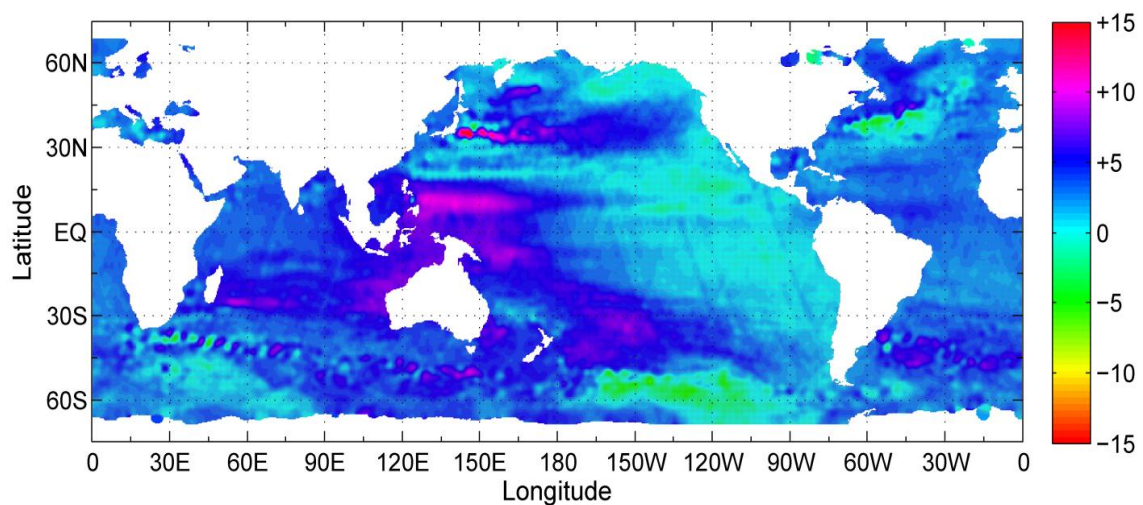


รูปที่ 3.1 อัตราการเปลี่ยนแปลงความสูงของผิวหน้าน้ำทะเล (geocentric sea level) ที่ได้จากดาวเทียม ประเภทอัลติมิเตอร์ระหว่างปี ค.ศ. 1993 - 2012 (พ.ศ. 2536 - 2555) เส้นสีเทา คือระดับน้ำสัมพัทธ์จากสถานี วัดระดับน้ำระหว่างปี ค.ศ. 1950 - 2012 (พ.ศ. 2493 - 2555) เส้นสีแดง คือค่าระดับน้ำเฉลี่ยระดับโลก (ที่มา: IPCC, 2013)

3.2.2 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลจากข้อมูลตรวจวัด

แหล่งข้อมูลระดับน้ำทะเลจากการตรวจวัดที่นักวิทยาศาสตร์นำมาใช้ในการวิเคราะห์ ได้มาจาก 1) สถานีวัดระดับน้ำ และ 2) ดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ ข้อมูลระดับน้ำที่ได้จากสถานีวัดระดับน้ำ มีลักษณะการกระจายเป็นจุดตามแนวชายฝั่งของแต่ละประเทศ Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) เป็นองค์กรที่รวบรวมระดับน้ำตรวจวัดจากสถานีวัดระดับน้ำทั่วโลกที่แต่ละประเทศได้ส่งมอบให้กับองค์กร และเผยแพร่ให้กับประชาชนทั่วไปผ่านทางเว็บไซต์ (<http://www.psmsl.org>) ในรูปแบบค่าเฉลี่ยรายเดือนและค่าเฉลี่ยรายปี (Holgate et al., 2013) ข้อมูลที่ PSMSL เผยแพร่ได้ทำการปรับข้อมูลระดับน้ำให้อยู่ในจุดอ้างอิงที่แก้ไขใหม่ของแต่ละพื้นที่หรือที่เรียกว่า Revised Local Reference (RLR) เนื่องจากข้อมูลเป็นรายเดือนและรายปี ซึ่งเป็นลักษณะการเปลี่ยนแปลงที่มีคาบการเกิดนาน หากสนใจการเปลี่ยนแปลงที่มีคาบการเกิดสั้นๆ ข้อมูลจาก PSMSL ไม่สามารถนำมาวิเคราะห์ได้ ศูนย์ระดับน้ำทะเลมหาวิทยาลัยฮาวาย (University of Hawaii Sea Level Center, UHSLC; <http://uhslc.soest.hawaii.edu>) จึงได้รวบรวมข้อมูลระดับน้ำรายชั่วโมงของสถานีวัดระดับน้ำทั่วโลกไว้ ซึ่งเป็นข้อมูลที่สำคัญที่สามารถบอกการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นในห้วงเวลาสั้นๆ ได้ ข้อมูลระดับน้ำที่ได้จากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ในรูปความสูงของผิวหน้าน้ำทะเล เป็นข้อมูลที่ทำให้เห็นภาพการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในภาพกว้างโดยครอบคลุมตั้งแต่ละติจูด 65 องศาใต้ ถึง 65 องศาเหนือ เท่านั้น เนื่องจากวงโคจรของดาวเทียมที่จำกัด ข้อมูลความสูงของผิวหน้าน้ำทะเลถูกเผยแพร่ในเว็บไซต์ต่างๆ เช่น กลุ่มวิจัยระดับน้ำทะเลของมหาวิทยาลัยโคโลราโด (CU Sea Level Research Group; <http://sealevel.colorado.edu>) หรือที่ CSIRO Marine and Atmospheric Research (<http://www.cmar.csiro.au/sealevel>) เป็นต้น เนื่องจากข้อมูลระดับน้ำที่ได้มีทั้งที่เป็นระดับท้องถิ่น (จากสถานีวัดระดับน้ำ) และระดับโลก (จากดาวเทียม) ในการคำนวณหาการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำอาจต้องคำนึงถึงปัจจัย เช่น ความกดอากาศ การเคลื่อนที่ในแนวตั้งของแผ่นเปลือกโลก GIA ฯลฯ เข้ามาพิจารณาร่วมด้วย โดยเฉพาะ GIA ซึ่งเป็นแบบจำลองที่บอกถึงอิทธิพลของการจมตัวหรือยกตัวของแผ่นดิน เนื่องจากการละลายของธารน้ำแข็งในยุคน้ำแข็งครั้งสุดท้าย โดยในปัจจุบัน GIA ได้รวมอิทธิพลจากการเคลื่อนที่ในแนวตั้งของแผ่นเปลือกโลก ที่ไม่ได้เกิดจากธารน้ำแข็งเข้ามาพิจารณาร่วมด้วย (Peltier et al., 2015) ด้วยเหตุที่ความคลาดเคลื่อนการวัดระดับน้ำ มักเกิดจากจุดอ้างอิง (โดยปกติเป็นแผ่นดิน) มีการเคลื่อนที่ ดังนั้น จึงมีการนำเทคโนโลยี GPS มาช่วยในการปรับค่าจุดอ้างอิงที่ผิดไป (Santamaria-Gomez et al., 2012) โดยในประเทศไทยมีงานวิจัยที่กล่าวถึง GPS ในงานของ Trisirisatayawong et al., (2011) และ Saramul and Ezer (2014) เป็นต้น ประโยชน์ของการนำ GPS มาประกอบการศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล คือ ทำให้ทราบอัตราการเปลี่ยนแปลงในแนวตั้งของแผ่นดินไม่ว่าจะเกิดเนื่องจาก GIA หรือกระบวนการทางธรณีวิทยาต่างๆ เช่น เทคโทนิก การยกตัวของแผ่นเปลือกโลก เป็นต้น

ข้อมูลระดับน้ำจากสถานีวัดระดับน้ำมีระยะเวลาในการสำรวจยาวนานกว่าดาวเทียม บางสถานีอาจมีระยะเวลาสำรวจมากกว่า 200 ปี ข้อมูลจาก PSMSL ได้แสดงให้เห็นว่าในประเทศไทยมี 4 สถานีที่มีข้อมูลมากกว่า 50 ปี คือ สถานีบ่อพระจุลจอมเกล้า สถานีเกาะหลัก สถานีเกาะมัดโพน และสถานีเกาะตะพานน้อย (Holgate et al., 2013) ส่วนจุดเริ่มต้นของข้อมูลจากดาวเทียม คือ ปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) นับถึงปัจจุบัน ความยาวของข้อมูลดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์มีเพียง 22 ปี เท่านั้น แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่ของระดับน้ำทะเลของทั่วโลกที่คำนวณได้จากข้อมูลความสูงผิวหน้าน้ำทะเลจากดาวเทียมในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) ถึงปัจจุบัน โดยไม่มีการแก้ค่าเนื่องจาก GIA น้ำขึ้นน้ำลง หรือปัจจัยอื่นๆ ที่มีผลต่อระดับน้ำ ในหน่วยมิลลิเมตรต่อปี แสดงในรูปที่ 3.2 จากรูปจะเห็นความแตกต่างของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลระดับท้องถิ่นอย่างชัดเจน ในบางพื้นที่ค่าแนวโน้มของระดับน้ำมีค่าลดลง ในขณะที่ บางพื้นที่มีค่าเพิ่มขึ้น เป็นต้น



รูปที่ 3.2 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลของทั่วโลก ระหว่างปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) ถึงปัจจุบัน ซึ่งคำนวณจากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ โดยไม่มีการแก้ค่าอิทธิพลของ GIA ความกดอากาศ น้ำขึ้นน้ำลง และปัจจัยอื่นๆ ในหน่วย มิลลิเมตรต่อปี (ที่มา: Nerem et al., 2010; <http://sealevel.colorado.edu/content/map-sea-level-trends>)

มีหลายงานวิจัยที่ทำการศึกษ้อัตราการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำในระดับโลก โดยนำข้อมูลจากสถานีวัดระดับน้ำและจากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์มาใช้ในการวิเคราะห์ Church and White (2011) ได้ประเมินระดับน้ำทะเลเฉลี่ยระดับโลกที่ได้จากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ ระหว่างปี ค.ศ. 1993 - 2009 (พ.ศ. 2536-2552) และสถานีวัดระดับน้ำ ระหว่างปี ค.ศ. 1880 - 2009 (พ.ศ. 2423 - 2552) โดยพบว่า ระดับน้ำทะเลที่ได้จากดาวเทียมและจากสถานีวัดระดับน้ำหลังจากแก้ค่า GIA แล้ว มีค่าเท่ากับ 3.2 ± 0.4 และ 2.8 ± 0.8 มิลลิเมตรต่อปี ตามลำดับ หากพิจารณาเฉพาะค่าที่ได้จากสถานีวัดระดับน้ำ พบว่า ระดับน้ำมีการเพิ่มขึ้นประมาณ 210 มิลลิเมตรในช่วง 130 ปี โดยในช่วงทศวรรษที่ 20 มีค่า 1.7 ± 0.2 มิลลิเมตรต่อปี เมื่อคำนวณอัตราเร่งแล้ว พบว่าระดับน้ำในช่วง 130 ปีที่ผ่านมา มีค่าประมาณ 0.009 มิลลิเมตรต่อปียกกำลังสอง ด้วยข้อเท็จจริงที่ว่าค่าที่ประเมินได้จากสถานีวัดระดับน้ำถึงแม้จะเป็นค่าที่มีระยะเวลานาน แต่เป็นค่าเฉพาะจุดที่อยู่ตามชายฝั่งเท่านั้น ดังนั้น เมื่อนำมาเปรียบเทียบกับค่าที่คำนวณได้จากดาวเทียมจึงมีความแตกต่างกันเนื่องจากดาวเทียมคำนวณค่าความสูงของผิวหน้าน้ำทะเลทั้งหมดไม่ว่าจะอยู่ใกล้หรือห่างฝั่ง รูปที่ 3.3 แสดงค่าระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกที่ประเมินมาจากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ระหว่างปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) - ปัจจุบัน ขององค์กรต่างๆ ซึ่งพอสรุปได้ดังนี้

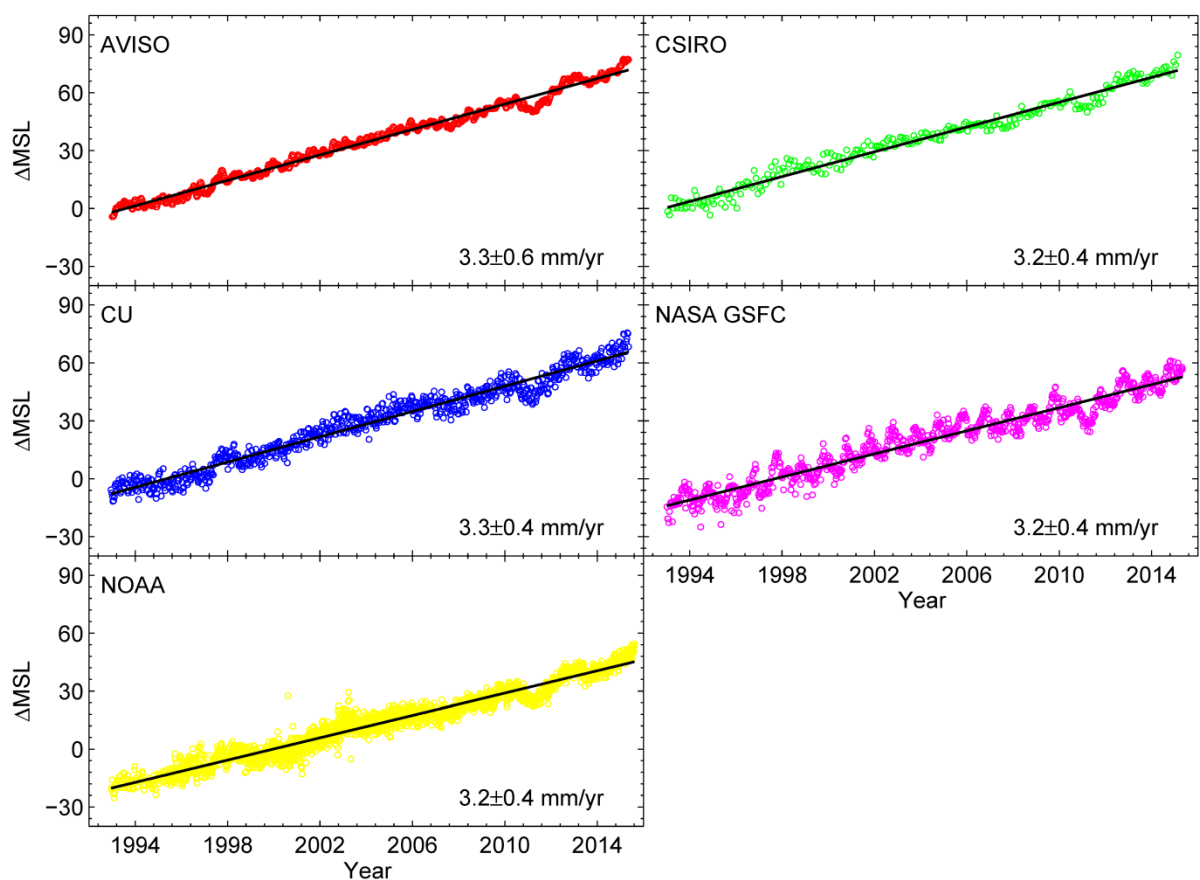
1) AVISO+ เว็บไซต์ที่รวบรวมข้อมูลเกี่ยวกับดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ ได้ประมวลผลข้อมูลความสูงของผิวหน้าน้ำทะเลและได้คำนวณค่าระดับน้ำทะเลเฉลี่ยราย 10 วันของข้อมูลทั่วโลก พบว่า การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเฉลี่ยหลังจากหักค่าความผันแปรรายปีออกแล้วมีค่าประมาณ 3.3 ± 0.6 มิลลิเมตรต่อปี (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>)

2) CSIRO Marine and Atmospheric Research หน่วยงานด้านวิจัยและพัฒนาของประเทศออสเตรเลีย ได้ประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงนี้ โดยมีการหักค่าความผันแปรต่างๆ ออกไปเช่นเดียวกันกับของ AVISO+ ประเมิน พบว่า ค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเฉลี่ยระดับโลกมีค่า 3.2 ± 0.4 มิลลิเมตรต่อปี (Church and White, 2011; Watson et al., 2015)

3) CU Sea Level Research Group ได้ประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงนี้และหักค่าความผันแปรต่างๆ ออกไปเช่นเดียวกัน การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเฉลี่ยระดับโลกที่ได้มีค่า 3.3 ± 0.4 มิลลิเมตรต่อปี (Nerem et al., 2010)

4) NASA GSFC องค์การบริหารการบินและอวกาศ สหรัฐอเมริกา ได้คำนวณและสรุปค่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลเฉลี่ยระดับโลกไว้ที่ 3.2 ± 0.4 มิลลิเมตรต่อปี (Beckley et al., 2010)

5) การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยระดับโลกจาก NOAA มีค่าประมาณ 3.2 ± 0.4 มิลลิเมตรต่อปี ซึ่งจะเห็นว่ามีความใกล้เคียงกับค่าที่คำนวณโดย CSIRO และ NASA GSFC



รูปที่ 3.3 การเปลี่ยนระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลก ระหว่างปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) - ปัจจุบัน ซึ่งคำนวณจากข้อมูลดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ขององค์กรต่างๆ คือ AVISO+ CSIRO CU NASA GSFC และ NOAA ค่าที่คำนวณได้หักค่าความผันแปรรายปีและมีการแก้ค่า inverse barometer effect และ GIA เรียบร้อยแล้ว เส้นสีดำเป็นเส้นแนวโน้มที่คำนวณได้จากข้อมูล ตัวเลขขวามือล่างเป็นค่าเฉลี่ยจากเส้นแนวโน้ม $\pm$ ค่าความไม่แน่นอน

จากข้อมูลที่กล่าวไว้ข้างต้น อัตราการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเฉลี่ยของโลกจากสถานีตรวจวัดระดับน้ำมีค่าประมาณ 1.7 ± 0.2 มิลลิเมตรต่อปี ในขณะที่ ข้อมูลจากดาวเทียมมีค่าประมาณ 3.2 - 3.3 มิลลิเมตรต่อปี ซึ่งย่อมมีความแตกต่างจากค่าที่ประเมินได้ในระดับท้องถิ่น CU Sea Level Research Group (Nerem et al., 2010) และ NOAA Laboratory for Satellite Altimetry ได้แบ่งมหาสมุทรออกเป็นส่วนๆ 13 และ 19 ส่วนตามลำดับ มหาสมุทรบริเวณใกล้เคียงประเทศไทยแบ่งออกเป็น 3 ส่วนคือ ทะเลจีนใต้ ทะเลอันดามัน และทะเลใน ส่วนประเทศอินโดนีเซีย และได้ประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในระดับท้องถิ่นที่ได้จากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ ระหว่างปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) ถึงปัจจุบัน โดยมีการหักค่าการผันแปรรายปีและอิทธิพลของความกดอากาศออกไปจากการคำนวณ ยกเว้นค่า GIA จากค่าที่คำนวณได้ซึ่งแสดงดังตารางที่ 3.1 จะเห็นค่าการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลระดับท้องถิ่นที่มีค่าต่างกันทั้งสามบริเวณและต่างกันในแต่ละพื้นที่มา

ตารางที่ 3.1 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในระดับท้องถิ่นที่ได้จากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ระหว่างปี ค.ศ. 1993 (พ.ศ. 2536) - ปัจจุบัน ในบริเวณทะเลจีนใต้และใกล้เคียง

บริเวณ	อัตราการเปลี่ยนแปลงจาก CU มิลลิเมตรต่อปี	อัตราการเปลี่ยนแปลงจาก NOAA มิลลิเมตรต่อปี
ทะเลอันดามัน	4.7 ± 0.4	3.9 ± 0.4
ทะเลประเทศอินโดนีเซีย	6.6 ± 0.4	4.9 ± 0.4
ทะเลจีนใต้	5.3 ± 0.4	3.6 ± 0.4

ดูพื้นที่ของแต่ละบริเวณเพิ่มเติมได้ในเว็บไซต์ดังต่อไปนี้

-CU: <http://sealevel.colorado.edu/content/regional-sea-level-time-series>

-NOAA: http://www.star.nesdis.noaa.gov/sod/lsa/SeaLevelRise/LSA_SLR_timeseries_regional.php

Yanagi and Akaki (1994) ได้วิเคราะห์ข้อมูลจากสถานีวัดระดับน้ำจำนวน 16 สถานี ที่ได้จาก PSMSL ระหว่างปี ค.ศ. 1950 - 1991 (พ.ศ. 2493 - 2534) ในบริเวณทะเลจีนใต้ และได้แสดงภาพรวมแนวโน้มของระดับน้ำทะเลบริเวณสถานีต่างๆ โดยมากแล้วมีค่าติดลบ ซึ่งแตกต่างกับในปัจจุบันที่มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น เหตุผลหนึ่งอาจเป็นที่ระยะเวลาของข้อมูลที่ใช้มีระยะเวลานาน ทำให้ยังเห็นภาพไม่ชัดเจน ทั้งนี้ ได้มีการวิเคราะห์ซ้ำโดย Doong et al. (2009) โดยใช้ข้อมูลที่ยาวนานขึ้นและมีจำนวนสถานีเพิ่มมากขึ้น (จำนวน 58 สถานี) และพบว่าแทบทุกบริเวณมีค่าการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลเป็นบวก โดยเฉพาะบริเวณทะเลโบโฮ (เป็นทะเลที่อยู่ตอนในสุดของทะเลเหลือง ประเทศจีน) มีค่าถึง 6.2 มิลลิเมตรต่อปี แต่โดยเฉลี่ยการเปลี่ยนแปลงมีค่าประมาณ 2.77 มิลลิเมตรต่อปี จากข้อมูลจากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ระหว่างปี ค.ศ. 1993 - 2005 (พ.ศ. 2536 - 2548) พบการเปลี่ยนแปลงมีค่า +11.3 มิลลิเมตรต่อปี และ -11.8 มิลลิเมตรต่อปี ในช่วงปี ค.ศ. 1993 - 2000 (พ.ศ. 2536 - 2543) และ ค.ศ. 2001 - 2005 (พ.ศ. 2544 - 2548) ตามลำดับ (Cheng and Qi, 2007) ซึ่งหากดูจากข้อมูลหลังจากปี ค.ศ. 2005 (พ.ศ. 2548) - ปัจจุบัน การเปลี่ยนแปลงมีค่าเพิ่มขึ้น ดังนั้น แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงนับตั้งแต่ปี ค.ศ. 2005 (พ.ศ. 2548) - ปัจจุบัน จึงมีค่าบวก (ตารางที่ 3.1)

การศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในประเทศไทยใน 20 ปีที่ผ่านมา พบว่า การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำสัมพัทธ์บางสถานีในประเทศไทยมีทั้งเพิ่มขึ้นและลดลง สมมาตร เนียมนิล (2549) คำนวณค่าการเปลี่ยนแปลงสัมพัทธ์ที่สถานีวัดระดับน้ำ 3 สถานี โดยใช้ข้อมูลระดับน้ำเฉลี่ยรายปีระหว่างปี ค.ศ. 1940 - 2003 (พ.ศ. 2483 - 2546) และพบว่าสถานีเกาะหลักมีค่าการเปลี่ยนแปลงไปในทางลบคือ -0.52 มิลลิเมตรต่อปี

ในขณะที่ สถานีอ่าวสัตหีบและเกาะมัดโพธิ์ มีการเปลี่ยนแปลงเป็นบวก ซึ่งการเปลี่ยนแปลงทางลบที่สถานีเกาะหลักดังกล่าว สอดคล้องกับการศึกษาของ Vongvisessomjai (2006) และ Trisirisatayawong et al. (2011) ที่พบการเปลี่ยนแปลงสัมพัทธ์เท่ากับ -0.36 และ -0.6 มิลลิเมตรต่อปี ตามลำดับ ค่าการเปลี่ยนแปลงทั้งหมดที่กล่าวถึงคำนวณมาจากค่าเฉลี่ยของระดับน้ำรายปี ซึ่งจะต่างจากงานของ Saramul and Ezer (2014) ที่มีการคำนวณค่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำจากค่าเฉลี่ยรายเดือนจากข้อมูลระหว่างปี ค.ศ. 1940 - 2011 (พ.ศ. 2483 - 2554) โดยค่าที่คำนวณได้ที่สถานีเกาะหลักมีค่า +0.54 มิลลิเมตรต่อปี ข้อมูลจากสถานีใกล้เคียงกับสถานีเกาะหลัก คือ สถานีปรามบุรีซึ่งมีข้อมูลระหว่างปี ค.ศ. 1992 - 2006 (พ.ศ. 2535 - 2549) พบว่ามีการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำเท่ากับ +5 มิลลิเมตรต่อปี (กิริพัฒน์ พชรพิชชากร และสมปรารถนา ฤทธิ์พริ้ง, 2555) ซึ่งมีค่ามากกว่าค่าเฉลี่ยระดับโลกเกือบ 3 เท่า Ascharyaphotha et al. (2013) ใช้ข้อมูลเพียง 10 ปี ระหว่างปี ค.ศ. 2001 - 2010 (พ.ศ. 2544 - 2553) จากสถานีวัดระดับน้ำ 16 สถานีของกรมเจ้าท่า และพบว่าการเปลี่ยนแปลงทั้งทางบวกและทางลบ แต่โดยเฉลี่ยแล้วมีค่าประมาณ 0.35 - 17.91 มิลลิเมตรต่อปี เป็นที่น่าสังเกตว่าที่สถานีเกาะหลักมีค่าถึง +17.91 มิลลิเมตรต่อปี (ประมาณ 10 เท่าของค่าเฉลี่ยระดับโลก) เนื่องจากค่าที่คำนวณจากทั้งสองการศึกษา มีระยะเวลาสั้นเพียงแค่ 10 - 14 ปี เท่านั้น ดังนั้น เส้นแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงที่ได้ อาจยังไม่ได้เป็นตัวแทนของบริเวณดังกล่าว ซึ่งจำเป็นต้องรอให้มีข้อมูลในการวิเคราะห์ที่มากพอเสียก่อน Sojisuorn et al. (2013) ได้สรุปถึงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในอ่าวไทย โดยแบ่งออกเป็น 3 ส่วน คือ บริเวณอ่าวไทยตอนบน อ่าวไทยฝั่งตะวันออก ภาคใต้และอ่าวไทยฝั่งตะวันตก การคำนวณใช้ข้อมูลระหว่างปี ค.ศ. 1982 - 2009 (พ.ศ. 2525 - 2552) พบค่าการเปลี่ยนแปลงสัมพัทธ์เท่ากับ +12.7 +0.7 และ -0.8 (สถานีหลังสวน) มิลลิเมตรต่อปี ตามลำดับ หากคิดเป็นค่าเฉลี่ยในอ่าวไทยจะมีค่าประมาณ +5 มิลลิเมตรต่อปี เมื่อคำนึงถึงอิทธิพล GIA หรือ การเคลื่อนตัวในแนวตั้งของแผ่นดินต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ พบว่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเฉลี่ยสุทธิที่เกาะหลัก มีค่า +3.0 มิลลิเมตรต่อปี ดังในรายงานของ Trisirisatayawong et al. (2011) หรือการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลสุทธิที่สถานีหลังสวนมีค่า +1.4 มิลลิเมตรต่อปี (Sojisuorn et al., 2013) หากพิจารณางานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำที่สถานีเกาะหลักดังกล่าว ข้างต้นสามารถสรุปได้ดังตารางที่ 3.2 โดยเหตุผลของตัวเลขที่มีความต่างกันอาจขึ้นกับปัจจัยหลายประการ ยกตัวอย่างเช่น ระยะเวลาของข้อมูลที่ใช้ในการวิเคราะห์ วิธีการวิเคราะห์ (เชิงเส้นหรือไม่เชิงเส้น) เป็นต้น

ตารางที่ 3.2 สรุปการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำสัมพัทธ์ (Relative sea level) บริเวณเกาะหลักจากงานวิจัยที่ผ่านมา

ช่วงเวลา ค.ศ. (พ.ศ.)	การเปลี่ยนแปลง (มิลลิเมตรต่อปี)	วิธีการ	แหล่งที่มา
1940 - 1996 (2483 - 2539)	-0.36	สมการการถดถอยเชิงเส้น	Vongvisessomjai (2006)
1940 - 2003 (2483 - 2546)	-0.52	สมการการถดถอยเชิงเส้น	สมมาตร เนียมนิล (2549)
1950 - 1991 (2493 - 2534)	-0.8	สมการการถดถอยเชิงเส้น	Yanagi and Akaki (1994)
1940 - 2004 (2483 - 2547)	-0.6 ± 0.1*	สมการการถดถอยเชิงเส้น แบบไม่คิด outlier	Trisirisatayawong et al. (2011)
2001 - 2010 (2544 - 2553)	+17.91	สมการการถดถอยเชิงเส้น	Ascharyaphotha et al. (2013)
1940 - 2014 (2483 - 2557)	+0.54 ± 0.52 (+0.38 ± 0.52)	สมการการถดถอยเชิงเส้น (การวิเคราะห์แบบไม่เชิงเส้น)	Saramul & Ezer (2014)

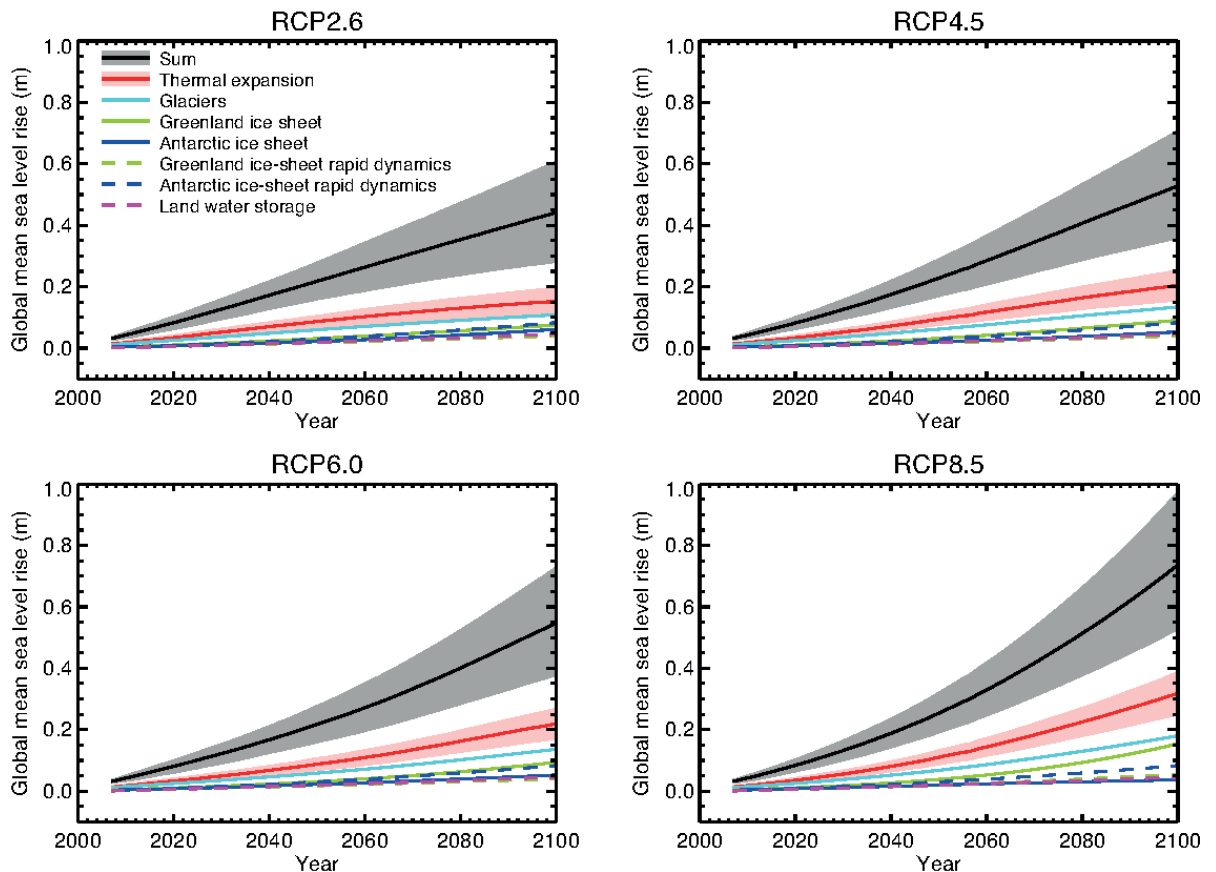
* ค่าที่เป็น Absolute sea level มีค่าเท่ากับ +3.0 ± 1.5

ค่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำจากรายงานข้างต้น ได้จากการวิเคราะห์หาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงแบบเชิงเส้นทั้งหมด ทั้งที่ การเปลี่ยนแปลงบางอย่างอาจไม่ใช่เป็นการเปลี่ยนแปลงแบบเชิงเส้น Ezer and Corlett (2012) นำวิธีการที่เรียกว่า Empirical Mode Decomposition และ Hilbert-Huang Transformation (EMD-HHT) มาใช้ในการวิเคราะห์แนวโน้มข้อมูลระดับน้ำแบบไม่เป็นเชิงเส้นครั้งแรกในบริเวณอ่าว Chesapeake จากการวิเคราะห์ด้วยวิธีนี้ เส้นแนวโน้มมีลักษณะเป็นเส้นโค้ง ดังนั้น จะเห็นแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงเป็นช่วงๆ รวมทั้งสามารถคำนวณหาอัตราเร่งของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเป็นช่วงๆ ได้เช่นกัน Saramul and Ezer (2014) นำวิธีการวิเคราะห์ระดับน้ำแบบไม่เป็นเชิงเส้นมาใช้กับข้อมูลในประเทศไทย พบว่า ค่าการเปลี่ยนแปลงสัมพัทธ์มีค่าเป็นบวกในทุกสถานี (10 สถานี ในอ่าวไทยและ 2 สถานีในทะเลอันดามัน) โดยมีค่าอยู่ระหว่าง 0.18 - 18.32 มิลลิเมตรต่อปี

การวิเคราะห์เชิงสถิติด้วยเทคนิค Kalman smoothing ยังถูกนำมาประยุกต์ใช้กับข้อมูลระดับน้ำเฉลี่ยรายปีจาก PSMSL ทั้งหมด เพื่อหาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำในระดับโลก (Hay et al., 2015) ซึ่งพบว่าค่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเฉลี่ยของโลกระหว่างปี ค.ศ. 1901 - 1990 (พ.ศ. 2444 - 2533) มีค่า 1.2 ± 0.21 มิลลิเมตรต่อปี ในขณะที่ หากคำนวณเฉพาะในช่วงปี ค.ศ. 1993 - 2010 (พ.ศ. 2536 - 2553) จะมีค่า 3.0 ± 0.7 มิลลิเมตรต่อปี ซึ่งผลจากการวิเคราะห์ดังกล่าวอาจมีผลต่อภาพฉายการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำในอนาคต

3.2.4 ภาพการณ์การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในอนาคต

ในรายงานการประเมินครั้งที่ 5 ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (IPCC, 2013) ได้ประเมินการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในอนาคต โดยใช้ process-based projection ซึ่งคำนึงถึงการเปลี่ยนแปลงของกระบวนการต่างๆ ที่ส่งผลต่อระดับน้ำทะเลในอนาคต ได้แก่ การขยายตัวของน้ำทะเล การละลายของธารน้ำแข็ง แผ่นน้ำแข็งกรีนแลนด์ แผ่นน้ำแข็งแอนตาร์กติก การกักเก็บน้ำบนแผ่นดิน กระแสน้ำจากกรีนแลนด์และแอนตาร์กติก ภายใต้ภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจก 4 แบบ คือ RCP2.6 RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 ซึ่งผลการประเมิน พบว่า การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำในอนาคตเป็นผลมาจากการขยายตัวของน้ำทะเลคิดเป็น 30 - 35% การละลายของธารน้ำแข็งประมาณ 15 - 35% รูปที่ 3.4 แสดงภาพการณ์จำลองการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำเฉลี่ยของโลกจากแบบจำลอง process-based ของภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกทั้ง 4 แบบ แถบสีเทาและสีแดงในรูป แสดงความเชื่อมั่นในช่วงระหว่าง 5 - 95% จากรูปที่ 3.4 จะเห็นได้ว่าเมื่อค่าความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกมีมากขึ้น ระดับน้ำเฉลี่ยของโลกจะมีค่าเพิ่มขึ้นคล้ายรูปแบบเอ็กซ์โปเนนเชียล ส่วนภาพการณ์จำลองที่ก๊าซเรือนกระจกมีความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกน้อยลักษณะการเพิ่มขึ้นจะคล้ายกับเส้นตรง



รูปที่ 3.4 ภาพการณ์การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลเฉลี่ยของโลกในอนาคต จากแบบจำลอง process-based เนื่องจากกระบวนการต่างๆ ภายใต้ภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกทั้ง 4 แบบ ระหว่างปี ค.ศ. 2081 - 2100 (พ.ศ. 2624 - 2643) เมื่อเปรียบเทียบกับช่วงเวลาปีฐานในช่วงตั้งแต่ ปี ค.ศ. 1986 - 2005 (พ.ศ. 2529 - 2548) (ที่มา: IPCC, 2013)

งานวิจัยล่าสุดได้สร้างภาพการณ์จำลองการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำบริเวณทะเลจีนใต้จากแบบจำลอง ภายใต้โครงการการเปรียบเทียบระหว่างแบบจำลองร่วม ระยะที่ 5 หรือรู้จักกันในคำย่อว่า CMIP5 จำนวน 24 แบบจำลองจาก 15 สถาบันวิจัยทั่วโลก (Huang and Qiao, 2015) โดยแบ่งการศึกษาออกเป็นการทำภาพการณ์จำลองระดับน้ำที่เกิดจากอิทธิพลจากการเคลื่อนตัวของแผ่นดินและปัจจัยอื่นๆ (Dynamic Sea Level; DSL) และระดับน้ำที่เกิดจากอิทธิพลของการขยายตัวของน้ำเนื่องจากความร้อน (Steric Sea Level; SSL) ระหว่างปี ค.ศ. 2005 - 2100 (พ.ศ. 2548 - 2643) ภายใต้ภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจก 3 แบบคือ RCP2.6 RCP4.5 และ RCP8.5 ผลการศึกษาพบว่า ภาพการณ์จำลองของ DSL ในปลายศตวรรษที่ 21 เมื่อเปรียบเทียบกับช่วงระหว่างปี ค.ศ. 1986 - 2005 (พ.ศ. 2529 - 2548) มีค่าเพิ่มขึ้น 0.9 1.6 และ 1.1 เซนติเมตร สำหรับ RCP2.6 RCP4.5 และ RCP8.5 ซึ่งเป็นผลทำให้ระดับน้ำทะเลมีค่าเพิ่มขึ้น 40.9 48.6 และ 64.1 เซนติเมตร ตามลำดับ เป็นที่น่าสังเกตว่า ค่าดังกล่าวสูงกว่าค่าเฉลี่ยของการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลระดับโลก ส่วนภาพการณ์จำลองของ SSL มีค่าเพิ่มขึ้นประมาณ 6.7 10.0 และ 15.3 เซนติเมตร สำหรับ RCP2.6 RCP4.5 และ RCP8.5 ตามลำดับ

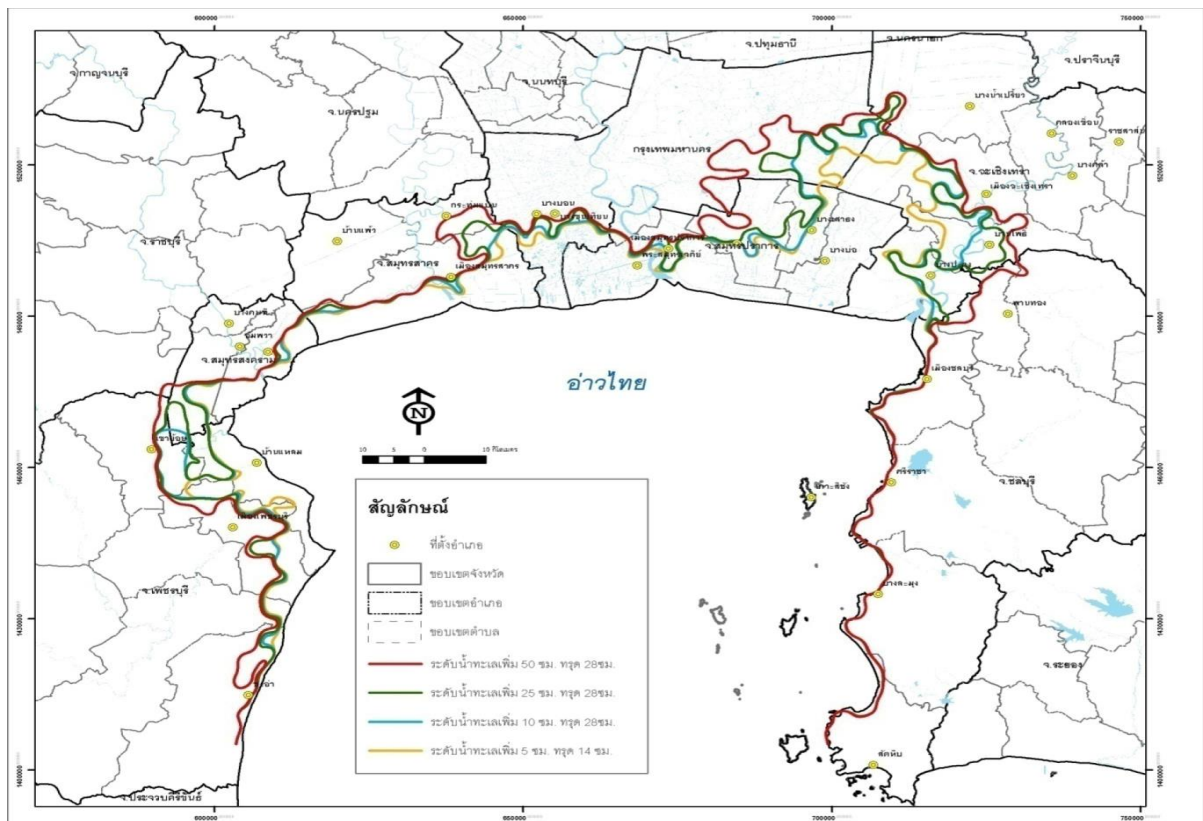
จากรายงานของ Chinvarno (2010) ได้มีการพัฒนาการศึกษาภาพการณ์จำลองการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลในอ่าวไทยในอนาคต อันเนื่องมาจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำและการเปลี่ยนแปลงผิวหน้าน้ำทะเล ด้วยปัจจัยอื่นๆ การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำเฉลี่ยระดับโลกได้จาก Dynamic Interactive Vulnerability Assessment (DIVA) tool ส่วนการเปลี่ยนแปลงของผิวหน้าน้ำทะเลได้จากแบบจำลอง Princeton Ocean Model (POM) ซึ่งข้อมูลนำเข้าสำหรับแบบจำลอง POM เช่น ความเร็วและทิศทางลมได้จากแบบจำลอง PRECIS เป็นต้น ข้อมูลระดับน้ำจากแบบจำลอง POM รวมกับการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเนื่องจากการการขยายตัวของน้ำทะเล ซึ่งได้จาก DIVA นำมาวิเคราะห์ร่วมกันและสรุปภาพการณ์จำลองในระหว่างปี ค.ศ. 2010 - 2029 (พ.ศ. 2553 - 2572) โดยเทียบกับข้อมูลระดับน้ำตรวจวัดเฉลี่ยตั้งแต่ปี ค.ศ. 1985 - 2000 (พ.ศ. 2528 - 2543) ได้ดังนี้ อ่าวไทยตอนบน ภาคใต้ฝั่งตะวันออกและภาคตะวันออก มีค่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเฉลี่ยประมาณ 9.41 5.98 และ 5.03 เซนติเมตร ตามลำดับ ส่วนภาพการณ์จำลองในระหว่างปี ค.ศ. 2030 - 2049 (พ.ศ. 2573 - 2592) สำหรับอ่าวไทยตอนบน ภาคใต้ฝั่งตะวันออกและภาคตะวันออก มีค่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเฉลี่ยประมาณ 20.02 13.26 และ 10.89 เซนติเมตร ตามลำดับ ซึ่งจะเห็นชัดเจนว่าในอนาคตระดับน้ำในอ่าวไทยมีการเพิ่มขึ้นอย่างชัดเจน โดยเฉพาะในอ่าวไทยตอนบน ซึ่งเป็นพื้นที่ที่สูงกว่าระดับน้ำทะเลปานกลางไม่กี่เมตร ทั้งนี้ ในอนาคตอาจมีปัญหาการกัดเซาะที่เพิ่มความรุนแรงมากขึ้น ปัญหาน้ำท่วมขังในบางพื้นที่เนื่องจากการหนุนของน้ำทะเล เป็นต้น

3.2.5 ภาพการณ์จำลองพื้นที่ที่ได้ผลกระทบจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเล

ในรายงานของกรมทรัพยากรทางทะเลและชายฝั่ง (2555) โดยบริษัท เทสโก้ จำกัด ได้ใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ Finite Volume Community Ocean Model (FVCOM) ของ University of Massachusetts at Dartmouth ในการจำลองการท่วมของน้ำทะเลในบริเวณอ่าวไทยตอนบน ซึ่งใช้ข้อมูลความลึกที่ได้จาก GEBCO และแผนที่เดินเรือของกรมอุทกศาสตร์ และใช้ข้อมูลความสูงจากกรมพัฒนาที่ดินที่จัดเก็บในรูปแบบจำลองความสูงเชิงตัวเลข (Digital Elevation Model, DEM) โดยสร้างภาพการณ์จำลองการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลปานกลางและการทรุดตัวของแผ่นดินภายใต้กรณีศึกษาหลายรูปแบบ ดังนี้

- 1) ระดับน้ำทะเลปานกลางเพิ่มขึ้น 5 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุดตัว 14 เซนติเมตรในระยะเวลา 10 ปี
- 2) ระดับน้ำทะเลปานกลางเพิ่มขึ้น 10 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุดตัว 28 เซนติเมตรในระยะเวลา 20 ปี
- 3) ระดับน้ำปานกลางทะเลเพิ่มขึ้น 25 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุดตัว 28 เซนติเมตรในระยะเวลา 50 ปี
- 4) ระดับน้ำปานกลางทะเลเพิ่มขึ้น 50 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุดตัว 28 เซนติเมตรในระยะเวลา 100 ปี

รูปที่ 3.5 แสดงผลที่ได้จากแบบจำลองการท่วมของแผ่นดินของ FVCOM โดยแนวสีแดงเส้นแสดงภาพการณ์จำลองในอนาคตที่พื้นที่ในเขตอ่าวไทยตอนบนมีโอกาสน้ำท่วม เนื่องจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเล ผลการศึกษา พบว่าพื้นที่ทางฝั่งตะวันออกของกรุงเทพฯ โดยเฉพาะบริเวณสนามบินสุวรรณภูมิ จังหวัดสมุทรปราการและพื้นที่ใกล้เคียง ได้รับผลกระทบมากกว่าบริเวณอื่น เนื่องจากพื้นที่บริเวณดังกล่าว เป็นพื้นที่ลุ่ม โดยรวมพื้นที่บริเวณชายฝั่งตอนบนของอ่าวไทยรูปตัวกอ ได้รับผลกระทบมากกว่าบริเวณอื่นๆ ทั้งนี้ บริเวณที่ได้รับผลกระทบน้อย คือ บริเวณทิศตะวันออกของอ่าวไทยรูปตัวกอ (จังหวัดชลบุรี) ส่วนบริเวณที่ได้รับผลกระทบอีกพื้นที่ คือ บริเวณฝั่งตะวันตกของอ่าวไทยรูปตัวกอ (จังหวัดเพชรบุรี) อย่างไรก็ตาม การนำข้อมูลจากการศึกษานี้ ไปใช้ประโยชน์ต่อหรือเผยแพร่สู่สังคม ควรระมัดระวังเพื่อไม่ให้เกิดความเข้าใจที่คลาดเคลื่อน เนื่องจากผลการศึกษาการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลและพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบ อยู่ภายใต้ข้อจำกัดของโมเดลและข้อมูล รวมทั้งสมมุติฐานที่ใช้ ดังนั้น การศึกษาวิจัยเพิ่มเติมในอนาคต ยังมีความจำเป็นเพื่อเพิ่มหลักฐานและความมั่นใจต่อการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล



รูปที่ 3.5 ภาพการณ์จำลองบริเวณที่ได้รับผลกระทบจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ ในกรณีที่ (1) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 50 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 28 เซนติเมตร (เส้นสีแดง) (2) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 25 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 28 เซนติเมตร (เส้นสีเขียว) (3) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 10 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 28 เซนติเมตร (เส้นสีฟ้า) (4) ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 5 เซนติเมตรและแผ่นดินทรุด 14 เซนติเมตร (เส้นสีเหลือง) ตามลำดับ (ที่มา: กรมทรัพยากรทางทะเลและชายฝั่ง, 2555)

3.3 คลื่นพายุซัดฝั่ง

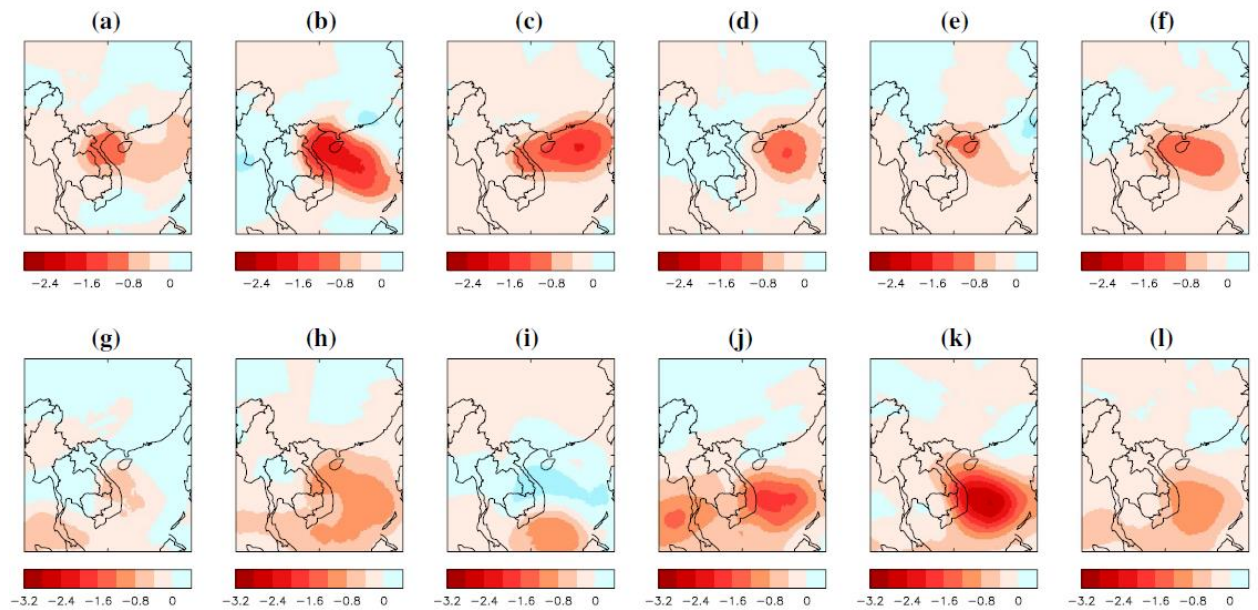
คลื่นพายุซัดฝั่ง (storm surge) หมายถึง ระดับน้ำที่สูงขึ้นบริเวณชายฝั่งเนื่องจากอิทธิของพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนที่ขึ้นฝั่ง เนื่องจาก 1) ลมพายุที่พัดเข้าสู่ฝั่งอย่างรุนแรงและต่อเนื่อง พาเอามวลน้ำมาสะสมตัวบริเวณชายฝั่ง จนระดับน้ำสูงขึ้น 2) ความกดอากาศที่ต่ำมากบริเวณศูนย์กลางพายุ ทำให้อากาศระดับน้ำสูงขึ้น 1 เซนติเมตรทุกๆ ความกดอากาศที่ลดลง 1 เฮกโตพาสกาล (hPa) และ 3) คลื่นที่มีความสูงและชันมากเมื่อแตกตัวบริเวณชายฝั่ง จึงถาถมมวลน้ำขึ้นสู่ฝั่ง ปัจจัยที่ส่งผลต่อความสูงของระดับน้ำจากคลื่นพายุซัดฝั่งประกอบด้วยปัจจัยทางอุตุนิยมวิทยา เช่น ความรุนแรงของพายุ ซึ่งบ่งชี้โดยความเร็วลมและความกดอากาศเส้นทางและความเร็วในการเคลื่อนที่เข้าสู่ฝั่งของพายุ ขนาดของพายุ เป็นต้น และปัจจัยจากลักษณะของชายฝั่ง เช่น ความลาดชันของชายฝั่ง รูปร่างและความลึกของชายฝั่ง ซึ่งเป็นตัวกำหนดคาบการสั่นพ้องเฉพาะของแต่ละอ่าว (resonance หรือ seiche) เป็นต้น

ในรายงาน TARC ฉบับที่ 1 (สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2554) ได้กล่าวถึงการศึกษาคลื่นพายุซัดฝั่งในอ่าวไทย โดยการใช้แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ Princeton Ocean Model (POM) ศึกษาการเพิ่มขึ้น

ของระดับน้ำทะเลเนื่องจากอิทธิพลของพายุไต้ฝุ่นลินดาในปี ค.ศ. 1997 (พ.ศ. 2540) (ราชั วิรัตน์พงศ์ และคณะ, 2546; Phaksopa and Sojisuporn, 2006; Wannawong et al., 2010) ต่อมา Tomkratoke et al. (2012) ได้ทำการประเมินพื้นที่ที่มีความเสี่ยงต่อน้ำทะเลหนุน เนื่องจากคลื่นพายุซัดฝั่งด้วยแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ FVCOM ภายใต้การศึกษาพายุที่เกิดขึ้นในอดีต 4 เส้นทาง ในการศึกษาพบว่าพื้นที่ชายฝั่งที่มีธรณีสัณฐานในลักษณะปิดกั้นการไหลของน้ำ จะทำให้เกิดการสะสมตัวของน้ำได้ง่าย ส่งผลให้ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้นสูง ได้แก่ อ่าวบ้านดอน จังหวัดสุราษฎร์ธานี อ่าวปากพนัง จังหวัดนครศรีธรรมราช อ่าวแหลมฉบัง จังหวัดตราด และพื้นที่ชายฝั่งทะเล จังหวัดชุมพร นอกจากนี้ Tomkratoke et al. (2012) ยังได้ทำการศึกษาคาบการสั่นพ้อง (resonance) ของอ่าวไทย ซึ่งมีลักษณะเป็นอ่าวที่เปิดด้านเดียวสู่ทะเลจีนใต้ ความยาวและความลึกของอ่าว เป็นปัจจัยกำหนดคาบการสั่นธรรมชาติของอ่าว (normal mode) หากพายุหมุนเคลื่อนที่เข้าสู่ฝั่งด้วยความเร็วที่ใกล้เคียงกับคาบการสั่นธรรมชาติของอ่าว จะทำให้เกิดการสั่นพ้องขึ้น เสริมให้ระดับน้ำทะเลยิ่งหนุนสูงขึ้นกว่าเดิม

ความเสี่ยงต่อการเกิดคลื่นพายุซัดฝั่งในอ่าวไทย ยังขึ้นอยู่กับความถี่ของการเกิดพายุหมุนอีกด้วย พายุหมุนที่ส่งผลต่ออ่าวไทย มักจะก่อตัวจากบริเวณทิศตะวันตกเฉียงเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิก ทะเลจีนใต้ และในอ่าวไทยเอง ในช่วงประมาณเดือนตุลาคมถึงเดือนธันวาคม He et al. (2015) ศึกษาจำนวนพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนที่เข้าสู่ทะเลจีนใต้ พบว่าจำนวนพายุมีความผันแปรระหว่างทศวรรษ โดยภายหลังจากทศวรรษ 1990s จำนวนพายุหมุนที่เข้าสู่ทะเลจีนใต้ลดลง ขณะที่ จำนวนพายุหมุนในทางเหนือของทะเลจีนใต้มีจำนวนเพิ่มขึ้น การเปลี่ยนแปลงเส้นทางเดินของพายุ มีความสัมพันธ์กับความผันแปรของระบบมหาสมุทรและบรรยากาศ เนื่องจากการที่อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณมหาสมุทรอินเดียสูงขึ้นและอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณตอนกลางของมหาสมุทรแปซิฟิกต่ำลง ส่งผลต่อสภาพการไหลเวียนอากาศ ทำให้เกิดสภาวะที่ไม่เหมาะสมต่อการก่อตัวของพายุหมุนบริเวณตอนใต้ของมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกเฉียงเหนือ

การศึกษาภาพการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงของพายุหมุนเขตร้อนในอนาคต นับเป็นประเด็นที่ได้รับความสนใจอย่างกว้างขวางในทุกภูมิภาค สำหรับในทะเลจีนใต้ Redmond et al. (2015) ได้ใช้วิธีการย่อส่วนแบบพลวัต (dynamic downscaling) ด้วยแบบจำลองภูมิอากาศระดับภูมิภาค PRECIS ซึ่งทำการย่อส่วนจากแบบจำลองภูมิอากาศระดับโลก HadCM3 ภายใต้ภาพการณ์จำลองการพัฒนาแบบ A1B จำนวน 5 สมาชิก (member) ศึกษาการเปลี่ยนแปลงของพายุหมุน ระหว่างปี ค.ศ. 2069 – 2098 (พ.ศ. 2612 - 2632) เทียบกับปี ค.ศ. 1961 – 1990 (พ.ศ. 2504 - 2533) ผลการศึกษา พบว่าความถี่ในการเกิดพายุลดลง 20 - 44% โดยสาเหตุของการลดลงนั้น ไม่สามารถระบุได้ชัดเจน แต่อาจจะเกิดจากหลายๆ สาเหตุประกอบกัน ได้แก่ static stability เพิ่มขึ้น vertical wind shear เพิ่มขึ้น และ upward motion ลดลง ข้อเด่นของงานนี้ คือ มีการใช้โมเดลที่ประกอบด้วย 5 สมาชิก (member) ซึ่งแต่ละตัวมีการทำ model physics parameterization ต่างกัน ทำให้สามารถประเมินความไม่แน่นอนที่เกิดจากปัจจัยทางฟิสิกส์ของโมเดลได้ ผลการศึกษา พบความแตกต่างในเชิงพื้นที่ของการเปลี่ยนแปลงจำนวนพายุในช่วงเดือนมิถุนายนถึงเดือนกันยายน และในช่วงเดือนตุลาคมถึงเดือนธันวาคม (รูปที่ 3.6) โดยรวมแล้วทุกสมาชิกสร้างภาพการณ์ว่าในช่วงสิ้นศตวรรษ จำนวนพายุหมุนที่มีโอกาสเคลื่อนที่เข้าสู่อ่าวไทยในช่วงเดือนตุลาคมถึงเดือนธันวาคม จะมีจำนวนลดลง แต่จำนวนพายุที่มีความรุนแรงสูงจะเพิ่มขึ้น 3 - 9% ทั้งนี้ เนื่องจากการระเหยและปริมาณไอน้ำที่มีมากขึ้น โดยการเปลี่ยนแปลงจะมีนัยสำคัญในช่วงปลายศตวรรษ (ช่วงปี ค.ศ. 2069 – 2089 (พ.ศ. 2612 - 2632)) ขณะที่ ช่วงกลางศตวรรษจะยังไม่พบความเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจน อย่างไรก็ตาม การศึกษาของ Redmond et al. (2015) แม้จะสามารถประเมินความไม่แน่นอนที่เกิดเนื่องจากฟิสิกส์ของโมเดลภูมิอากาศ HadCM3 ได้ แต่ความไม่แน่นอนในการสร้างภาพการณ์จำลองในอนาคต ยังเกิดได้จากความแตกต่างระหว่างโมเดลภูมิอากาศซึ่งมีการจำลองกระบวนการที่ซับซ้อนแตกต่างกันไป รวมถึงการสร้างภาพการณ์อนาคตที่แตกต่างกันด้วย

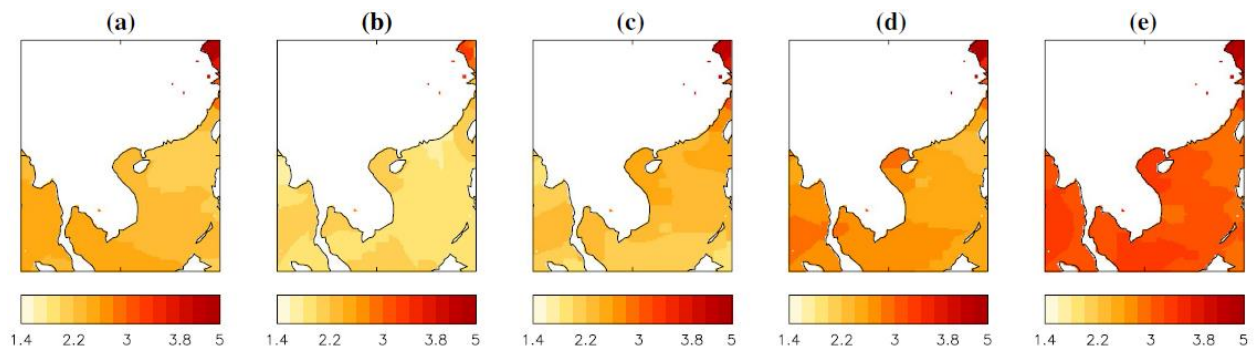


รูปที่ 3.6 ความแตกต่างของจำนวนพายุเฉลี่ย ช่วงปี ค.ศ. 2069 - 2089 (พ.ศ. 2612 - 2632) เปรียบเทียบกับ ช่วงปี ค.ศ. 1961 - 1990 (พ.ศ. 2504 - 2533) ของเดือนมิถุนายนถึงเดือนกันยายน (a-f) และเดือนตุลาคมถึง เดือนธันวาคม (g-l) จากแบบจำลอง PRECISQ0 (a และ g) แบบจำลอง PRECISQ3 (b และ h) PRECISQ10 (c และ i) PRECISQ11 (d และ j) PRECISQ13 (e และ k) และ ensemble mean (f และ l) (ที่มา: Redmond et al., 2015)

3.4 อุณหภูมิน้ำทะเล

รายงาน TARC ฉบับที่ 1 (สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2554) ได้กล่าวถึงการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิน้ำทะเลในบริเวณอ่าวไทยและทะเลจีนใต้ว่ามีอัตราการเพิ่มขึ้น 0.06 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษระหว่างปี ค.ศ. 1982 - 2006 (พ.ศ. 2525 - 2549) (Belkin, 2009) และความแปรปรวนระหว่างปีของอุณหภูมิน้ำทะเลมีความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ ENSO โดยในปีเอลนีโญซึ่งมักพัฒนาสูงสุดในช่วงปลายปี อุณหภูมิน้ำทะเลในอ่าวไทยและทะเลจีนใต้ จะมีค่าสูงสุดประมาณเดือนกรกฎาคมของปีถัดไป (Fang et al., 2006) และเป็นเหตุการณ์ที่ทำให้เกิดสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิน้ำทะเล ดังเช่นในปี ค.ศ. 2010 (พ.ศ. 2553) ที่อุณหภูมิน้ำทะเลในทะเลอันดามันมีค่าสูงจากปรากฏการณ์เอลนีโญ ส่งผลให้เกิดการฟอกขาวของปะการังเป็นบริเวณกว้าง (Yucharoen et al., 2015)

ภาพการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิน้ำทะเลเฉลี่ยในอนาคตสำหรับในทะเลจีนใต้ มาจากการศึกษาของ Redmond et al. (2015) ซึ่งใช้แบบจำลองภูมิอากาศ PRECIS ในการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก HadCM3 ภายใต้ภาพการณ์จำลองการพัฒนาแบบ A1B จำนวน 5 สมาชิก (member) เพื่อศึกษาการเปลี่ยนแปลงของจำนวนพายุหมุนในอนาคต เนื่องจากอุณหภูมิน้ำทะเล เป็นปัจจัยสำคัญปัจจัยหนึ่งที่ส่งผลต่อการเกิดพายุ การศึกษาของ Redmond et al. (2015) จึงได้รายงานการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิน้ำทะเลไว้ด้วย และพบว่าในช่วงสิ้นศตวรรษ (ค.ศ. 2069 – 2089 (พ.ศ. 2612 - 2632)) อุณหภูมิน้ำทะเลจะเพิ่มขึ้น เมื่อเทียบกับช่วงปี ค.ศ. 1961 -1990 (พ.ศ. 2504 - 2533) ประมาณ 2 – 4 องศาเซลเซียส (รูปที่ 3.7) ความแตกต่างของอุณหภูมิจากโมเดลสะท้อนถึงความไม่แน่นอนในการสร้างภาพการณ์อนาคตที่เกิดจากกระบวนการทางฟิสิกส์ของแบบจำลองภูมิอากาศระดับโลก



รูปที่ 3.7 ความแตกต่างของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ย (หน่วย เคลวิน) ช่วงปี ค.ศ. 2069 – 2089 (พ.ศ. 2612 - 2632) เปรียบเทียบกับช่วงปี ค.ศ. 1961-1990 (พ.ศ. 2504 - 2533) ของเดือนมิถุนายนถึงเดือนธันวาคม จากแบบจำลอง PRECISQ0 (a) แบบจำลอง PRECISQ3 (b) PRECISQ10 (c) PRECISQ11 (d) PRECISQ13 (e) (ที่มา: Redmond et al., 2015)

3.5 องค์ความรู้ที่ยังขาด

รายงานบทนี้ ได้ประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกี่ยวข้องกับมหาสมุทรและทะเลชายฝั่ง โดยเฉพาะที่เกี่ยวข้องกับประเทศไทย ได้แก่ การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเล และการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ซึ่งแสดงให้เห็นความก้าวหน้าในการศึกษาที่เกี่ยวข้องกับประเด็นทั้งสอง อย่างไรก็ตาม องค์ความรู้ที่ยังขาด คือ เรื่องของความเป็นกรดเพิ่มขึ้นของน้ำทะเล (ocean acidification) ซึ่งส่งผลกระทบอย่างมากต่อระบบนิเวศทางทะเล รายงาน TARC ฉบับที่ 1 (สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2554) ในส่วนของบทที่ 5 วัฏจักรคาร์บอน ได้ให้รายละเอียดไว้ชัดเจนแล้ว จึงไม่กล่าวซ้ำอีกในที่นี้ แต่การศึกษากการเปลี่ยนแปลงทางเคมีของน้ำทะเล ยังเป็นประเด็นที่ต้องศึกษาเพิ่มเติม นอกจากเรื่องความเป็นกรดเพิ่มขึ้นของน้ำทะเลซึ่งเกิดจากการละลายของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ที่เพิ่มขึ้นแล้ว การเปลี่ยนแปลงทางเคมีที่เกี่ยวข้องกันคือ ปริมาณออกซิเจนละลายในน้ำทะเล ซึ่งการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลจะทำให้อัตราการละลายของออกซิเจนในน้ำทะเลลดลง เป็นการเพิ่มความรุนแรงของปัญหาภาวะพร่องออกซิเจน (hypoxia) ในทะเลชายฝั่งที่เกิดจากปัญหาสิ่งแวดล้อม และส่งผลต่อการประมงและการเพาะเลี้ยงชายฝั่ง จึงควรมีการศึกษาในเรื่องนี้เพิ่มเติม

กิตติกรรมประกาศ

ข้อมูลในรูปที่ 3.3 บางส่วนได้จากเว็บไซต์ของ NOAA Laboratory for Satellite Altimetry และ จาก B. Beckley ซึ่งได้รับการสนับสนุนจาก NASA's MEaSUREs Program

เอกสารอ้างอิง

- กรมทรัพยากรทางทะเลและชายฝั่ง 2555. โครงการวิเคราะห์สถานการณ์จำลองผลกระทบจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลต่อพื้นที่ชายฝั่งทะเลอ่าวไทยตอนบน. รายงานฉบับสมบูรณ์ จัดทำโดย บริษัท เทสโก้ จำกัด สิงหาคม
- กริพพณ์ พชรพิชชากร และ สมปรารถนา ฤทธิ์พริ้ง 2555. การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในประเทศไทย. วิศวกรรมสารลาดกระบัง. 29(3): 55-60.
- ธวัช วิรัตน์พงศ์, สอง เอกมหาชัย, อานนท์ สนิทวงศ์ ณ อยุธยา, ปัทมา สิงห์รักษ์, บวร สิริอ่ำไพรัตน์, ณัฏฐวุฒิ อภิวัฒนศิริ, วิริยะ เหลืองอร่าม, สมบูรณ์ พรพิเนตพงศ์, ปราโมทย์ ไชยศิริ, นริศรา นุธรรมโชติ, จิตราภรณ์ พักโสภา, กฤษณะเดช เจริญสุธาสินี, ชัยโรจน์ ใหญ่ประเสริฐ, สันติ ชัมดิน, บุณธรรม ตั้งล้ำเลิศ, May, P. และ Whittmann, P. 2546. โครงการวิจัยและพัฒนาทางด้านภัยพิบัติจากทะเล. รายงานฉบับสมบูรณ์. สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย: กรุงเทพฯ.
- สมมาตร เนียมนิล 2549. แนวโน้มระดับน้ำในอ่าวไทยจากข้อมูลสถานีวัดระดับน้ำ. วารสารโรงเรียนนายเรือ. 6(4): 1-8.
- อัศมน ลิมสกุล, อำนาจ ชิดไธสง และกัณห์ธีรย์ บุญประกอบ (บรรณาธิการ) 2554. รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ฉบับที่ 1. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. กรุงเทพฯ. บัณฑิตวิทยาลัยร่วมด้านพลังงานและสิ่งแวดล้อม มหาวิทยาลัยพระจอมเกล้าธนบุรี 2554. 240 หน้า.
- Aobpaet A., Cuenca M.C., Hooper A. and Trisirisatayawong I. 2009. Land subsidence evaluation using InSAR time series analysis in Bangkok metropolitan area. In Lacoste-Francis, H. (Ed.), Proc. of 'Fringe 2009' ESRIN, Frascati, Italy (ESA SP-677, March 2010), ESA Communications, Noordwijk, The Netherlands.
- Ascharyaphotha N., Klanklaew S., Wichianchai B. and Wanchaijiraboon S. 2013. Statistical analysis of sea surface elevation in numerical ocean model for the Gulf of Thailand during Typhoon Muifa. Applied Mathematical Sciences, 7(16), 751-764.
- Beckley B.D., Zelensky N.P., Holmes S.A., Lemoine F.G., Ray R.D., Mitchum G.T., Desai S.D. and Brown S.T. 2010. Assessment of the Jason-2 Extension to the TOPEX/Poseidon, Jason-1 Sea-Surface Height Time Series for Global Mean Sea Level Monitoring. Marine Geodesy, 33S1: 447-471. doi:10.1080/01490419.2010.491029.
- Belkin I.M. 2009. Rapid warming of Large Marine Ecosystems. Progress in Oceanography, 81: 207-213.
- Cheng X. and Qi Y. 2007. Trends of sea level variations in the South China Sea from merged altimetry data. Global and Planetary Change. 57: 371-382.
- Chinvanno S. 2010. Preparation of climate change scenarios for climate change impact assessment in Thailand. Technical report. SEA START RC. 80.pp
- Church J.A. and White N.J. 2011. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. Surveys in Geophysics. 32:585-602. Doi:10.1007/s10712-011-9119-1.
- Doong D.-J., Hsu T.-W., Wu L.-C. and Kao C.C. 2009. Sea level rise at East Asia Coasts based on tide gauge analysis. Proceeding of the Nineteen (2009) International Offshore and Polar Engineering Conference. Osaka, Japan, June 21-26, 2009. pp 513-517.

- Ezer T. 2013. Sea level rise, spatially uneven and temporally unsteady: Why the U.S. East Coast, the global tide gauge record, and the global altimeter data show different trends. *Geophysical Research Letter*. 40: 5439-5444. doi:10.1002/2013GL057952.
- Ezer T. and Corlett W.B. 2012. Is sea level rise accelerating in the Chesapeake Bay? A demonstration of a novel new approach for analysing sea level data. *Geophysical Research Letters*, 39, doi: 10.1029/2012GL053435.
- Fang G., Chen H., Wei Z., Wang Y. and Wang X. 2006. Trends and interannual variability of the South China Sea surface winds, surface height, and surface temperature in the recent decade. *Journal of Geophysical Research*, 111: C11S16.
- Hay C.C., Morrow E., Kopp R.E., and Mitrovica J.X. 2015. Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise. *Nature*. 517: 481-484. doi:10.1038/nature14093.
- He H., Yang J., Gong D., Mao R., Wang Y. and Gao M. 2015. Decadal changes in tropical cyclone activity over the western North Pacific in the late 1990s. *Climate Dynamics*. doi: 10.1007/s00382-015-2541-1.
- Holgate S.J., Matthews A., Woodworth P.L., Richards L.J., Tamisiea M.E., Bradshaw E., Foden P.R., Gordon K.M., Jevrejeva S. and Pugh J. 2013. New data system and products at the Permanent Service for Mean Sea Level. *Journal of Coastal Research*. 29(3): 493-504. doi:10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1.
- Huang C. and Qiao F. 2015. Sea level rise projection in the South China Sea from CMIP5 models. *Acta Oceanologica Sinica*. 34(3): 31-41. doi:10.1007/s13131-015-0631-x.
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Sciences Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds., Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley). Cambridge University Press, Cambridge, UK and USA, 1535 pp.
- Nerem R.S., Chambers D., Choe C. and Mitchum G.T. 2010. Estimating mean sea level change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions. *Marine Geodesy*. 33S1: 435-446. doi:10.1080/01490419.2010.491031.
- Peltier W.R., Argus D.F. and Drummond R. 2015. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G C (VM5a) model. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 120(1): 450-487. doi:10.1002/2014JB011176.
- Phaksopa J. and Sojisuporn P. 2006. Storm surge in the Gulf of Thailand generated by Typhoon Linda in 1997 using Princeton Ocean Model (POM). *Kasetsart Journal (Natural Sciences)*, 40: 260-268.
- Phien-Wej N., Giao P.H. and Nutalaya P. 2006. Land subsidence in Bangkok, Thailand. *Engineering Geology*. 82: 187-201. doi:10.1016/j.enggeo.2005.10.004.
- Redmond G., Hodges K., Mcsweeney C., Jones R. and Hein D. 2015. Projected changes in tropical cyclones over Vietnam and the South China Sea using a 25 km regional climate model perturbed physics ensemble. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-014-2450-8.

- Santamaria-Gomez A., Gravelle M., Collilieux X., Guichard M., Miguez B.M., Tiphaneau P. and Woepplmann G. 2012. Mitigating the effects of vertical land motion in tide gauge records using state-of-the-art GPS velocity field. *Global and Planetary Change*. 98-99: 6-7 doi:10.1016/j.gloplacha.2012.07.007.
- Saramul S. and Ezer T. 2014. Spatial variations of sea level along the coast of Thailand: Impacts of extreme land subsidence, earthquakes and the seasonal monsoon. *Global and Planetary Change*. 122: 70-81. doi:10.1016/j.gloplacha.2014.08.012.
- Sojisuporn P., Sangmanee C. and Wattayakorn G. 2013. Recent estimate of sea-level rise in the Gulf of Thailand. *Maejo International Journal of Science and Technology*. 7 (Special Issue): 106-113.
- Syvitski J.P.M., Kettner A.J., Overeem I., Hutton E.W.H., Hannon M.T., Brakenridge G.R., Day J., Voeroesmarty C., Saito Y., Giosan L., and Nicholls R.J. 2009. Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience*. 2: 681-686. doi:10.1038/ngeo629
- Tomkratoke S., Sirisup S., Vannarat S. and Udomchoke, V. 2012. Effect of Resonance on Storm Surge in the Gulf of Thailand, Proceeding in APAM12, Chulalongkorn University, Thailand.
- Trisirisatayawong I., Naeije M., Simons W. and Fenoglio-Marc, L. 2011. Sea level change in the Gulf of Thailand from GPS-corrected tide gauge data and multi-satellite altimetry. *Global and Planetary Change*. 76: 137-151. doi:10.1016/j.gloplacha.2010.12.010.
- Vongvisessomjai S. 2010. Effect of global warming in Thailand. *Songklanakarin Journal of Science and Technology*. 28(2): 227-248.
- Wannawong W., Humphries U.W., Wongwiset P., Vongvisessomjai S. and Lueangaram W. 2010. Numerical modeling and computation of storm surge for primitive equation by hydrodynamic model. *Thai Journal of Mathematics*, 8: 355-371.
- Watson C.S., White N.J., Church J.A., King M.A., Burgette R.J. and Legresy B. 2015. Unabated global mean sea-level rise over the satellite altimeter era. *Nature Climate Change*. 5: 565-568. doi:10.1038/nclimate2635.
- Yanagi T. and Akaki T. 1994. Sea level variation in the Eastern Asia. *Journal of Oceanography*. 50: 643-651.
- Yucharoen M., Yeemin T., Casareto B.E., Suzuki Y., Samsuvan W., Sangmanee K., Klinthong W., Pengsakun S. and Sutthacheep M. 2015. Abundance, composition and growth rate of coral recruits on dead corals following the 2010 bleaching event at Mu Ko Surin, the Andaman Sea. *Ocean Science Journal*, 50(2): 307-315.
- Zhang Y., Wallace J.M. and Battisti D.S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of Climate*. 10: 1004-1020.

บทที่ 4

การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตของประเทศไทย (Future Climate Change in Thailand)

ผศ.ดร.จิรสรณ์ สันตีสิริสมบูรณ์
ผศ.ดร.จารุทัศน์ สันตีสิริสมบูรณ์
ผศ.ดร.วรัญญู วงษ์เสรี
ดร.กัมพล พรหมจิระประวัตติ
อาจารย์ประหยัด เลวัน

ศูนย์วิจัยแบบจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศระดับภูมิภาค
มหาวิทยาลัยรามคำแหง

ข้อสรุปสาระสำคัญ

การจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเริ่มต้นขึ้นในทศวรรษที่ 1980s โดยกลุ่มนักวิทยาศาสตร์หลายกลุ่มซึ่งมีความร่วมมือจากบุคคลนอกกลุ่มไม่มากนัก เนื่องจากข้อจำกัดด้านเครือข่ายคอมพิวเตอร์และความสามารถในการถ่ายโอนข้อมูล ในปี ค.ศ.1995 (พ.ศ. 2538) คณะทำงานด้านแบบจำลองร่วม ภายใต้หน่วยงานวิจัยภูมิอากาศโลก ได้ก่อตั้งโครงการการเปรียบเทียบระหว่างแบบจำลองร่วม (Couple Model Intercomparison Project; CMIP) และในปัจจุบันเป็นโครงการในระยะที่ 5 หรือ CMIP5 ภาพการณ์จำลองการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจกของภูมิอากาศอนาคตภายใต้ CMIP5 กำหนดให้เรียกว่า “Representative Concentration Pathways” (RCPs) หรือวิถีความเข้มข้นตัวอย่าง มีช่วงเวลาเริ่มต้นในปี ค.ศ. 2006 (พ.ศ. 2549) และสิ้นสุดในปี ค.ศ. 2300 (พ.ศ. 2843) ทั้งนี้ แบบจำลองภูมิอากาศโลกได้รับการพัฒนาอย่างต่อเนื่องในช่วง 35 ปีที่ผ่านมา และในปัจจุบันมีการเพิ่มความละเอียดของภาพจำลองภูมิอากาศและมหาสมุทรทั้งในแนวราบและแนวระดับสูงและสูงมาก แบบจำลองในปัจจุบัน มีความสามารถในการจำลองรูปแบบอุณหภูมิเฉลี่ยบริเวณพื้นผิวบนพื้นที่ขนาดใหญ่ได้ด้วยสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์สูงถึง 0.99 แต่ยังคงมีความคลาดเคลื่อนสูงในระดับหลายองศาเซลเซียส โดยเฉพาะในพื้นที่ซึ่งภูมิประเทศเป็นที่สูง พื้นที่ขอบน้ำแข็งของแอนตาร์กติกาเหนือ และบริเวณน้ำผุดในมหาสมุทร (ocean upwelling) ไกล่ศูนย์สูตร ความสามารถในการจำลองปริมาณน้ำฝน เปรียบเทียบกับค่าจากการตรวจวัด พบว่า สามารถให้ผลการจำลองฝนจากมรสุมฤดูร้อนอินเดียที่ใกล้เคียงค่าจากการตรวจวัด

การย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก เพื่อให้มีความละเอียดในแนวราบสูงขึ้นในระดับที่สามารถประยุกต์ใช้เป็นข้อมูลนำเข้าสำหรับการศึกษาผลกระทบ การปรับตัวและความอ่อนไหวต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ดำเนินการได้โดยแบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค ซึ่งประกอบด้วยวิธีการย่อส่วนแบบพลวัตและวิธีการย่อส่วนแบบสถิติ ในช่วงทศวรรษที่ผ่านมา ประเทศไทย ได้มีการดำเนินกิจกรรมการวิจัยด้านการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกอย่างต่อเนื่อง โดยประยุกต์ใช้วิธีการทั้งแบบพลวัตและสถิติ ในปัจจุบันได้มีการขยายกรอบความร่วมมือการย่อส่วนในระหว่างประเทศสมาชิกในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ รวมถึงประเทศไทย ภายใต้โครงการ SEACLID/CORDEX Southeast Asia Project

การย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก เพื่อให้ได้ข้อมูลภูมิอากาศอนาคตครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทย ล่าสุดนั้น ดำเนินการย่อส่วนด้วยขบวนการระบบประสาทเทียมซึ่งเป็นวิธีการหนึ่งของการย่อส่วนด้วยสถิติ โดยย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก 3 แบบจำลอง จาก CMIP5 ได้แก่ GCM-GFDL-ESM2M GCM-MPI-ESM-LR และ GCM-HadGEM2-ES ประกอบด้วยภาพการณ์จำลอง 3 รูปแบบ ได้แก่ RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 ในช่วงปี ค.ศ. 2006 – 2100 (พ.ศ. 2549 – 2643) มีความละเอียดเชิงพื้นที่ 10 กิโลเมตร $\times$ 10 กิโลเมตร และความละเอียดเชิงเวลาเป็นรายวัน ภูมิอากาศในอนาคตของประเทศไทยจากการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก พบว่า ค่าอุณหภูมิเฉลี่ยรายวัน อุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิต่ำสุด และปริมาณน้ำฝนโดยเฉลี่ยทั่วประเทศมีแนวโน้มสูงขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทุกแบบจำลองและภาพการณ์จำลอง ในปี ค.ศ. 2100 บนหลักฐานที่สอดคล้องกันนี้ ระดับความมั่นใจต่อการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวในอนาคต ถูกประเมินว่าอยู่ในระดับปานกลาง โดยค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันภายใต้ RCP8.5 จาก GCM-GFDL-ESM2M GCM-MPI-ESM-LR และ GCM-HadGEM2-ES มีค่าสูงกว่าค่าเฉลี่ยระยะยาว ประมาณ 1.67 °C 3.98 °C และ 4.82 °C ตามลำดับ และในปีเดียวกัน ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันภายใต้ RCP4.5 ของทั้งสามแบบจำลองมีค่าเปลี่ยนแปลงจากค่าเฉลี่ยระยะยาว ประมาณ -0.63 °C 1.71 °C และ 2.07 °C ตามลำดับ

4.1 แบบจำลองภูมิอากาศโลกและการพัฒนาขีดความสามารถแบบจำลอง

4.1.1 แบบจำลองภูมิอากาศโลกในระยะต่าง ๆ

การจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเริ่มต้นขึ้นในทศวรรษที่ 1980s โดยกลุ่มนักวิทยาศาสตร์หลายกลุ่มซึ่งได้ประมวลผลและวิเคราะห์ข้อมูลจากแบบจำลองของตนเองโดยมีความร่วมมือจากบุคคลนอกกลุ่มไม่มากนัก เนื่องจากข้อจำกัดด้านเครือข่ายคอมพิวเตอร์และความสามารถในการถ่ายโอนข้อมูล รวมถึงภาระงานหนักในการรวบรวมและเก็บข้อมูลขนาดใหญ่ (Meehl, 1995) ในปี ค.ศ. 1995 (พ.ศ. 2538) คณะทำงานด้านแบบจำลองร่วม (Working Group on Coupled Modelling; WGCM) ภายใต้โครงการวิจัยภูมิอากาศโลก (World Climate Research Programme; WCRP) ได้ก่อตั้งโครงการการเปรียบเทียบระหว่างแบบจำลองร่วม (Couple Model Intercomparison Project; CMIP) เพื่อเป็นระเบียบการมาตรฐานทดสอบสำหรับการศึกษาผลลัพธ์จากแบบจำลองการหมุนเวียนทั่วไปร่วมระหว่างบรรยากาศและมหาสมุทร (coupled atmosphere-ocean general circulation models; AOGCMs) แบบจำลอง AOGCMs เป็นการจำลองภูมิอากาศที่สามารถปรับเปลี่ยนแรงบังคับ (forcing) เช่น ความเข้มข้นก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศ เป็นต้น CMIP จัดเตรียมโครงสร้างพื้นฐานสำหรับประชาคมเพื่อการสนับสนุน การวินิจฉัย การรับรอง การเปรียบเทียบ การให้ข้อมูลที่เกี่ยวข้อง และการเข้าถึงข้อมูลของแบบจำลอง ขอบข่ายงานดังกล่าวช่วยให้ประชาคมนักวิทยาศาสตร์จากหลายกลุ่มสามารถวิเคราะห์แบบจำลองภูมิอากาศภายใต้กรอบระบบเดียวกัน เพื่ออำนวยความสะดวกในการปรับปรุงแบบจำลอง ทั้งนี้ หน่วยงานผู้พัฒนาแบบจำลองในระดับนานาชาติได้เข้าร่วมโครงการดังกล่าวตั้งแต่เริ่มการก่อตั้ง (www.cmip-pcmdi.llnl.gov) วัตถุประสงค์ของ CMIP คือ การจัดหาฐานข้อมูลการจำลองภูมิอากาศจากแบบจำลองการหมุนเวียนทั่วไปร่วม (coupled general climate model) ภายใต้เงื่อนไขที่เป็นมาตรฐานเดียวกันให้นักวิทยาศาสตร์

ในปี ค.ศ. 1995 (พ.ศ. 2538) CMIP ระยะแรก หรือ CMIP1 เริ่มรวบรวมข้อมูลผลลัพธ์จากแบบจำลองการหมุนเวียนทั่วไปร่วม ซึ่งควบคุมการประมวลผลโดยกำหนดให้ความเข้มข้นก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศ ความเข้มข้นรังสีอาทิตย์และแรงบังคับภูมิอากาศภายนอกอื่น ๆ มีค่าคงที่ ทั้งนี้ การควบคุมการประมวลผลที่ต่างกันนั้น ใช้ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์ (solar constant) หรือพลังงานจากดวงอาทิตย์ต่อหน่วยเวลาที่ตกกระทบบนพื้นที่หนึ่งหน่วยเหนือบรรยากาศโลกซึ่งตั้งฉากกับทิศทางรังสี ที่ระยะห่างเฉลี่ยระหว่างโลกและดวงอาทิตย์ประมาณ 1.495×10^{-11} เมตร และความเข้มข้นของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศที่แตกต่างกัน โดยกำหนดให้ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์มีค่าในช่วง 1354 – 1370 วัตต์ต่อตารางเมตร และความเข้มข้นก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศอยู่ในช่วง 290 – 345 ส่วนในล้านส่วน (Covey et al., 2003)

CMIP ในระยะต่อมา หรือ CMIP2 รวบรวมผลลัพธ์จากแบบจำลองที่ควบคุมการประมวลผลที่กำหนดให้ความเข้มข้นของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศมีค่าคงที่ และมีค่าเพิ่มขึ้นในอัตราร้อยละ 1 ต่อปี โดยไม่รวมถึงปัจจัยแรงบังคับภูมิอากาศอื่นที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ เช่น ละอองลอยจากกิจกรรมของมนุษย์ (anthropogenic aerosol) เป็นต้น โดยทั้งสองกรณีไม่รวมแรงบังคับภูมิอากาศจากความผันแปรตามธรรมชาติ เช่น ภูเขาไฟระเบิดและความเข้มข้นรังสีอาทิตย์ เป็นต้น ดังนั้น CMIP สนับสนุนการศึกษาแบบจำลองภาพการณ์จำลองโลกร้อนกรณีอุดมคติ (idealized scenario of global warming) ซึ่งก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศเพิ่มขึ้นในอัตราร้อยละหนึ่งต่อปี จนกระทั่งมีค่าเพิ่มขึ้นเป็นสองเท่าในประมาณปีที่ 70 (Meehl et al., 1997) โดยรวมก๊าซเรือนกระจกที่ไม่ใช่คาร์บอนไดออกไซด์ (non-CO₂ greenhouse gases) ในรูปแบบแรงบังคับเทียบเท่าคาร์บอนไดออกไซด์ (equivalent CO₂ forcing) และไม่คำนึงถึงละอองลอยจากกิจกรรมของมนุษย์ (Hansen et al., 1997) ภาพการณ์จำลองความเข้มข้นก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เป็นสองเท่านี้ ไม่สามารถใช้เปรียบเทียบการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตระหว่างแบบจำลอง และการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในศตวรรษที่ผ่านมาได้ แบบจำลองนี้ ไม่สามารถคาดการณ์แรงบังคับภูมิอากาศจากกิจกรรมของ

มนุษย์ได้เป็นอย่างดี แต่เป็นแบบจำลองที่แสดงให้เห็นกรณีสุดขั้วที่อาจเกิดขึ้นในกรณีที่มีการใช้เชื้อเพลิงฟอสซิลเพิ่มขึ้น และละอองลอยจากกิจกรรมของมนุษย์ลดลง แต่ภาพการณ์จำลองโลกร้อนกรณีอุดมคตินี้ สามารถใช้ในการเปรียบเทียบการตอบสนองที่ต่างกันของแบบจำลองซึ่งมีสมมติฐานการสร้างแบบจำลองที่แตกต่างกัน (Covey et al., 2003)

ในปี ค.ศ.1990 (พ.ศ. 2533) และปี ค.ศ.1992 (พ.ศ. 2535) หน่วยงานระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC) ได้พัฒนาภาพการณ์จำลอง (scenario) การปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจกระยะยาว ภาพการณ์จำลองเหล่านี้ ได้รับการประยุกต์ใช้งานอย่างกว้างขวางในการวิเคราะห์เหตุการณ์ที่อาจเกิดขึ้น และผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ รวมถึงแนวทางการลดการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ โดยในปี ค.ศ.1995 (พ.ศ. 2538) ภาพการณ์จำลองของ IPCC 1992 ได้รับการประเมินและเสนอแนะว่าตั้งแต่ปี ค.ศ.1992 (พ.ศ. 2535) เป็นต้นมานั้น ได้มีการเปลี่ยนแปลงความเข้าใจที่มีต่อแรงบังคับการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจกและการเปลี่ยนแปลงวิธีการต่าง ๆ มากขึ้น การเปลี่ยนแปลงความเข้าใจดังกล่าว รวมถึงความเข้มของคาร์บอนในอุปทานพลังงาน (carbon intensity of energy supply) ช่องว่างรายได้ระหว่างประเทศพัฒนาแล้วและกำลังพัฒนา และการปลดปล่อยก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์ การเปลี่ยนแปลงเหล่านี้ ส่งผลให้ในปี ค.ศ.1996 (พ.ศ. 2539) การประชุมใหญ่ของ IPCC ตัดสินใจพัฒนาแบบสถานการณ์จำลองชุดใหม่ คือ ภาพการณ์จำลองภายใต้รูปแบบการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคม การเติบโตของประชากรและเทคโนโลยีในอนาคต (Special Report Emission Scenario; SRES) ซึ่งเผยแพร่ในปี ค.ศ. 2000 (พ.ศ. 2543) ชุดของภาพการณ์จำลองได้รับการพัฒนาขึ้นเพื่อเป็นตัวแทนของแรงขับเคลื่อนและการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจก เพื่อสะท้อนความเข้าใจและความรู้ที่เกี่ยวข้องกับความไม่แน่นอนต่าง ๆ SRES ประกอบด้วยภาพการณ์จำลองที่แตกต่างกัน 4 รูปแบบ ได้แก่ A1 A2 B1 และ B2 ซึ่งบรรยายความสัมพันธ์ระหว่างแรงบังคับจากการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจก และการวิวัฒนาการของการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจก รวมถึงการเพิ่มบริบทของปริมาณการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจกของภาพการณ์จำลอง แต่ละภาพการณ์จำลองแสดงให้เห็นความแตกต่างของการเติบโตประชากร การพัฒนาสังคม เศรษฐกิจ เทคโนโลยีและสิ่งแวดล้อม แต่ละภาพการณ์จำลองยังประกอบด้วยภาพการณ์ย่อย รวมทั้งสิ้น 40 รูปแบบ ภาพการณ์จำลองหลัก ได้แก่

- A1 ให้ความสำคัญกับการพัฒนาเศรษฐกิจ อนาคตการเติบโตทางเศรษฐกิจสูง มีความร่วมมือระหว่างนานาชาติ ประชากรโลกสูงสุดในกึ่งศตวรรษและลดลงเล็กน้อยหลังจากนั้น มีเทคโนโลยีที่มีประสิทธิภาพสูง มีความแตกต่างระหว่างภูมิภาค นอกจากนี้ มีภาพการณ์จำลอง A1FI (fossil fuel intensive) แสดงถึงการใช้เชื้อเพลิงฟอสซิลอย่างเข้มข้น ในขณะที่ A1T มีเทคโนโลยีด้านพลังงานหมุนเวียนทันสมัย และ A1B เป็นภาพการณ์จำลองการพัฒนาที่รักษาสีสิ่งแวดล้อมและมีความร่วมมือระหว่างโลกและภูมิภาคอย่างสมดุล
- A2 ให้ความสำคัญกับการพัฒนาเศรษฐกิจ อนาคตของโลกมีความหลากหลาย มีความร่วมมือระดับภูมิภาค ฟังตัวเองมากขึ้นในภูมิภาค ประชากรเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่อง การพัฒนาเศรษฐกิจขึ้นอยู่กับภูมิภาค โดยมีการเปลี่ยนแปลงเทคโนโลยีช้า
- B1 ให้ความสำคัญกับสิ่งแวดล้อมพร้อมกับการพัฒนาเศรษฐกิจ อนาคตประชากรสูงในกึ่งศตวรรษ เช่นเดียวกับ A1 แต่โครงสร้างเศรษฐกิจเปลี่ยนไปเป็นภาคบริการและสารสนเทศ ลดวัตถุ มีการใช้เทคโนโลยีที่สะอาด เน้นการแก้ปัญหาเศรษฐกิจ สังคมและสิ่งแวดล้อมที่ยั่งยืน
- B2 ให้ความสำคัญกับสิ่งแวดล้อมพร้อมกับการพัฒนาเศรษฐกิจ เน้นที่การแก้ปัญหาท้องถิ่น ด้านเศรษฐกิจ สังคมและสิ่งแวดล้อมที่ยั่งยืน ประชากรเพิ่มต่อเนื่องแต่น้อยกว่า A2 โดยเน้นการรักษาสิ่งแวดล้อมระดับท้องถิ่นและภูมิภาค

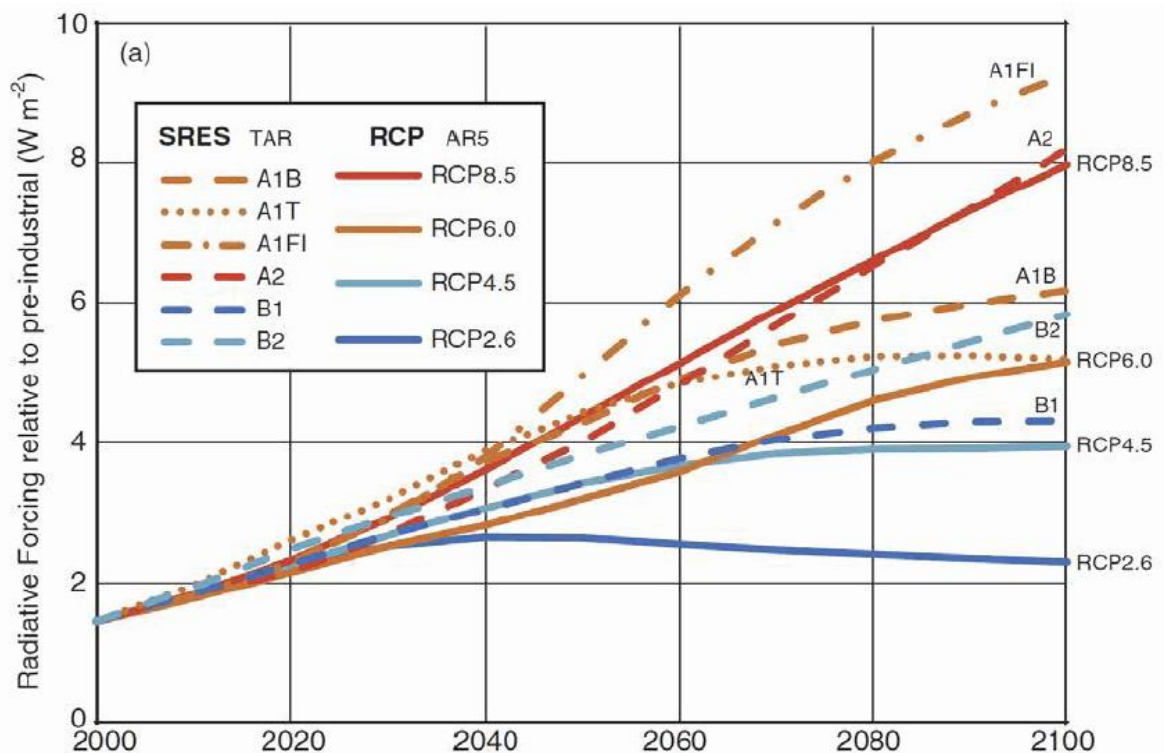
CMIP ระยะที่ 3 หรือ CMIP3 ซึ่งมีชื่ออย่างเป็นทางการ คือ WCRP CMIP3 multi-model dataset รวบรวมภาพการณ์จำลองแรงบังคับภูมิอากาศทั้งอดีตและปัจจุบัน WCGM ได้จัดตั้งกิจกรรมดังกล่าวขึ้นเพื่อให้

เกิดการวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศสำหรับการจัดเตรียมรายงานการประเมินครั้งที่ 4 (Fourth Assessment Report; AR4) ของ IPCC โดย CMIP3 เป็นการรวบรวมผลลัพธ์จากแบบจำลองซึ่งประมวลผลโดยใช้แรงบังคับที่สัมพันธ์กับภาพการณ์จำลอง SRES

4.1.2 แบบจำลองภูมิอากาศโลกในระยะล่าสุด

ในเดือนกันยายน ปี ค.ศ. 2008 (พ.ศ. 2551) ได้มีการบรรลุข้อตกลงร่วมกันของกลุ่มผู้พัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศโลกอนาคตกว่า 20 หน่วยงานทั่วโลก ในการพัฒนาแบบทดลองแบบจำลองภูมิอากาศชุดใหม่ โดยมีวัตถุประสงค์เพื่อ i) ตอบคำถามทางวิทยาศาสตร์ที่สำคัญซึ่งเกิดขึ้นในระหว่างกระบวนการจัดทำรายงาน AR4 ของ IPCC ii) การปรับปรุงความเข้าใจที่มีต่อภูมิอากาศให้ดีขึ้น และ iii) การให้ข้อมูลเพื่อศึกษาผลที่เป็นไปได้จากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอนาคต

CMIP5 รวบรวมผลจากแบบจำลองการทดสอบชุดใหม่ดังกล่าว เพื่อจัดเตรียมรายงานการประเมินครั้งที่ 5 (Fifth Assessment Report; AR5) ของ IPCC ซึ่งภาพการณ์จำลองการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจกของภูมิอากาศอนาคตภายใต้ CMIP5 ประกอบด้วย 4 ภาพการณ์หลัก ได้แก่ ภาพการณ์ซึ่งไม่พิจารณาการลดการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจก และอีก 3 ภาพการณ์ซึ่งพิจารณาการลดก๊าซเรือนกระจกในระดับที่แตกต่างกัน ภาพการณ์จำลอง ดังกล่าวกำหนดให้เรียกว่า “Representative Concentration Pathways (RCPs)” หรือวิถีความเข้มข้นตัวอย่าง มีช่วงเวลาเริ่มต้นในปี ค.ศ. 2006 (พ.ศ. 2549) และสิ้นสุดในปี ค.ศ. 2300 (พ.ศ. 2843) ค่าที่กำหนดต่อท้าย RCPs แสดงถึงเป้าหมายโดยประมาณในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ของแรงบังคับการแผ่รังสี (radiative forcing) เช่น RCP4.5 หมายถึง วิถีความเข้มข้นก๊าซเรือนกระจกซึ่งส่งผลโดยประมาณในแรงบังคับการแผ่รังสี 4.5 วัตต์ต่อตารางเมตร ในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) สัมพันธ์กับยุคก่อนปฏิวัติอุตสาหกรรม ทั้งนี้ ความคล้ายคลึงกันระหว่างภาพการณ์จำลองแบบ RCPs และ SRES แสดงดังรูปที่ 4.1



รูปที่ 4.1 เปรียบเทียบความคล้ายคลึงกันระหว่างภาพการณ์จำลองแบบ RCPs และภาพการณ์จำลองแบบ SRES (ที่มา: <http://climatechangenationalforum.org>)

ความรับอาบรังสี (irradiance) คือ อัตราซึ่งพลังงานรังสีตกกระทบต่อหน่วยพื้นที่ของผิวรับแสง มีหน่วยวัตต์ต่อตารางเมตร

แรงบังคับการแผ่รังสี (radiative forcing) หมายถึง ความรับอาบรังสีในทิศทางขึ้น (upward) ที่บริเวณโทรโปพอส (tropopause) จากการเปลี่ยนแปลงปัจจัยขับเคลื่อนการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศบางค่า เช่น การเพิ่มขึ้นของปริมาณก๊าซดักกลืนรังสี เป็นต้น ความรับอาบรังสีในทิศทางขึ้นที่บริเวณโทรโปพอส มีค่าเท่ากับผลต่างระหว่างความรับอาบรังสีที่ออกจากและความรับอาบรังสีอาทิตย์ที่เข้าสู่บริเวณนั้น ซึ่งในสภาวะสมดุลมีค่าเท่ากับศูนย์ ถ้าแรงบังคับการแผ่รังสีมีค่าเป็นบวก ความรับอาบรังสีที่เข้ามีค่าสูงกว่าที่ออก จึงมีฟลักซ์ความร้อนสุทธิซึ่งมีค่าเป็นบวกเข้าสู่ระบบบรรยากาศในระดับที่ต่ำกว่าโทรโปพอส ส่งผลให้ภูมิอากาศร้อนขึ้น แรงบังคับการแผ่รังสีที่มีค่าเป็นลบ ส่งผลให้ภูมิอากาศเย็นลง ตัวอย่างแรงบังคับการแผ่รังสีที่มีค่าเป็นบวกนั้น เกิดจากปรากฏการณ์เรือนกระจกที่เพิ่มขึ้นจากการเพิ่มความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในโทรโปสเฟียร์ ซึ่งลดความรับอาบรังสีคลื่นยาวที่ออกจากบรรยากาศ

วิถีความเข้มข้นตัวอย่าง (Representative Concentration Pathways, RCPs) หมายถึง วิถีของแรงบังคับการแผ่รังสีหรือแรงบังคับการแผ่รังสีในแต่ละปี สัมพันธ์กับยุคก่อนปฏิวัติอุตสาหกรรม มีค่าเพิ่มขึ้นหรือลดลงตามการคาดประมาณของแต่ละวิถี ค่าที่กำหนดต่อท้าย คือ ค่าแรงบังคับการแผ่รังสีที่จะเกิดขึ้นในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643)

RCP8.5 ที่หมายถึง วิถีที่แรงบังคับการแผ่รังสีเพิ่มขึ้น จนกระทั่งมีค่าเท่ากับ 8.5 วัตต์ต่อตารางเมตร ในปี ค.ศ. 2100 และยังคงเพิ่มต่อไปหลังจากนั้น ความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศเทียบเท่าก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ที่สัมพันธ์กับแรงบังคับการแผ่รังสีในปี ค.ศ. 2100 มีค่าประมาณ 1,370 ส่วนในล้านส่วน

RCP6.0 หมายถึง วิถีที่แรงบังคับการแผ่รังสีเพิ่มขึ้น จนกระทั่งมีค่าเท่ากับ 6.0 วัตต์ต่อตารางเมตร ในปี ค.ศ. 2100 และมีค่าคงที่หลังจากปี ค.ศ. 2100 ความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศเทียบเท่าก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ที่สัมพันธ์กับแรงบังคับการแผ่รังสีในปี ค.ศ. 2100 มีค่าประมาณ 850 ส่วนในล้านส่วน

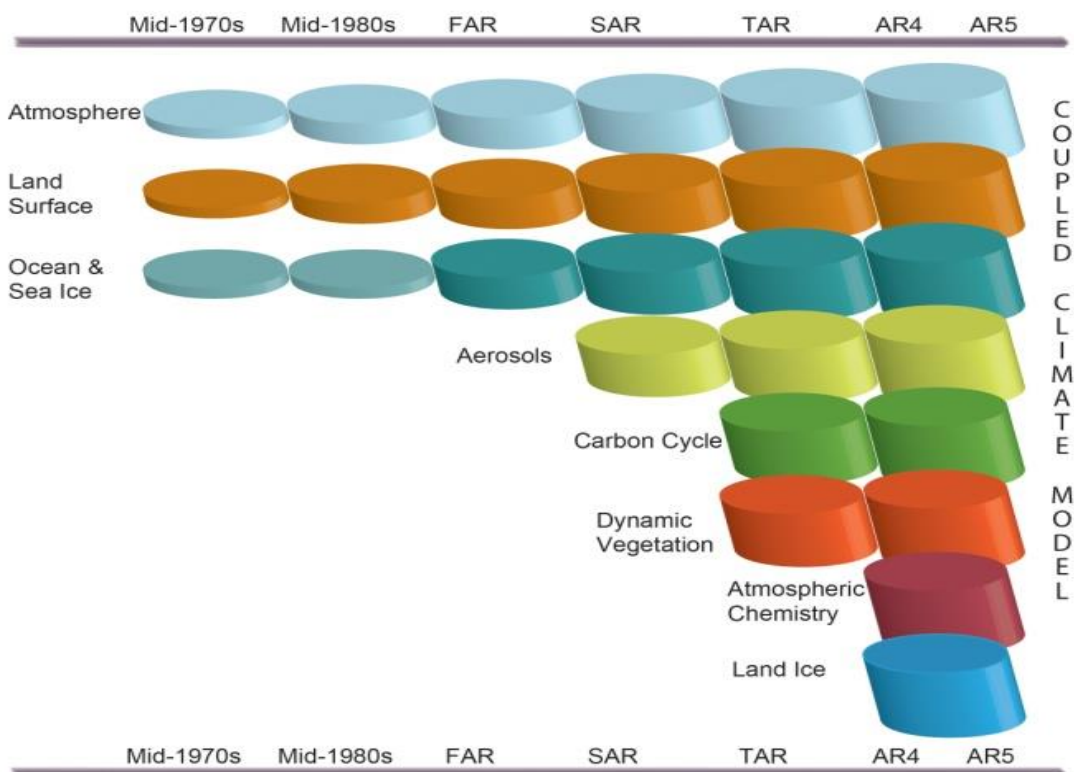
RCP4.5 หมายถึง วิถีที่แรงบังคับการแผ่รังสีเพิ่มขึ้น จนกระทั่งมีค่าเท่ากับ 4.5 วัตต์ต่อตารางเมตร ในปี ค.ศ. 2100 และมีค่าคงที่หลังจากปี ค.ศ. 2100 ความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศเทียบเท่าก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ที่สัมพันธ์กับแรงบังคับการแผ่รังสีในปี ค.ศ. 2100 มีค่าประมาณ 650 ส่วนในล้านส่วน

RCP2.6 หมายถึง วิถีที่แรงบังคับการแผ่รังสีเพิ่มขึ้น จนกระทั่งมีค่าสูงสุดประมาณ 3.0 วัตต์ต่อตารางเมตร ก่อนปี ค.ศ. 2100 ความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศเทียบเท่าก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ที่สัมพันธ์กันมีค่าประมาณ 490 ส่วนในล้านส่วน และลดลงหลังจากนั้นจนกระทั่งมีค่า 2.6 วัตต์ต่อตารางเมตร ในปี ค.ศ. 2100

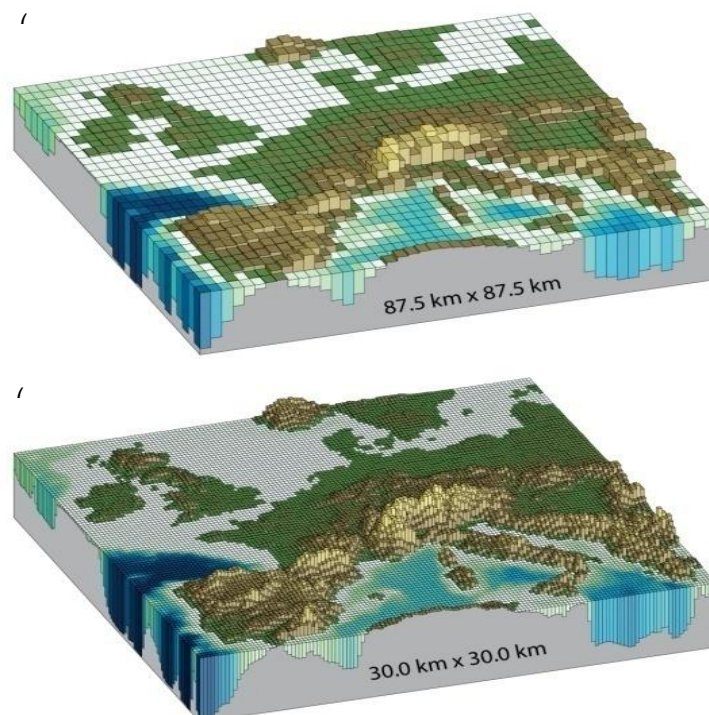
4.1.3 การพัฒนาความสามารถของแบบจำลองภูมิอากาศโลก

แบบจำลองภูมิอากาศโลก ได้รับการพัฒนาอย่างต่อเนื่องในช่วง 35 ปีที่ผ่านมา แบบจำลองที่พัฒนาขึ้นในแต่ละระยะนั้น ได้มีการรวมองค์ประกอบที่เกี่ยวข้องเพิ่มเข้าในแบบจำลอง โดยแต่ละองค์ประกอบมีความซับซ้อนเพิ่มขึ้นในแต่ละระยะตามระดับความสูงของแผนภาพทรงกระบอกดังรูปที่ 4.2 การพัฒนาแบบจำลองในแต่ละระยะนั้น ยังมีการเพิ่มความละเอียดของภาพจำลองภูมิอากาศและมหาสมุทรทั้งในแนวราบและแนวระดับ ในปัจจุบันได้มีการทดสอบแบบจำลองซึ่งความละเอียดในแนวราบสูงและสูงมาก ดังรูปที่ 4.3

แบบจำลองในปัจจุบัน มีความสามารถในการจำลองรูปแบบอุณหภูมิเฉลี่ยบริเวณพื้นผิวบนพื้นที่ขนาดใหญ่ได้ด้วยสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์สูงถึง 0.99 แต่ยังคงมีความคลาดเคลื่อนสูงในระดับหลายองศาเซลเซียส โดยเฉพาะในพื้นที่ซึ่งภูมิประเทศเป็นที่สูง พื้นที่ขอบน้ำแข็งของแอนตาร์กติกเหนือ และบริเวณน้ำผุดในมหาสมุทร (ocean upwelling) ไกล์สตันยัสซูต (Cubasch et al., 2013) ทั้งนี้ มีการศึกษาที่แสดงให้เห็นว่าแบบจำลองจาก CMIP5 มีความสามารถในการจำลองภูมิอากาศในอดีตได้ในระดับดี เช่น การประเมินความสามารถของแบบจำลองภายใต้ CMIP5 จำนวน 8 แบบจำลอง ในการจำลองอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุด บริเวณประเทศจีน โดยพบว่า มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์สูงกว่า 0.98 เมื่อเปรียบเทียบกับค่าการตรวจวัดจาก NCEP reanalysis (Yao et al., 2012) การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศบนพื้นที่ประเทศจีนในช่วงระหว่างปี ค.ศ.1906 - 2005 (พ.ศ. 2449 - 2548) จากการตรวจวัดพบว่า มีค่าอุณหภูมิเฉลี่ยพื้นผิวสูงขึ้น 0.84°C ในช่วงเวลาเดียวกัน แบบจำลองรวมกลุ่ม 25 แบบจำลองจาก CMIP5 สามารถจำลองการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิได้ใกล้เคียง หรือมีค่าประมาณ 0.77°C และให้ผลการจำลองที่ดีกว่า CMIP3 (Yan et al., 2013) การวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโดยใช้ข้อมูล 42 การจำลอง จากแบบจำลอง Earth System จำนวน 8 แบบจำลองของ CMIP5 เปรียบเทียบกับข้อมูล reanalysis จากการตรวจวัด 2 ชุดข้อมูล พบว่าแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยจากแบบจำลองมีค่าเพิ่มขึ้นประมาณ 0.32°C ต่อทศวรรษ ต่ำกว่าค่าจากการตรวจวัดเล็กน้อย ซึ่งมีค่าประมาณ 0.49°C ต่อทศวรรษ (Zong-Ci et al., 2013) การทดสอบความสามารถของแบบจำลองภูมิอากาศโลก จำนวน 6 แบบจำลองจาก CMIP5 ในการจำลองปริมาณน้ำฝนและสนามการหมุนเวียน (circulation field) เปรียบเทียบกับค่าจากการตรวจวัดของอุตุนิยมวิทยาอินเดีย และค่าข้อมูล reanalysis จาก NCEP ซึ่งผลการวิเคราะห์ พบว่า แบบจำลองจาก CMIP5 สามารถให้ผลการจำลองฝนจากมรสุมฤดูร้อนอินเดียที่ใกล้เคียงกับค่าจากการตรวจวัด โดยสนามการหมุนเวียนที่ 850 และ 200 hPa มีค่าที่ใกล้เคียงกับค่าข้อมูล reanalysis จาก NCEP (Sarathi et al., 2015) เช่นกัน



รูปที่ 4.2 การพัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศโลก (ที่มา: Cubasch et al., 2013)



รูปที่ 4.3 แบบจำลองภูมิอากาศโลกความละเอียดแนวราบ (ก) สูง (ข) สูงมาก (ที่มา: Cubasch et al., 2013)

4.2 การย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก

4.2.1 หลักการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก

ข้อมูลการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในระดับภูมิภาค สามารถใช้ข้อมูลจากแบบจำลองภูมิอากาศโลกได้โดยตรง แต่แบบจำลองภูมิอากาศโลกมีความละเอียดในแนวราบ (horizontal resolution) ต่ำเกินกว่าที่จะแสดงให้เห็นรายละเอียดที่สำคัญในระดับภูมิภาค ข้อมูลภูมิอากาศภูมิภาคสามารถใช้ข้อมูลจาก i) AOGCMs ii) Stand-alone Global Atmospheric Models (AGCMs) ประมวลผลด้วยความละเอียดสูงกว่า AOGCMs iii) GCM ที่ปรับเปลี่ยนค่าความละเอียดได้ (Variable-Resolution Global Climate Model; VRGCM) และ iv) แบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค (Regional Climate Models; RCMs) ซึ่งแบ่งออกเป็นการย่อส่วนด้วยวิธีสถิติและวิธีพลวัต (statistical และ dynamical downscaling)

รายงาน AR5 ของ IPCC รายงานว่า i) ค่ามัธยฐานของอุณหภูมิมีค่าความเบี่ยงเบนในช่วง -3°C ถึง 1.5°C จากการใช้ข้อมูลภูมิภาคของ AOGCMs จาก CMIP5 ในขณะที่ การประมาณหยาดน้ำฟ้า อาจมีค่าความเบี่ยงเบนถึง 100% แต่ทั้งนี้ CMIP5 ยังให้ค่าความเบี่ยงเบนต่ำกว่า CMIP3 ii) AGCMs หรืออาจเรียกว่า การย่อส่วนระดับโลก (global downscaling) นั้น มีความสามารถในการจำลองปริมาณหยาดน้ำฟ้าในภูมิภาคได้ดีขึ้น แต่ AGCMs นั้น ไม่มีการจำลองร่วมกับมหาสมุทร จึงมีข้อจำกัดในการจำลองปรากฏการณ์ซึ่งมีความละเอียดสูงบางลักษณะ เช่น ปรากฏการณ์ที่ผิวมหาสมุทรที่มีอุณหภูมิต่ำ (cold wake) หลังเกิดพายุโซนร้อน เป็นต้น iii) การใช้ VRGCM คือ การใช้แบบจำลองภูมิอากาศโลกในการจำลองภูมิอากาศเฉพาะภูมิภาคที่พิจารณาโดยการปรับความละเอียดขนาดหน่วยแยกต่าง หรือ stretched grid วิธีการนี้ ไม่มีการใช้งานอย่างกว้างขวาง แต่ให้ผลลัพธ์ซึ่งมีความคลาดเคลื่อนใกล้เคียงกับการใช้แบบจำลองภูมิอากาศโลก ซึ่งจำลองด้วยขนาดหน่วยแยกต่างที่เท่ากัน และ iv) แบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค ได้รับการประยุกต์ใช้งานอย่างกว้างขวางในพื้นที่โดเมนที่กำหนดโดยใช้เงื่อนไขขอบจากผลลัพธ์ของแบบจำลองภูมิอากาศโลกหรือข้อมูล global reanalyses RCMs วิธีการย่อส่วนแบบพลวัต ได้รับการประยุกต์ใช้มากขึ้นภายหลังจากรายงาน AR4 โดยมีความละเอียดของหน่วยแยกต่างเพิ่มขึ้น รวมถึงการพัฒนากระบวนการและเพิ่มส่วนประกอบภายใน แบบจำลองวิธีการย่อส่วนแบบสถิติ เป็นการวิเคราะห์หาความสัมพันธ์แบบเอมพิริคัล ระหว่างตัวแปรภูมิอากาศซึ่งมีหน่วยแยกต่างขนาดใหญ่เป็นตัวทำนาย (predictor) และตัวแปรภูมิอากาศภูมิภาคหรือท้องถิ่นเป็นตัวถูกทำนาย (predictand) วิธีการนี้ประยุกต์ใช้โดยการกำหนดให้ผลลัพธ์จากแบบจำลองภูมิอากาศ หรือ RCM เป็นตัวทำนาย (Flato et al., 2013)

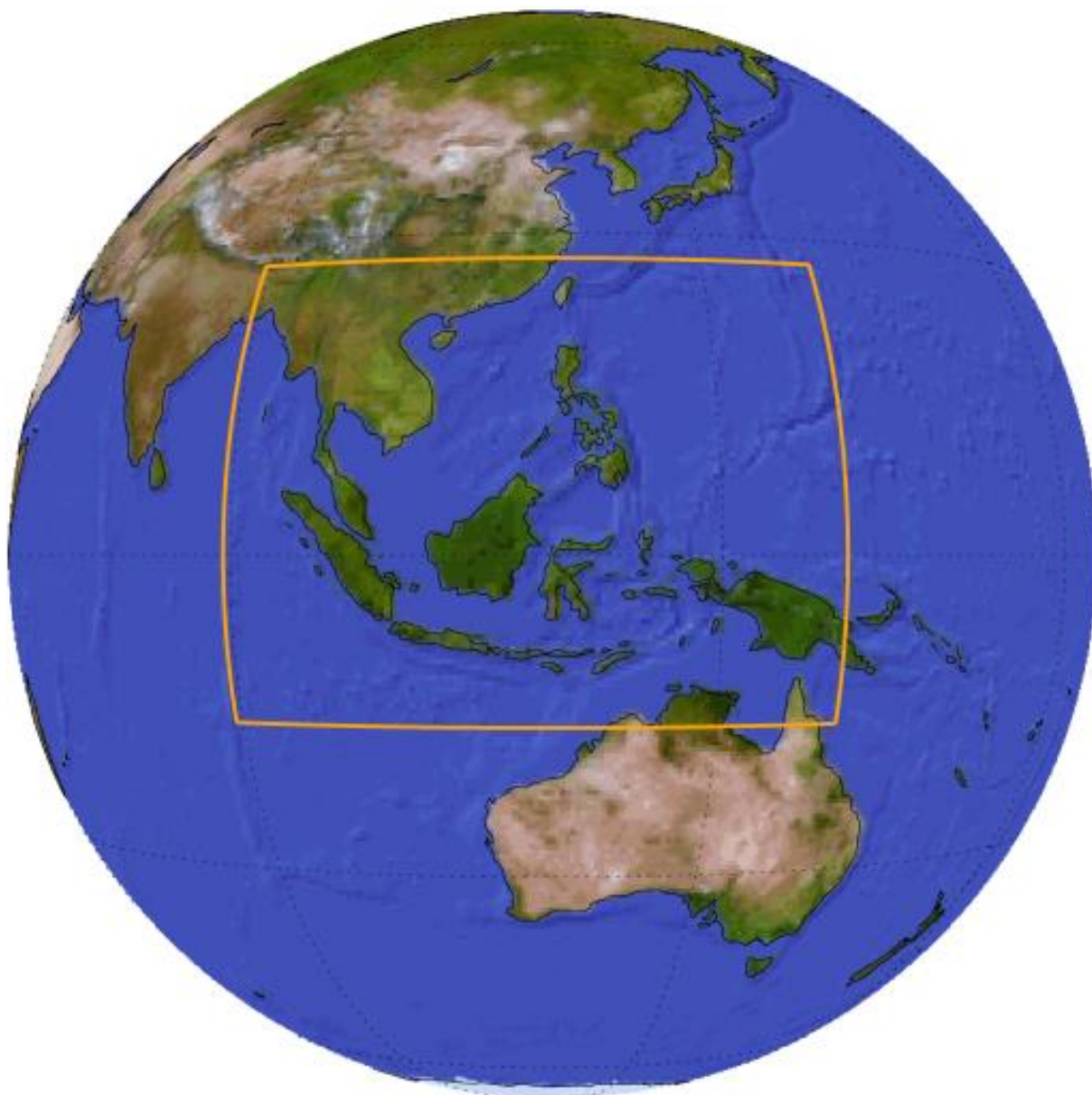
4.2.2 กิจกรรมการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกในประเทศไทย

ในช่วงทศวรรษที่ผ่านมา สถาบันการศึกษาและหน่วยงานต่าง ๆ ของประเทศไทย ได้มีโครงการวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก เช่น การสร้างภาพจำลองภูมิอากาศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ โดยใช้แบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค ซึ่งเป็นการย่อส่วนด้วยวิธีพลวัต ครอบคลุมพื้นที่ในลุ่มน้ำโขงตอนล่าง โดยเฉพาะพื้นที่ประเทศไทย ลาวและเวียดนาม (Chinvanno and Snidvongs, 2005) การศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ด้วยแบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค PRECIS (Providing REgional Climate for Impact Studies) โดยใช้แบบจำลองภูมิอากาศโลก ECHAM5 ซึ่งเป็นแบบจำลองจาก CMIP3 และย่อส่วนเพื่อเพิ่มความละเอียดการแสดงผลเชิงพื้นที่ด้วยวิธีพลวัต ภาพการณ์จำลองที่ดำเนินการย่อส่วน ได้แก่ SRES A2 และ B2 (ศุภกร ชินวรรณ และคณะ, 2552) การสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทย โดยการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก GFDL-R30 ซึ่งเป็นแบบจำลองจาก CMIP3 เป็นการย่อส่วนด้วยวิธีสถิติ ภาพการณ์จำลองที่ดำเนินการย่อส่วน ได้แก่ SRES A2 และ B2 (กัณห์ธีร์ บุญประกอบ และคณะ, 2553) การจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศสำหรับประเทศไทยด้วยแบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค MM5-Regional Climate Model (MM5 RCM) โดยใช้แบบจำลองภูมิอากาศโลก

Community Climate System Model version 3; CCSM3) เป็นแบบจำลองจาก CMIP3 และเป็นการย่อยส่วนด้วยวิธีพลวัต ภาพการณ์จำลองที่ดำเนินการย่อยส่วน ได้แก่ SRES A2 และ A1B (เจียมใจ เครือสุวรรณ และคณะ, 2553) การศึกษาและพัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศ ด้วยแบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค RegCM3 โดยใช้แบบจำลองภูมิอากาศโลก ECHAM4 เป็นแบบจำลองจาก CMIP3 และเป็นการย่อยส่วนด้วยวิธีพลวัตครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทย ภาพการณ์จำลองที่ดำเนินการย่อยส่วน ได้แก่ SRES A2 และ B2 (สิรินทรเทพ เต่าประยูร และคณะ, 2553) การย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกจาก CMIP5 ด้วยวิธีสถิติครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทย จำนวน 3 แบบจำลอง ได้แก่ GFDL-ESM2M MPI-ESM-LR และ HadGEM2-ES ภาพการณ์จำลองที่ดำเนินการย่อยส่วน ได้แก่ RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 (จิรสรณ์ สันติสิริสมบุรณ์ และคณะ, 2559) เป็นต้น

กิจกรรมการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกในประเทศไทยที่อยู่ระหว่างการดำเนินการในปัจจุบัน คือ การย่อยส่วนแบบจำลองจาก CMIP5 จำนวน 2 แบบจำลอง ได้แก่ MPI-ESM-MR และ EC-Earth ปีฐาน ค.ศ. 1970 – 2005 (พ.ศ. 2513 - 2548) ภาพการณ์จำลอง RCP4.5 และ RCP8.5 ปีนาคค ค .ศ. 2005 – 2100 (พ.ศ. 2549 – 2643) ดำเนินการย่อยส่วนด้วยวิธีพลวัตโดยใช้แบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค RegCM4 ครอบคลุมพื้นที่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งเป็นโดเมนของ Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX) ที่กำหนดขึ้นใหม่ มีพิกัด 27.26 °N 89.26 °E – 14.81 °S 146.96 °E ดังรูปที่ 4.4 ผลการย่อยส่วนมีขนาดกริดหรือหน่วยแยกต่าง 25 กิโลเมตร (จิรสรณ์ สันติสิริสมบุรณ์ และคณะ, 2558)

การย่อยส่วนที่อยู่ระหว่างการดำเนินการในปัจจุบันดังกล่าวข้างต้นนั้น ดำเนินการภายใต้กรอบความร่วมมือระหว่าง 5 ประเทศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งได้แก่ มาเลเซีย เวียดนาม ฟิลิปปินส์ อินโดนีเซียและประเทศไทย ภายใต้โครงการ The Southeast Asia Regional Climate Downscaling (SEACLID)/ CORDEX Southeast Asia Project โดยมีวัตถุประสงค์เพื่อย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก 8 แบบจำลอง ๆ ละสองภาพการณ์จำลอง ได้แก่ ภาพการณ์จำลอง RCP4.5 และ RCP8.5 ในโดเมนเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (CORDEX-South East Asia; CORDEX-SEA) ผ่านการทำงานในลักษณะการแบ่งส่วนงานกันระหว่างประเทศในสมาชิก (<http://www.ukm.edu.my/seaclid-cordex>)



รูปที่ 4.4 โดเมนเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ที่ใช้ในการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกในประเทศไทยในปัจจุบัน
และภายใต้โครงการ SEACLID/CORDEX Southeast Asia Project (ที่มา: www.cordex.org)

4.3 การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทยในอนาคต

การคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทยในอนาคต โดยการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกจาก CMIP5 ด้วยข่ายงานระบบประสาทเทียม (Artificial Neural Network; ANN) ซึ่งเป็นวิธีหนึ่งของการย่อส่วนด้วยสถิติ โดยกำหนดให้ข้อมูลจากแบบจำลองภูมิอากาศโลกเป็นตัวทำนาย และข้อมูลจากการตรวจวัด ณ สถานีตรวจอากาศทั่วประเทศไทย เป็นตัวถูกทำนาย แบบจำลองภูมิอากาศโลก ที่ดำเนินการย่อส่วน ได้แก่ GFDL-ESM2M MPI-ESM-LR และ HadGEM2-ES แต่ละแบบจำลอง ประกอบด้วยภาพการณ์จำลอง 3 รูปแบบ ได้แก่ RCP4.5 RCP6.0 และ RCP8.5 ยกเว้น MPI-ESM-MR ซึ่งไม่พบข้อมูลกรณี RCP6.0 (จิรสรณ์ สันติสิริสมบุรณ์ และคณะ, 2559) การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในภาพรวมของประเทศในอนาคตถึงสิ้นศตวรรษ ในรูปแบบค่าเฉลี่ยทั่วประเทศรายสิบปีของค่ารายวัน ดังแสดงในตารางที่ 4.1 – 4.3

ผลการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย สรุปได้ดังนี้

- อุณหภูมิเฉลี่ยรายวัน อุณหภูมิสูงสุดและอุณหภูมิต่ำสุด โดยเฉลี่ยทั่วประเทศ มีแนวโน้มสูงขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทุกแบบจำลองและภาพการณ์จำลอง บนหลักฐานที่สอดคล้องกันนี้ ระดับความมั่นใจต่อการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวในอนาคต ถูกประเมินว่าอยู่ในระดับปานกลาง
- การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันในทศวรรษสุดท้ายของศตวรรษที่ 21 จากภาพการณ์จำลอง RCP8.5 ของแบบจำลอง GFDL-ESM2M MPI-ESM-LR และ HadGEM2-ES เมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยจากการตรวจวัดในช่วงปี ค.ศ. 1951 – 2011 (พ.ศ. 2494 – 2554) มีค่าสูงขึ้นประมาณ 1.43 °C 3.68 °C และ 4.77 °C ตามลำดับ
- ในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันจากแบบจำลอง GFDL-ESM2M MPI-ESM-LR และ HadGEM2-ES ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 มีค่าสูงกว่าค่าเฉลี่ยจากการตรวจวัดในช่วงปี ค.ศ. 1951 – 2011 ประมาณ 1.67 °C 3.98 °C และ 4.82 °C ตามลำดับ (รูปที่ 4.5 – รูปที่ 4.7)
- ภาพการณ์จำลอง RCP 8.5 มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยรายวัน อุณหภูมิสูงสุด และอุณหภูมิต่ำสุด สูงกว่า RCP4.5 และ RCP6.0 จากสมมติฐานความเข้มข้นก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศที่สูงกว่าภาพจำลองอื่น
- ปริมาณน้ำฝน มีแนวโน้มสูงขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทุกแบบจำลองและภาพการณ์จำลอง บนหลักฐานที่สอดคล้องกันนี้ ระดับความมั่นใจต่อการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวในอนาคต ถูกประเมินว่าอยู่ในระดับปานกลาง
- ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปีของประเทศไทยเมื่อสิ้นศตวรรษที่ 21 จากทุกแบบจำลองและภาพการณ์จำลอง มีค่าสูงเกินค่าเฉลี่ยระยะยาวในช่วงปี ค.ศ. 1951 – 2011 (พ.ศ. 2494 – 2554) กว่า 200 มิลลิเมตร
- ในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยทั่วพื้นที่ของประเทศไทยจากแบบจำลอง GFDL-ESM2M MPI-ESM-LR และ HadGEM2-ES มีค่าประมาณ 1,837 2,107 และ 2,061 มิลลิเมตร ตามลำดับ
- ในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ปริมาณน้ำฝนภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 ของทั้งสามแบบจำลอง มีค่าเพิ่มขึ้นจากค่าเฉลี่ยระยะยาว ประมาณ 233 502 และ 456 มิลลิเมตร โดยปริมาณน้ำฝนที่เพิ่มขึ้นดังกล่าว สอดคล้องกับรายงาน AR5 ของ IPCC ที่รายงานว่าปริมาณหยาดน้ำฟ้าจะเพิ่มขึ้นตามค่าอุณหภูมิเฉลี่ยของผิวโลกที่เพิ่มขึ้น

- ในปี ค.ศ.2100 (พ.ศ. 2643) ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิสูงสุดรายวันจากแบบจำลอง ESM2M MPI-ESM-LR และ HadGEM2-ES ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 มีค่าเปลี่ยนแปลงจากค่าเฉลี่ยระยะยาวในช่วงปี ค.ศ.1951 – 2011 (พ.ศ. 2494 – 2554) ประมาณ -0.80 °C 2.12 °C และ 2.30 °C ตามลำดับ
- ความดันบรรยากาศ ความชื้นสัมพัทธ์ รังสีอาทิตย์และความเร็วลม มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงต่ำอย่างไม่เป็นสำคัญทุกแบบจำลองและภาพการณ์จำลอง
- ความชื้นสัมพัทธ์มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงต่ำในทุกแบบจำลอง แต่ค่าอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันที่มีค่าสูงขึ้นนั้น อาจส่งผลให้ความชื้นสัมบูรณ์ในบรรยากาศมีค่าเพิ่มขึ้น
- ผลการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกทั้งสามแบบจำลองและทุกภาพการณ์จำลอง พบว่าพื้นที่ทั่วประเทศในอนาคตจะมีแนวโน้มจำนวนวันที่อากาศร้อนหรือวันที่มีอุณหภูมิระหว่าง 35 – 40 °C เพิ่มขึ้น
- ในปี ค.ศ.2100 (พ.ศ. 2643) แบบจำลอง HadGEM2-ES ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 มีสัดส่วนพื้นที่กว่า 30% ที่มีจำนวนวันที่อากาศร้อน
- ผลการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกทั้งสามแบบจำลองและทุกภาพการณ์จำลอง พบว่าพื้นที่ทั่วประเทศในอนาคต จะมีแนวโน้มจำนวนวันที่อากาศหนาวหรือวันที่มีอุณหภูมิระหว่าง 8.0 – 15.9 °C ลดลง
- ในปี ค.ศ.2100 (พ.ศ. 2643) แบบจำลอง GFDL-ESM2M ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 มีสัดส่วนพื้นที่ต่ำกว่า 1% ที่มีจำนวนวันที่อากาศหนาว
- ผลการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกทั้งสามแบบจำลองและทุกภาพการณ์จำลอง พบว่าพื้นที่ทั่วประเทศในอนาคต จะแนวโน้มมีจำนวนวันที่อากาศเย็นหรือวันที่มีอุณหภูมิระหว่าง 16.0 – 22.9 °C ลดลง
- ในช่วงทศวรรษสุดท้ายของศตวรรษที่ 21 แบบจำลอง HadGEM2-ES ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 ให้ผลการคาดประมาณสัดส่วนพื้นที่ซึ่งมีจำนวนวันที่อากาศเย็นต่ำกว่า 3%
- ผลการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกทั้งสามแบบจำลองและทุกภาพการณ์จำลอง พบว่าพื้นที่ทั่วประเทศในอนาคต จะมีแนวโน้มจำนวนวันที่ไม่มีปริมาณน้ำฝน หรือฝนวัดจำนวนไม่ได้ หรือมีปริมาณน้ำฝนต่ำกว่า 0.1 มิลลิเมตร เพิ่มขึ้นเล็กน้อย ยกเว้นแบบจำลอง GFDL-ESM2M ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP4.5 และแบบจำลอง HadGEM2-ES ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP6.0 ซึ่งมีแนวโน้มลดลงเล็กน้อย
- สัดส่วนพื้นที่และจำนวนวันที่ไม่มีปริมาณน้ำฝนของทุกแบบจำลองและภาพการณ์จำลองที่พิจารณา มีการกระจายข้อมูลรอบเส้นแนวโน้มค่อนข้างสูง แม้ว่าในภาพรวมจะมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นก็ตาม
- ผลการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกทั้งสามแบบจำลองและทุกภาพการณ์จำลอง พบว่าพื้นที่ทั่วประเทศในอนาคต จะมีแนวโน้มจำนวนวันที่มีปริมาณน้ำฝนเล็กน้อยหรือฝนเล็กน้อย หรือวันที่มีปริมาณน้ำฝนระหว่าง 0.1 – 10 มิลลิเมตร ลดลง ยกเว้นแบบจำลอง GFDL-ESM2M ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP6.0 ซึ่งมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นเล็กน้อย
- แบบจำลอง MPI-ESM-LR ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 มีแนวโน้มจำนวนวันที่มีปริมาณน้ำฝนเล็กน้อย ลดลงมากกว่าแบบจำลองและภาพการณ์จำลองอื่น ในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) มีสัดส่วนพื้นที่ต่ำกว่า 51% ซึ่งต่ำกว่าแบบจำลองและภาพการณ์จำลองอื่น

- ความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศที่เพิ่มขึ้น จะส่งผลให้พื้นที่ทั่วประเทศในอนาคตมีจำนวนวันที่มีปริมาณน้ำฝนปานกลาง หรือ วันที่มีปริมาณน้ำฝนระหว่าง 10.1 – 35.0 มิลลิเมตร มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น ในขณะที่เดียวกัน มีจำนวนวันที่มีปริมาณน้ำฝนเล็กน้อยมีแนวโน้มลดลง
- ในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) แบบจำลอง MPI-ESM-LR ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 มีสัดส่วนพื้นที่สูงกว่า 25% ที่มีจำนวนวันที่มีปริมาณน้ำฝนปานกลาง ซึ่งสูงกว่าแบบจำลองอื่น

ตารางที่ 4.1 การคาดประมาณภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในช่วงเฉลี่ยรายสิบปีของค่ารายวันจากการ
 ย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก GFDL-ESM2M

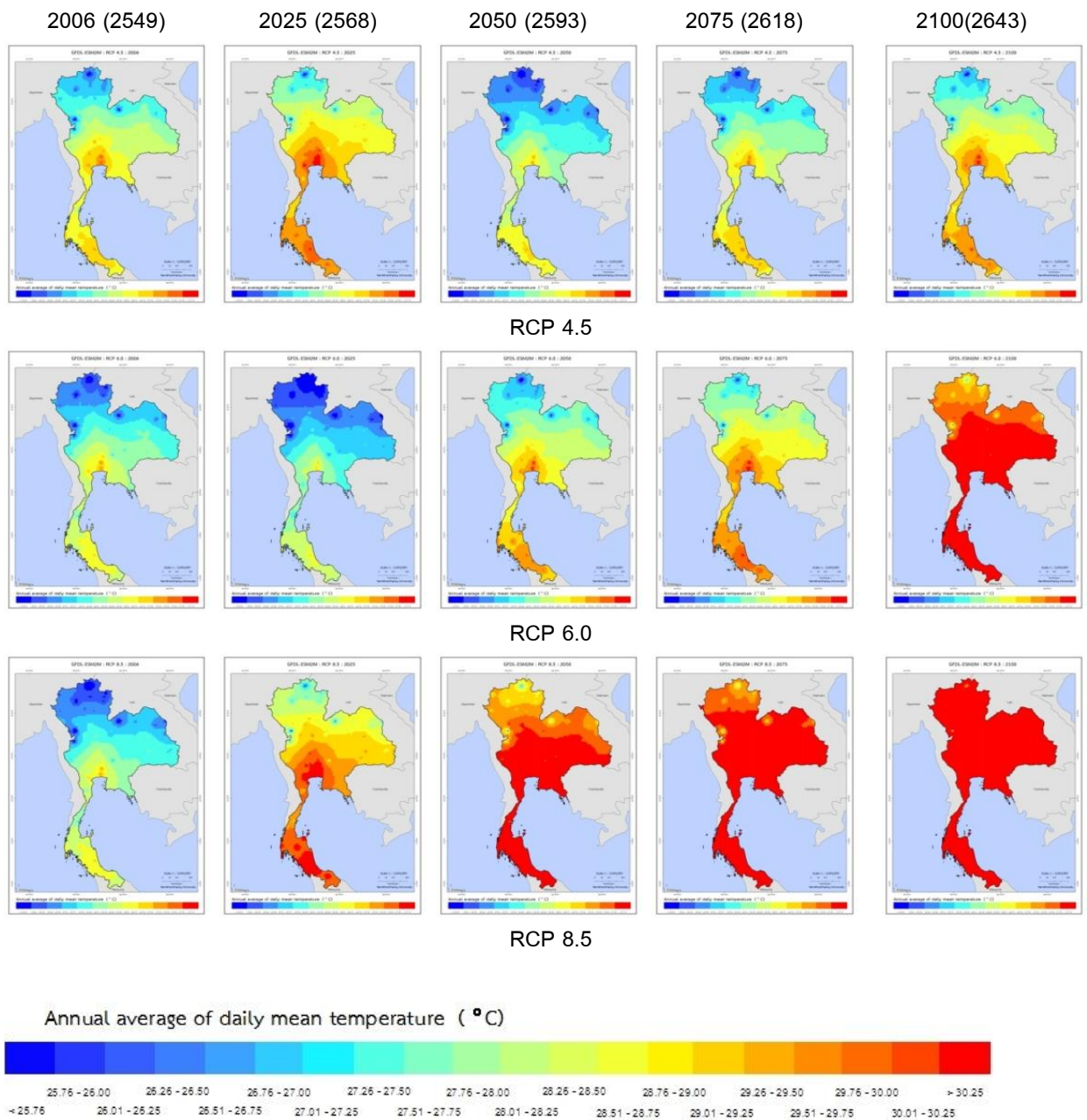
ช่วงปี	อุณหภูมิ สูงสุด	อุณหภูมิ เฉลี่ย	อุณหภูมิ ต่ำสุด	ความดัน บรรยากาศ	ปริมาณ หยาดน้ำฟ้า	ความชื้น สัมพัทธ์	รังสี อาทิตย์	ความเร็ว ลม
	(°C)	(°C)	(°C)	(hPa)	(mm)	(%)	(MJ/m ² /d)	(m/s)
RCP4.5								
2011-2020	28.88	26.06	23.32	1,009.33	1,812.95	73.85	13.08	10.18
2021-2030	29.03	26.24	23.54	1,009.22	1,863.74	73.76	13.02	10.03
2031-2040	29.11	26.30	23.60	1,009.37	1,843.97	73.79	13.02	10.15
2041-2050	29.20	26.46	23.81	1,009.42	1,861.23	73.69	12.94	10.13
2051-2060	29.73	26.87	24.10	1,009.31	1,815.84	73.75	13.02	10.13
2061-2070	29.58	26.78	24.08	1,009.32	1,944.98	73.71	12.95	10.19
2071-2080	29.82	26.97	24.21	1,009.32	1,803.94	73.76	12.99	10.17
2081-2090	29.66	26.92	24.30	1,009.29	1,979.90	73.65	12.86	10.19
2091-2100	29.61	26.76	24.04	1,009.32	1,859.81	73.81	13.02	10.16
RCP6.0								
2011-2020	29.03	26.22	23.48	1,009.38	1,793.63	73.72	13.04	10.07
2021-2030	28.70	26.02	23.45	1,009.36	1,951.84	73.67	12.89	10.19
2031-2040	29.14	26.40	23.75	1,009.38	1,838.55	73.66	12.93	10.12
2041-2050	28.96	26.28	23.71	1,009.40	1,900.84	73.58	12.87	10.18
2051-2060	29.24	26.49	23.82	1,009.36	1,867.87	73.61	12.93	10.21
2061-2070	29.50	26.78	24.13	1,009.32	1,834.58	73.77	12.86	10.20
2071-2080	29.85	27.12	24.48	1,009.30	1,944.63	73.65	12.81	10.20
2081-2090	29.80	27.09	24.48	1,009.32	1,885.65	73.63	12.80	10.21
2091-2100	29.86	27.17	24.56	1,009.27	1,925.51	73.65	12.78	10.20
RCP8.5								
2011-2020	28.88	26.10	23.41	1,009.41	1,875.43	73.74	13.01	10.14
2021-2030	29.11	26.37	23.71	1,009.39	1,875.12	73.67	12.93	10.15
2031-2040	29.15	26.48	23.92	1,009.37	1,946.48	73.54	12.83	10.16
2041-2050	29.71	26.93	24.23	1,009.28	1,839.15	73.78	12.91	10.11
2051-2060	29.74	27.04	24.42	1,009.30	1,874.92	73.58	12.80	10.24
2061-2070	30.38	27.64	24.97	1,009.36	1,849.20	73.59	12.77	10.25
2071-2080	30.34	27.61	24.98	1,009.29	1,894.74	73.59	12.77	10.20
2081-2090	30.70	28.01	25.41	1,009.24	1,947.81	73.62	12.67	10.31
2091-2100	31.34	28.59	25.91	1,009.27	1,896.31	73.69	12.68	10.30

ตารางที่ 4.2 การคาดประมาณภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในช่วงเฉลี่ยรายสิบปีของค่ารายวันจากการ
 ย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก MPI-ESM-LR

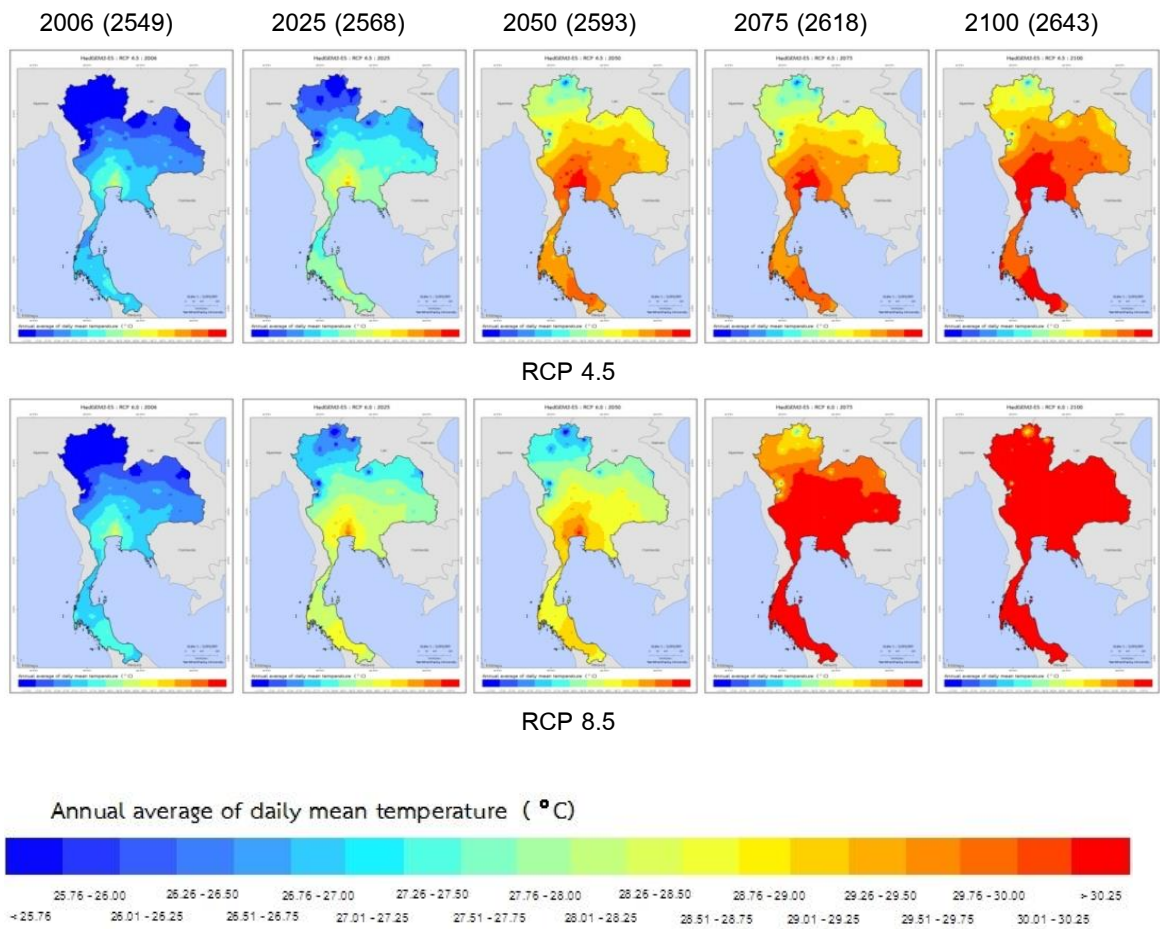
ช่วงปี	อุณหภูมิ สูงสุด	อุณหภูมิ เฉลี่ย	อุณหภูมิ ต่ำสุด	ความดัน บรรยากาศ	ปริมาณ หยาดน้ำฟ้า	ความชื้น สัมพัทธ์	รังสี อาทิตย์	ความเร็ว ลม
	(°C)	(°C)	(°C)	(hPa)	(mm)	(%)	(MJ/m ² /d)	(m/s)
RCP4.5								
2011-2020	30.77	27.28	24.65	1,009.77	1,947.57	73.94	13.76	10.43
2021-2030	30.77	27.34	24.78	1,009.66	2,028.12	73.99	13.69	10.39
2031-2040	31.14	27.73	25.18	1,009.65	2,024.52	73.90	13.62	10.49
2041-2050	31.29	27.84	25.25	1,009.68	1,955.74	74.02	13.65	10.39
2051-2060	31.77	28.26	25.65	1,009.58	1,980.66	73.90	13.64	10.40
2061-2070	31.80	28.31	25.68	1,009.73	1,931.30	73.89	13.61	10.43
2071-2080	31.50	28.12	25.61	1,009.57	2,144.89	74.11	13.52	10.46
2081-2090	31.78	28.33	25.76	1,009.64	2,051.58	73.96	13.57	10.46
2091-2100	31.60	28.21	25.69	1,009.65	2,070.64	74.01	13.53	10.50
RCP6.0								
2011-2020								
2021-2030								
2031-2040								
2041-2050								
2051-2060								
2061-2070								
2071-2080								
2081-2090								
2091-2100								
RCP8.5								
2011-2020	31.02	27.52	24.91	1,009.58	2,019.93	73.93	13.71	10.33
2021-2030	30.99	27.55	24.99	1,009.66	2,017.13	74.01	13.64	10.39
2031-2040	31.09	27.70	25.19	1,009.68	2,053.74	74.05	13.58	10.42
2041-2050	31.45	28.05	25.51	1,009.65	2,027.48	74.00	13.54	10.49
2051-2060	32.08	28.71	26.19	1,009.63	2,105.34	73.88	13.40	10.57
2061-2070	32.53	29.12	26.57	1,009.52	2,082.11	73.63	13.40	10.56
2071-2080	33.02	29.64	27.12	1,009.63	1,685.01	73.73	13.29	10.47
2081-2090	33.61	30.24	27.70	1,009.65	2,100.45	73.72	13.22	10.59
2091-2100	34.23	30.84	28.30	1,009.63	2,101.93	73.63	13.16	10.65

ตารางที่ 4.3 การคาดประมาณภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในช่วงเฉลี่ยรายสิบปีของค่ารายวันจากการ
ย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก HadGEM2-ES

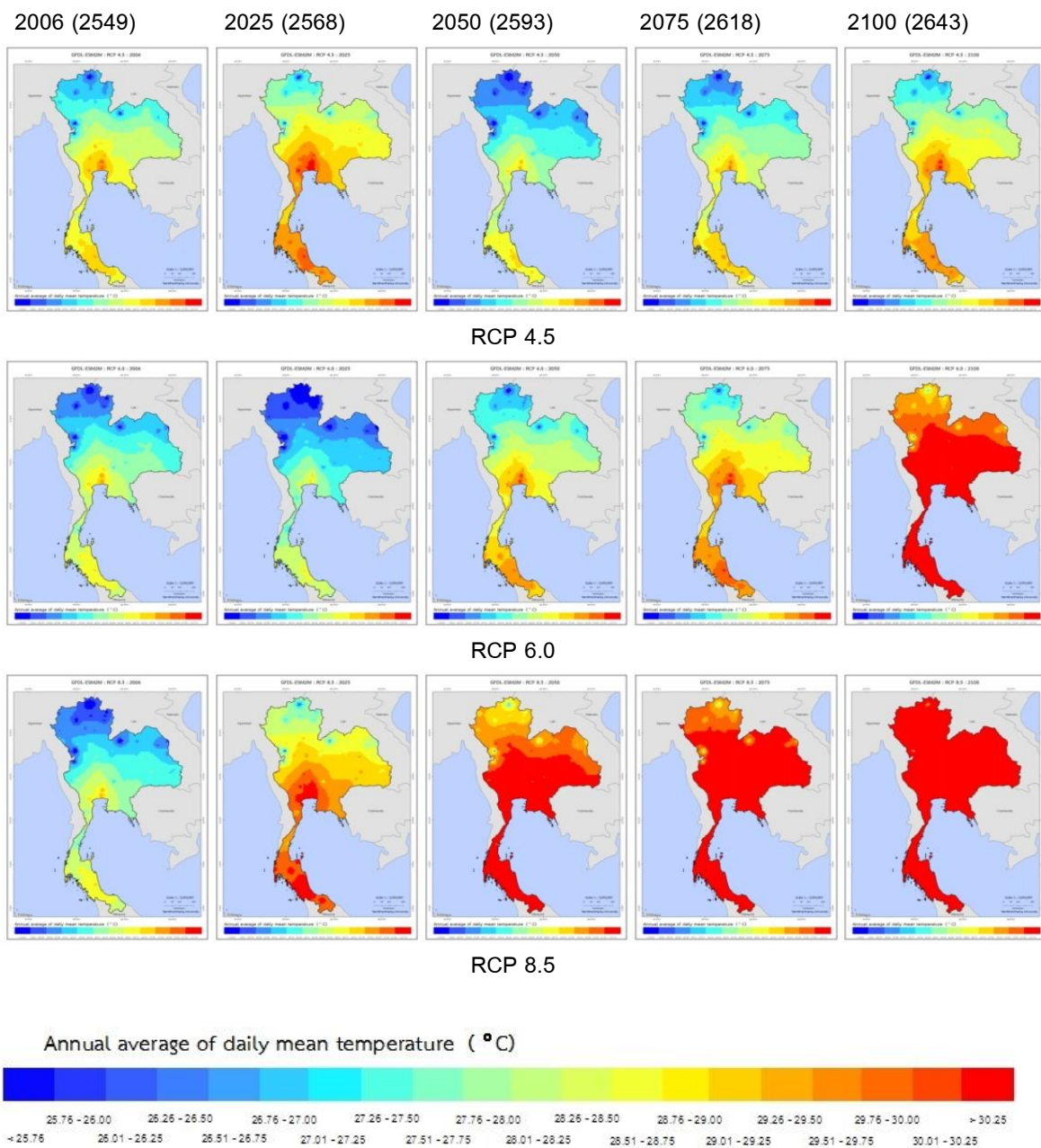
ช่วงปี	อุณหภูมิ สูงสุด	อุณหภูมิ เฉลี่ย	อุณหภูมิ ต่ำสุด	ความดัน บรรยากาศ	ปริมาณ หยาดน้ำฟ้า	ความชื้น สัมพัทธ์	รังสี อาทิตย์	ความเร็ว ลม
	(°C)	(°C)	(°C)	(hPa)	(mm)	(%)	(MJ/m ² /d)	(m/s)
RCP4.5								
2011-2020	30.65	27.72	24.95	1,009.15	2,007.63	73.41	12.94	10.10
2021-2030	30.74	27.90	25.19	1,009.10	2,046.83	73.45	12.83	10.11
2031-2040	31.13	28.28	25.57	1,009.08	2,083.29	73.36	12.80	10.12
2041-2050	31.49	28.65	25.96	1,009.05	2,087.08	73.43	12.73	10.12
2051-2060	31.67	28.90	26.30	1,009.05	2,179.94	73.47	12.61	10.18
2061-2070	31.94	29.15	26.49	1,009.18	2,125.27	73.40	12.63	10.19
2071-2080	32.01	29.21	26.53	1,009.11	2,140.73	73.38	12.63	10.18
2081-2090	32.22	29.43	26.77	1,009.06	2,101.42	73.40	12.60	10.18
2091-2100	32.37	29.57	26.90	1,008.98	2,161.39	73.29	12.60	10.16
RCP6.0								
2011-2020	30.43	27.59	24.88	1,009.30	2,027.43	73.33	12.87	10.11
2021-2030	30.64	27.81	25.11	1,009.08	2,119.45	73.46	12.83	10.10
2031-2040	30.82	28.02	25.36	1,009.21	2,133.81	73.40	12.77	10.10
2041-2050	31.03	28.19	25.49	1,009.17	2,084.83	73.46	12.78	10.14
2051-2060	31.82	28.92	26.18	1,009.12	1,954.11	73.34	12.78	10.10
2061-2070	32.07	29.22	26.53	1,009.20	1,987.98	73.37	12.68	10.14
2071-2080	32.31	29.50	26.83	1,009.06	2,065.55	73.32	12.62	10.10
2081-2090	32.67	29.85	27.21	1,009.12	2,114.16	73.24	12.58	10.22
2091-2100	33.15	30.31	27.62	1,009.20	2,097.10	73.20	12.56	10.19
RCP8.5								
2011-2020	30.60	27.71	24.95	1,009.19	2,005.60	73.35	12.91	10.09
2021-2030	30.93	28.04	25.31	1,009.18	2,007.07	73.42	12.87	10.15
2031-2040	31.37	28.51	25.79	1,009.12	2,070.21	73.29	12.78	10.16
2041-2050	31.98	29.11	26.42	1,009.03	2,101.30	73.34	12.71	10.16
2051-2060	32.68	29.80	27.08	1,009.06	2,042.67	73.34	12.65	10.14
2061-2070	32.87	30.08	27.44	1,009.07	2,135.94	73.24	12.52	10.24
2071-2080	33.62	30.81	28.17	1,008.92	2,164.01	73.17	12.47	10.25
2081-2090	34.14	31.36	28.75	1,008.86	2,158.19	73.14	12.39	10.31
2091-2100	34.74	31.93	29.32	1,008.96	2,119.61	73.05	12.36	10.38



รูปที่ 4.5 ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันของประเทศไทยในอนาคต จากการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก GCM-GFDL-ESM2M



รูปที่ 4.6 ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันของประเทศไทยในอนาคต จากการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก GCM-MPI-ESM-LR



รูปที่ 4.7 ค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันของประเทศไทยในอนาคต จากการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก GCM-HadGEM2-ES

เอกสารอ้างอิง

- กัณห์ชัย บุญประกอบกัมพล พรหมจิระ ,วีรวิทย์ วงษ์เส ,จารุทัศน์ สันติสิริสมบุญ ,จิรสรณ์ สันติสิริสมบุญ ,
พัชฌณ ,ประวัติแก้วแพรกมณชัย ชอบธรรม ,ยอด สุขะมงคล ,สิริวรินทร์ เพชรรัตน์ , , นิพัทธ์ สัมกลีป
ปวันรัตน์ อักษรสิงห์ชัยขวัญฤทัย ศรีแสงฉาย และทรงศักดิ์ ช่วยบำรุง , 2553. การสร้างภาพจำลอง
ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทยโดยการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก. รายงานฉบับ
สมบุญณ์ เสนอต่อสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- จิรสรณ์ สันติสิริสมบุญ , กัณห์ชัย บุญประกอบ , จารุทัศน์ สันติสิริสมบุญ , วรวิทย์ วงษ์เส , ปัทมา สิงห์รักษ์,
กัมพล พรหมจิระประวัติ, ยอด สุขะมงคล, ประหยัด เลวัน, มนชัย ชอบธรรม, ทรงศักดิ์ ช่วยบำรุง,
ขวัญฤทัย ศรีแสงฉาย และอนุสรณ์ สาดยวงศ์ 2558. การพัฒนาศักยภาพการวิจัยด้านแบบจำลอง
ภูมิอากาศท้องถิ่นและการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย. รายงานความก้าวหน้า เสนอต่อ
สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- จิรสรณ์ สันติสิริสมบุญ , สมเกียรติ อภิพัฒน์วิศว์, ชัยนุชา บุตตบุญ, จารุทัศน์ สันติสิริสมบุญ , วรวิทย์ วงษ์เส,
ยอด สุขะมงคล, เบญจมาศ รสโสภา, ขวัญฤทัย ศรีแสงฉาย, ประหยัด เลวัน, มนชัย ชอบธรรม และ
ทรงศักดิ์ ช่วยบำรุง 2559. การลดขนาดแบบจำลองภูมิอากาศโลกเพื่อการศึกษาผลกระทบการ
เปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อการผลิตข้าวของประเทศไทย. รายงานฉบับสมบุญณ์ เสนอต่อสำนักงาน
กองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- เจียมใจ เครือสุวรรณ, ชาคิต โชติอมรศักดิ์, อวรรณ วิรัชเวชวันต์, ภาคภูมิ รัตนจิรากุล, ธีรชัย อำนวล
เจริญ และปิยะ ผ่านศึก 2553. การจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศสำหรับประเทศไทยด้วย
แบบจำลองภูมิอากาศท้องถิ่น MM5. รายงานฉบับสมบุญณ์ เสนอต่อสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- ศุภกร ชินวรรณ, วิริยะ เหลืองอร่าม, เฉลิมรัฐ แสงมณี และจุฑาทิพย์ ธนกิจดีเมธาวุฒิ 2552. การจำลองสภาพ
ภูมิอากาศอนาคตสำหรับประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียง. รายงานฉบับสมบุญณ์ เสนอต่อสำนักงาน
กองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2552.
- สิรินทรเทพ เต่าประยูรเมกา ,เกษมสันต์ มโนชัยพิบูลย์ , ออกทาเวียอาณี และกฤตณัย ต่อศรี 2553. การศึกษา
และพัฒนาแบบจำลองสภาพภูมิอากาศระดับภูมิภาค RegCM 3 สำหรับประเทศไทย. รายงานฉบับ
สมบุญณ์ เสนอต่อสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- Chinvanno S., and A. Snidvongs A. 2005. The study of future climate changes impact on water
resources and rain-fed agriculture production. Proceeding of the APN CAPaBLE CB-01
Synthesis Worksnop, Vientien, Lao PDR, 29 – 30 July 2004. SEA START RC. Technical
Report No. 13: 113 pp.
- Cubasch U., D. Wuebbles, D. Chen, M.C. Facchini, D. Frame, N. Mahowald, and J.-G. Winther. 2013:
Introduction. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working
Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change
[Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V.
Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and
New York, NY, USA.
- Covey C., K.M. AchutaRao., U. Cubasch., P. Jones., S.J. Lambert., M.E., Mann, T.J. Phillips, and K. E.
Taylor. 2003. An Overview of results from the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP).
Global and Planetary Change, 37, 103- 133.

- Flato G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason and M. Rummukainen. 2013: Evaluation of Climate Models. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Yan G., D. Wen-Jie, R. Fu-Min, Z. Zong-Ci, and H. Jian-Bin. 2013. Surface air temperature simulations over China with CMIP5 and CMIP3. *Advances in Climate Change Research*, 4(3), 145-152.
- Hansen J., M. Sato, A. Lacis, and R. Ruedy. 1997: The missing climate forcing. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*, 352, 231-240. <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/> <http://www.ukm.edu.my/seaclid-cordex>
- Meehl G. A. 1995: Global coupled general circulation models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 951–957.
- Meehl G. A., G. J. Boer, C. Covey, M. Latif, and R.J. Stouffer. 1997: Intercomparison makes for a better climate model. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 78, 445–446, 451.
- Sarathi P. P., S. Ghosh, and P. Kumar. 2015. Possible future projection of Indian Summer Monsoon Rainfall (ISMR) with the evaluation of model performance in Coupled Model Inter-comparison Project Phase 5 (CMIP5). *Global and Planetary Change*, 129, 92-106.
- Yao Y., L. Yong, and H. Jian-Bin. 2012. Evaluation and projection of temperature extremes over China based on CMIP5 model. *Advances in Climate Change Research*, 3(4), 179-185.
- Zong-Ci, Z., L. Yong, and H. Jian-Bin. 2013. A review on evaluation methods of climate modeling. *Advances in Climate Change Research*, 4 (3), 137-144.

บทที่ 5

ความแปรปรวนของภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และการเปลี่ยนแปลงในอนาคต (Climate Variations in Southeast Asia and their Future Changes)

ดร.สมเกียรติ อภีพัฒนวิศว์

สำนักวิจัยและพัฒนา
กรมชลประทาน

ข้อสรุปสาระสำคัญ

เนื้อหาในบทนี้ เป็นการนำเสนอผลการประเมินภาพการณืจำลองสภาพภูมิอากาศในอนาคตของภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ที่จะเปลี่ยนแปลงไป โดยเน้นการเปลี่ยนแปลงของปรากฏการณ์หลัก ๆ ของบรรยากาศและตัวแปรที่เกี่ยวข้อง ภายใต้เงื่อนไขการเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องของอุณหภูมิโลก ทั้งนี้ การประเมินนี้ใช้ผลการศึกษาซึ่งได้จากการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศด้วยแบบจำลองภูมิอากาศโลกของโครงการเปรียบเทียบระหว่างแบบจำลองร่วม (Couple Model Intercomparison Project; CMIP) ระยะที่ 3 (CMIP3) และระยะที่ 5 (CMIP5) รวมทั้งนำเนื้อหาในรายงานประเมินฉบับที่ 5 (Fifth Assessment Report; AR5) ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC) มาพิจารณาประกอบ

สภาพภูมิอากาศในแต่ละภูมิภาคของโลก เป็นผลลัพธ์ที่เกิดจากผลรวมของปรากฏการณ์ต่าง ๆ ในบรรยากาศที่มีกลไกที่สลับซับซ้อน สภาพภูมิอากาศในแต่ละภูมิภาคแตกต่างกันไป เนื่องจากแต่ละภูมิภาคมีสภาพภูมิประเทศที่แตกต่างกันและการตอบสนองต่ออิทธิพลของสภาพภูมิอากาศโลกที่แตกต่างกันไปในแต่ละภูมิภาค โดยที่แบบจำลองภูมิอากาศโลกได้รับการพัฒนามาอย่างต่อเนื่อง จึงช่วยให้นักวิทยาศาสตร์สามารถจำลองพฤติกรรมทางธรรมชาติของสภาพอากาศต่าง ๆ ในบริเวณกว้างได้ดีขึ้น และช่วยให้สามารถเข้าใจปรากฏการณ์ที่สลับซับซ้อนได้ดีขึ้น ส่งผลให้การฉายภาพการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในระดับภูมิภาคมีความน่าเชื่อถือมากขึ้นเช่นกัน ทั้งนี้ นักวิทยาศาสตร์ถือว่า ปรากฏการณ์ด้านบรรยากาศใดจะมีความเกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศก็ต่อเมื่อปรากฏการณ์นั้นมีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในภูมิภาคนั้น เมื่อพิจารณาภายใต้ Representative Concentration Pathway 4.5 (RCP4.5) หรือที่สูงกว่านักวิทยาศาสตร์ยิ่งเชื่อมั่นว่า ปรากฏการณ์ที่เกี่ยวข้องเหล่านั้นก็จะเปลี่ยนแปลงไปตามการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศด้วย

ด้วยแบบจำลองภูมิอากาศโลกที่พัฒนาขึ้นโดยสถาบันวิจัยต่าง ๆ ช่วยให้นักวิทยาศาสตร์สามารถจำลองรูปแบบของปรากฏการณ์ต่าง ๆ ของบรรยากาศในระบบมรสุมของโลกได้ดีขึ้น และเมื่อพิจารณาผลที่ได้จากแบบจำลองเหล่านี้พบว่า แบบจำลองภูมิอากาศโลกส่วนใหญ่ให้ผลที่สอดคล้องกันว่า ระบบมรสุมของโลกในภาพรวม จะมีกำลังแรงขึ้นในศตวรรษที่ 21 ด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66-100% โดยเพิ่มขึ้นทั้งเชิงพื้นที่และความเข้ม ในขณะที่ การหมุนเวียนของมรสุมจะอ่อนตัวลง ในแต่ละปี มรสุมมีแนวโน้มที่จะเกิดเร็วขึ้นหรือไม่เปลี่ยนแปลงมากนัก แต่วันสิ้นสุดฤดูมรสุมจะล่าช้าออกไปกว่าเดิม ส่งผลให้ฤดูมรสุมมีระยะเวลายาวนานขึ้น ในขณะที่ มรสุมจะก่อให้เกิดฝนตกหนักในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 90-100% และแบบจำลองภูมิอากาศโลกจำนวนหนึ่งให้ผลสอดคล้องกันว่า ปริมาณฝนจากมรสุม จะมีความผันผวนมากขึ้นในอนาคต

ผลการจำลองมรสุมในระดับภูมิภาคที่ได้จากแบบจำลองภูมิภาค มีความน่าเชื่อถือน้อยกว่าผลจากการจำลองมรสุมด้วยแบบจำลองภูมิอากาศโลก ซึ่งความน่าเชื่อถือนั้น จะผันแปรไปตามระบบมรสุมในแต่ละภูมิภาค ผลการจำลองพบว่า ฝนจากมรสุมอินเดียฤดูร้อนและเอเชียตะวันออกจะเพิ่มขึ้นโดยมีความมั่นใจในระดับปานกลาง การหมุนเวียนของมรสุมอินเดียฤดูร้อนจะอ่อนกำลังลง แต่จะมีการเพิ่มขึ้นของความชื้น ส่งผลให้มีฝนตกมากขึ้น เมื่อเทียบกับระบบมรสุมทั้งหมดแล้ว พบว่า ในช่วงศตวรรษที่ 21 ระบบมรสุมอินเดียฤดูร้อนจะมีการเพิ่มขึ้นของปริมาณฝนและความรุนแรงของฝนในเขตร้อนขึ้นมากกว่ามรสุมอื่นๆ

แบบจำลองภูมิอากาศของสถาบันวิจัยต่าง ๆ มีความสามารถของในการจำลองรูปแบบการเกิด Indian Ocean Dipole (IOD) และสร้างภาพการณืจำลองในอนาคตที่ให้ผลสอดคล้องกัน ซึ่งพบว่า ในอนาคตจะเกิดรูปแบบการเปลี่ยนแปลงในแนวตะวันออก-ตะวันตกในมหาสมุทรอินเดียด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66-100% โดยพื้นที่ด้านตะวันตก จะมีอุณหภูมิสูงขึ้นและมีฝนเพิ่มขึ้น ในทางตรงข้ามพื้นที่ด้านตะวันออก จะมีอุณหภูมิต่ำลงและมีฝนตกน้อยลง ซึ่งส่งผลให้พื้นที่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้มีฝนตกน้อยลง นอกจากนี้ ผลการศึกษา

ล่าสุดยังยืนยันว่า ปริมาณฝนในเขตร้อนชื้นเหนือมหาสมุทร มีการเปลี่ยนแปลงที่สอดคล้องกับปรากฏการณ์ “ยิ่งอุ่นยิ่งชื้น” (warmer get wetter)

ในขณะที่ ผลการศึกษาจากแบบจำลองภูมิอากาศแสดงถึงความมั่นใจในระดับต่ำว่าจะมีการเปลี่ยนแปลงของ Madden-Julian Oscillation (MJO) โดยสาเหตุหลักมาจากการที่แบบจำลองภูมิอากาศมีความสามารถจำกัดในการจำลอง MJO และความอ่อนไหวของ MJO ต่ออุณหภูมิของน้ำในมหาสมุทร ส่งผลให้มีความไม่แน่นอนสูงในการจำลองสภาพบรรยากาศรุนแรงที่เกี่ยวข้องกับ MJO ในพื้นที่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้

ปัจจุบัน แบบจำลองภูมิอากาศโลกสามารถจำลอง El Nino-Southern Oscillation (ENSO) ได้ใกล้เคียงและสอดคล้องกับความจริงมากขึ้น และเมื่อใช้จำลองเหตุการณ์ ENSO ต่อไปในอนาคต ได้ผลลัพธ์ที่มีความมั่นใจในระดับสูง ซึ่งบ่งชี้ว่า ENSO จะยังคงเป็นปัจจัยหลักในอนาคตที่ก่อให้เกิดความผันผวนของสภาพอากาศในรอบปีด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 90-100% และด้วยความชื้นที่มีปริมาณมากขึ้นในอนาคต จะส่งผลให้ความผันผวนของฝนในระดับภูมิภาคจะมีความเข้มข้นขึ้นด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66-100%

5.1 บทนำ

สภาพภูมิอากาศในระดับภูมิภาค เป็นผลลัพธ์ของผลรวมจากปรากฏการณ์ต่าง ๆ ของบรรยากาศซึ่งรวมถึงผลจากการตอบสนองต่อปรากฏการณ์หลักที่มีอิทธิพลสูง เช่น ENSO และโหมดบรรยากาศหลักที่มีผลต่อความแปรปรวนของสภาพอากาศ ทั้งนี้ พลศาสตร์ของบรรยากาศในภูมิภาค เกิดจากระบบภูมิอากาศในระดับท้องถิ่นซึ่งควบคุมการเคลื่อนตัวของความร้อน ความชื้นและโมเมนตัมในระดับภูมิภาค

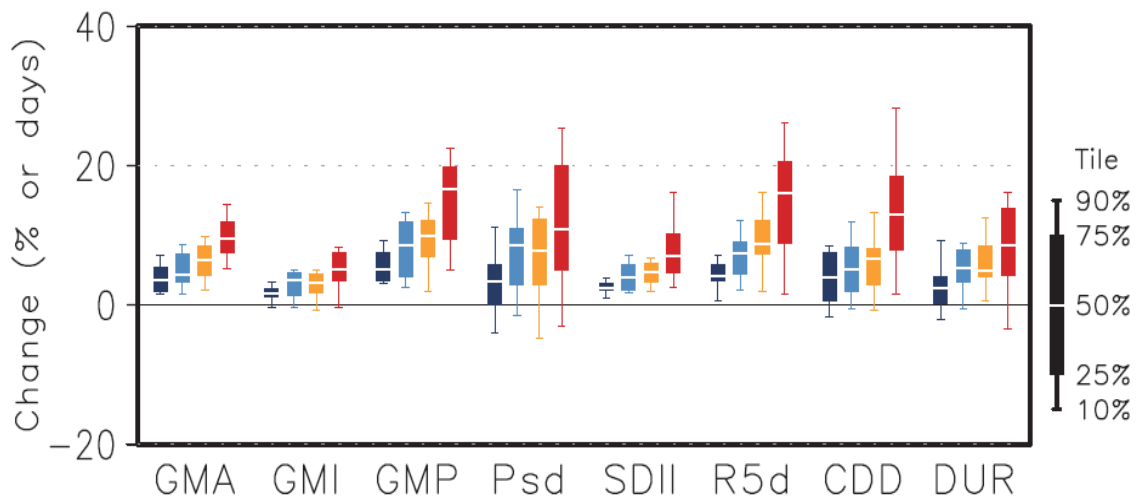
บทนี้ นำเสนอความแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ที่ทำการประมวลและสังเคราะห์ผลจากบทความวิชาการ ที่ได้ศึกษาถึงภาพการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงของลักษณะและพฤติกรรมของตัวแปรบรรยากาศที่สำคัญ โดยเฉพาะอย่างยิ่งตัวแปรที่เชื่อมโยงกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ และผูกโยงกับอุณหภูมิเฉลี่ยของโลกที่เพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่อง โดยการประมวลและสังเคราะห์ผลการเปลี่ยนแปลงในอนาคตของปรากฏการณ์ต่าง ๆ เหล่านี้ อาศัยผลการศึกษาจากภาพการณ์จำลองที่ได้จากแบบจำลองภายใต้ CMIP3 และ CMIP5 และความรู้ความเข้าใจต่อกระบวนการทางธรรมชาติของปรากฏการณ์ที่เกี่ยวข้องต่าง ๆ ที่ได้จากแบบจำลอง รวมทั้งนำเนื้อหาในรายงานประเมินฉบับที่ 5 ของ IPCC มาพิจารณาประกอบ

5.2 มรสุมโลก

มรสุม เป็นปรากฏการณ์ภูมิอากาศตามธรรมชาติที่เกิดขึ้นตามฤดูกาล และมีอิทธิพลอย่างมากต่อการเกิดฝนของแต่ละภูมิภาค โดยเฉพาะอย่างยิ่งภูมิภาคในเขตร้อนชื้น อย่างไรก็ตาม คุณลักษณะของฝนที่ตกภายใต้อิทธิพลของมรสุมเอเชีย-ออสเตรเลีย มรสุมอเมริกาและมรสุมแอฟริกา เมื่อพิจารณาโดยรวมแล้วมักหมายถึง ระบบบูรณาการมรสุมโลก ซึ่งเชื่อมโยงและปฏิสัมพันธ์อย่างใกล้ชิดกับการหมุนเวียนของบรรยากาศโลก (Trenberth et al., 2000) ฝนมรสุมที่ตกลงบนแผ่นดินของโลก มีแนวโน้มลดลงในช่วงครึ่งหลังของศตวรรษที่ผ่านมา อันเป็นผลมาจากการอ่อนกำลังลงของระบบมรสุมฤดูร้อนในซีกโลกเหนือ (Wang and Ding, 2006) แต่หากพิจารณาผลรวมของฝนมรสุมที่ตกลงทั้งบนแผ่นดินและในมหาสมุทรแล้ว พบว่า ในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1979 – 2008 (พ.ศ. 2522 – 2551) มีความแรงเพิ่มขึ้น เนื่องจากฝนมรสุมฤดูร้อนที่ตกในมหาสมุทรของซีกโลกเหนือมีปริมาณเพิ่มขึ้น (Zhou et al., 2008; Hsu et al., 2011; Wang et al., 2012) อัตราส่วนระหว่างปริมาณฝนรวมต่อพื้นที่ฝนตกซึ่งเป็นตัวชี้วัดแสดงถึงความเข้มของมรสุมโลก มีแนวโน้มลดลง เนื่องจากพื้นที่ฝนตกมีสัดส่วนที่เพิ่มขึ้นเมื่อเปรียบเทียบกับปริมาณฝนรวม (Hsu et al., 2011)

แบบจำลองของ CMIP5 ทุกภาพการณ์จำลอง RCP คาดการณ์ว่าพื้นที่มรสุมโลก (global monsoon area; GMA) ปริมาณฝนมรสุมโลกรวม (global monsoon total precipitation; GMP) และความเข้มของฝนมรสุมโลก (global monsoon precipitation intensity; GMI) จะมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในช่วงปลายศตวรรษที่ 21 (ปี ค.ศ. 2081- 2100 หรือ พ.ศ. 2642 – 2643) ด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 90 – 100% (รูปที่ 5.1) (Hsu et al., 2013; Kitoh et al., 2013) นอกจากนั้น ดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนที่แสดงถึงความแรงของฝนซึ่งได้แก่ ดัชนีความเข้มของฝนรายวัน (simple daily precipitation intensity index; SDII) ดัชนีปริมาณฝนรวมสูงสุดในรอบ 5 วัน (annual maximum 5-day precipitation total; R5d) และจำนวนวันที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่อง (consecutive dry day; CDD) จะเพิ่มขึ้นในอัตราที่สูงกว่าดัชนีที่แสดงถึงค่าเฉลี่ยของฝน สำหรับความเบี่ยงเบนมาตรฐานของความแปรปรวนระหว่างปีของฝนฤดูกาลเฉลี่ย (standard deviation of interannual variability in seasonal average precipitation; Psd) แล้ว แบบจำลองส่วนใหญ่ คาดการณ์ว่าจะเพิ่มขึ้น แต่แบบจำลองบางแบบจำลอง คาดการณ์ว่าจะลดลง ทั้งนี้ สาเหตุหลักเกิดจากความไม่แน่นอนของภาพการณ์จำลองของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในเขตร้อน ผลการศึกษาจากแบบจำลองของ CMIP5 ยังแสดงให้เห็นว่าวันเริ่มต้นฤดูมรสุมจะเร็วขึ้นหรือไม่เปลี่ยนแปลงมากนัก ในขณะที่วันสิ้นสุดฤดูมรสุม จะล่าช้ากว่าเดิม ส่งผลให้ระยะเวลาของฤดูมรสุมยาวนานขึ้น เมื่อพิจารณา

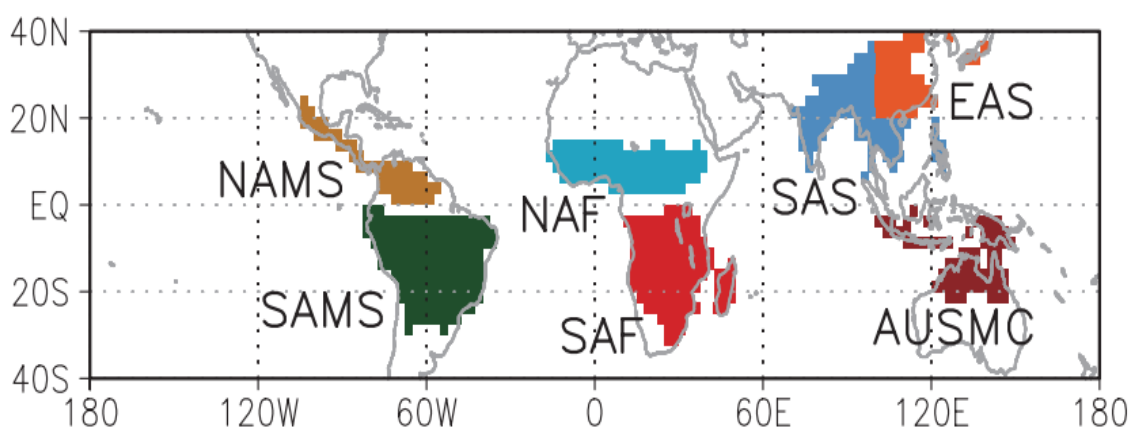
ปริมาณฝนมรสุมโลกในภาพรวมแล้ว พบว่า จะมีปริมาณเพิ่มขึ้น เนื่องจากการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ซึ่งส่งผลสืบเนื่องต่อการเพิ่มขึ้นของความชื้นในบรรยากาศและการระเหยที่พื้นผิว แม้ว่าการหมุนเวียนของมรสุมจะอ่อนกำลังลงก็ตาม นอกจากก๊าซเรือนกระจกแล้ว ระบบมรสุม ยังได้รับผลกระทบจากการเพิ่มขึ้นของละอองลอย (aerosol) ในบรรยากาศอีกด้วย (Ramanathan et al., 2005) ละอองลอยที่เพิ่มขึ้นในบรรยากาศ อาจเก็บกักความร้อนทำให้บรรยากาศร้อนขึ้นแต่พื้นผิวโลกเย็นลง ส่งผลให้ความเสถียรของบรรยากาศเกิดการเปลี่ยนแปลงและกระตุ้นให้เกิดความแตกต่างตามแนวตั้งของความดันในชั้นบรรยากาศ ซึ่งเป็นตัวขับเคลื่อนให้เกิดการหมุนเวียนของบรรยากาศในบริเวณกว้างและการเกิดฝนมรสุม (Lau et al., 2008)



รูปที่ 5.1 ภาพการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงในอนาคต (ปี ค.ศ. 2080 - 2099 หรือ พ.ศ. 2623 - 2642) เทียบกับปัจจุบัน (ปี ค.ศ. 1986-2005 หรือ พ.ศ. 2529 - 2548) ของพื้นที่มรสุมโลก (global monsoon area; GMA) ความเข้มของฝนมรสุมโลก (global monsoon intensity; GMI) ปริมาณฝนมรสุมโลกรวม (global monsoon total precipitation; GMP) ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานของความแปรปรวนระหว่างปีของฝนมรสุมเฉลี่ยรายฤดูกาล (standard deviation of interannual variability in seasonal average precipitation; Psd) ดัชนีความเข้มของฝนรายวัน (simple daily precipitation intensity index; SDII) ดัชนีปริมาณฝนรวมสูงสุดในรอบ 5 วัน (seasonal maximum 5-day precipitation total; R5d) จำนวนวันที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่อง (seasonal maximum consecutive dry days; CDD) ช่วงเวลาฤดูมรสุม (monsoon season duration; DUR) ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP2.6 (สีน้ำเงิน) RCP4.5 (สีฟ้า) RCP6.0 (สีส้ม) และ RCP8.5 (สีแดง) ดัชนีทุกดัชนีคำนวณจากข้อมูลในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนกันยายนสำหรับซีกโลกเหนือและในช่วงพฤศจิกายนถึงเดือนมีนาคมสำหรับซีกโลกใต้ (ที่มา: IPCC, 2013)

5.3 มรสุมเอเชีย-ออสเตรเลีย

ความแตกต่างของอุณหภูมิ ระหว่างแผ่นดินทวีปยุโรปและทวีปเอเชียและมหาสมุทรแปซิฟิกและอินเดียที่แปรผันไปตามฤดูกาลนั้น ส่งผลให้เกิด มรสุมเอเชีย-ออสเตรเลีย (Asian-Australian Monsoon; AAM) ซึ่งประกอบไปด้วยมรสุมย่อย 5 ระบบ ได้แก่ มรสุมเอเชียใต้หรือมรสุมอินเดีย (South Asian Monsoon or Indian Monsoon) มรสุมเอเชียตะวันออก (East Asian Monsoon) มรสุมคาบสมุทร (Maritime Continent Monsoon) มรสุมออสเตรเลีย (Australian Monsoon) และมรสุมแปซิฟิกเหนือฝั่งตะวันตก (Western North Pacific Monsoon) (รูปที่ 5.2) ในส่วนนี้ จะกล่าวถึงเฉพาะมรสุมเอเชียใต้และมรสุมเอเชียตะวันออก เนื่องจากมีอิทธิพลอย่างมากต่อสภาพภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ รวมทั้งประเทศไทยด้วย



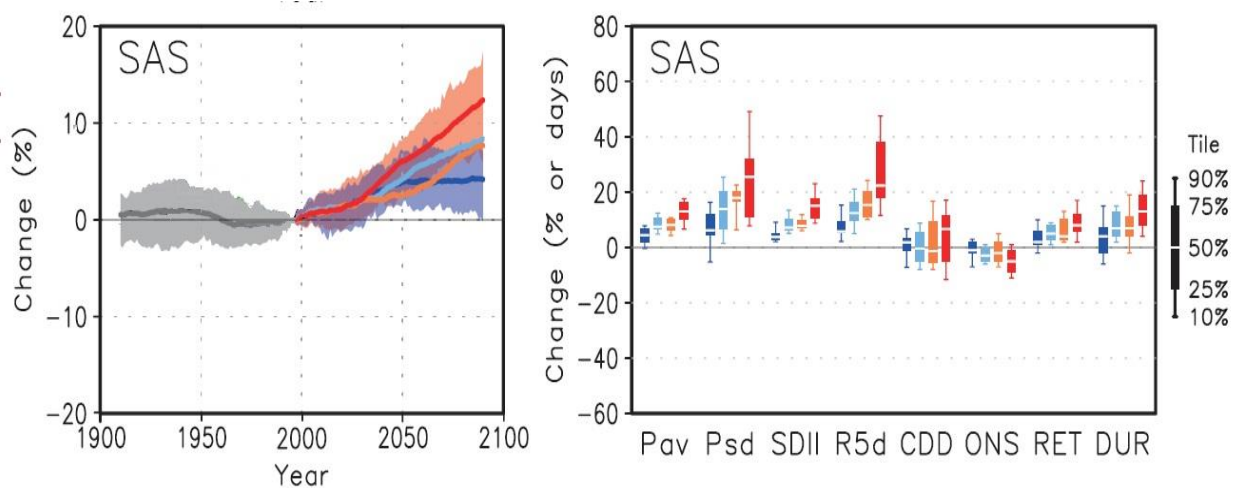
รูปที่ 5.2 โดเมนมรสุมบนแผ่นดินของภูมิภาคต่างๆ ในช่วงเวลาปัจจุบัน (ปี ค.ศ. 1986 – 2005 หรือ พ.ศ. 2529 - 2548) ซึ่งแบ่งตามค่าฝนเฉลี่ยของแบบจำลอง จำนวน 26 แบบจำลองของ CMIP5 โดยใช้เส้นศูนย์สูตร แบ่งเขตมรสุม ดังนี้ ภูมิภาคเหนือเส้นศูนย์สูตร ได้แก่ ระบบมรสุมอเมริกาเหนือ (North America Monsoon System; NAMS) มรสุมแอฟริกาเหนือ (North Africa; NAF) มรสุมเอเชียใต้ (Southern Asia; SAS) และมรสุมฤดูร้อนเอเชียตะวันออก (East Asia Summer; EAS) และภูมิภาคใต้เส้นศูนย์สูตร ได้แก่ ระบบมรสุมอเมริกาใต้ (South America Monsoon System; SAMS) มรสุมแอฟริกาใต้ (South Africa; SAF) และมรสุมออสเตรเลีย-คาบสมุทร (Australian-Maritime Continent; AUSMC) ทั้งนี้ เส้นแวง 60° ตะวันออก เป็นเส้นแบ่ง NAF และ SAS ในขณะที่เส้นรุ้ง 20° เหนือ และเส้นแวง 100° ตะวันออก เป็นเขตแบ่ง SAS และ EAS โดยโดเมนของภูมิภาคทั้งหมดอยู่ระหว่างเส้นรุ้ง 40° ใต้และ 40° เหนือ (ที่มา: IPCC, 2013)

5.3.1 มรสุมเอเชียใต้

มรสุมเอเชียใต้หรือมรสุมฤดูร้อนอินเดีย ได้มีการเปลี่ยนแปลงแบบฉบับพลันเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องในช่วงหนึ่งพันปีที่ผ่านมา ส่งผลให้เกิดภาวะแล้งรุนแรงและยาวนาน (Meehl and Hu, 2006; Sinha et al., 2011) ปริมาณฝนที่ลดลงและการเปลี่ยนแปลงลักษณะพื้นที่ตกของฝนในช่วงเร็วๆ นี้ เป็นผลบางส่วนมาจากปัจจัยอื่นๆ เช่น การเปลี่ยนแปลงของฝุ่นคาร์บอนดำ (black carbon) หรือละอองลอยซัลเฟต (Chung and Ramanathan, 2006; Lau et al., 2008; Bollasina et al., 2011) การเปลี่ยนแปลงรูปแบบการใช้ประโยชน์ที่ดิน (Niyogi et al., 2010) และอุณหภูมิผิวน้ำทะเล (Annamalai et al., 2013) การเพิ่มขึ้นของเหตุการณ์ฝนตกหนักในบริเวณตอนกลางของประเทศอินเดีย (Goswami et al., 2006) และพื้นที่อื่น ๆ อีกหลายพื้นที่ (Krishnamurthy et al., 2009) ได้เกิดขึ้นท่ามกลางเหตุการณ์ฝนที่อ่อนกำลังลง ซึ่งการเพิ่มขึ้นของเหตุการณ์ฝนตกหนักดังกล่าว อาจมีผลมาจากการเพิ่มขึ้นของความชื้นในบรรยากาศ (Goswami et al., 2006) และอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรอินเดียบริเวณเส้นศูนย์สูตร (Rajeevan et al., 2008)

แบบจำลองของ CMIP3 คาดการณ์ว่าปริมาณฝนในมหาสมุทรอินเดียบริเวณเส้นศูนย์สูตร จะมีแนวโน้มลดลงในอนาคต (Cai et al., 2011; Turner and Annamalai, 2012) แต่ปริมาณฝนฤดูกาลเฉลี่ยกลับเพิ่มขึ้นบริเวณประเทศอินเดีย (Ueda et al., 2006; Annamalai et al., 2007; Turner et al., 2007; Kumar et al., 2011; Sabade et al., 2011) ผลการศึกษาข้างต้น ได้รับการยืนยันจากแบบจำลองล่าสุดภายใต้โครงการ CMIP5 (Chaturvedi et al., 2012) โดยปริมาณฝนมรสุมอินเดียที่คาดการณ์ จะเพิ่มขึ้นตามแรงบังคับจาก

กิจกรรมของมนุษย์ของแต่ละภาพการณ์จำลอง RCP (May, 2011) (รูปที่ 5.3) ชุดแบบจำลองที่สามารถจำลองความสัมพันธ์ระหว่างปรากฏการณ์ ENSO และมรสุมเอเชียใต้ได้ดี ระบุว่า ปีมรสุมปกติในอนาคต จะเกิดได้น้อยลงด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66 – 100% แต่ยังไม่มีความชัดเจนที่ชัดเจนต่อปีที่มรสุมเกิดขึ้นในระดับรุนแรง (Turner and Annamalai, 2012) แบบจำลองของ CMIP3 แสดงให้เห็นว่า ความสัมพันธ์ระหว่างปรากฏการณ์ ENSO และมรสุมเอเชียใต้ ยังดำเนินต่อไปในอนาคต (Kumar et al., 2011) โดยการคาดการณ์ความแปรปรวนของปรากฏการณ์ ENSO ยังมีความมั่นใจในระดับต่ำ นอกจากนี้ ความแปรปรวนในระยะสั้นกว่าฤดูกาลของมรสุม มีความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO แต่ความมั่นใจในการคาดการณ์ปรากฏการณ์ MJO ก็ยังอยู่ในระดับต่ำเช่นกัน แบบจำลองของ CMIP5 ได้คาดการณ์ว่าปริมาณฝนเฉลี่ย ความแปรปรวนระหว่างปีและสถานะสุดขีดของฝน จะเพิ่มขึ้น โดยที่ทุกแบบจำลองต่างแสดงถึงการเพิ่มขึ้นของเหตุการณ์ฝนตกหนักที่สอดคล้องกันในแง่ของฤดูกาลแล้ว แบบจำลองให้ผลที่สอดคล้องกันในระดับสูงต่อวันเริ่มต้นมรสุมเร็วขึ้นและวันสิ้นสุดล่าช้าออกไป ซึ่งส่งผลให้ฤดูมรสุมที่ยาวนานขึ้น ทั้งนี้ การหมุนเวียนของมรสุมจะมีกำลังอ่อนลงในอนาคต แต่ปริมาณฝนจะเพิ่มขึ้น เนื่องจากการเพิ่มขึ้นของความชื้นที่เคลื่อนตัวจากมหาสมุทรสู่แผ่นดิน



รูปที่ 5.3 การเปลี่ยนแปลงของดัชนีฝนในเขตมรสุมเอเชียใต้ที่ได้จากแบบจำลองของ CMIP5 (ซ้าย) การเปลี่ยนแปลงตามเวลาของค่าความผิดปกติในรูป % ของฝนฤดูร้อนของข้อมูลตรวจวัดและผลจากแบบจำลองเมื่อเทียบกับค่าเฉลี่ยในห้วงเวลาปัจจุบัน โดยแสดงในรูปค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ทุก 20 ปี ค่าเฉลี่ยที่ได้จากแบบจำลองแสดงด้วยเส้นทึบ ดังนั้น เส้นทึบสีเทาแสดงค่าเฉลี่ยของข้อมูลในช่วงเวลาที่ผ่านมาก็จำลองจากแบบจำลองจำนวน 40 แบบจำลอง เส้นทึบสีน้ำเงินแสดงค่าเฉลี่ยที่จำลองจากแบบจำลองจำนวน 24 จำลอง ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP2.6 เส้นทึบสีฟ้าแสดงค่าเฉลี่ยที่จำลองจากแบบจำลองจำนวน 34 จำลอง ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP4.5 เส้นทึบสีส้มแสดงค่าเฉลี่ยที่จำลองจากแบบจำลองจำนวน 20 จำลอง ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP6.0 และเส้นทึบสีแดงแสดงค่าเฉลี่ยที่จำลองจากแบบจำลองจำนวน 32 จำลอง ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 ค่าช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ 10 และ 90 นั้น แสดงในรูปแถบสีม่วงและแถบสีส้มสำหรับภาพการณ์จำลอง RCP2.6 และ RCP8.5 ตามลำดับ (ขวา) การเปลี่ยนแปลงของดัชนีฝนในอนาคต (ช่วงปี ค.ศ. 2080-2099 หรือ พ.ศ. 2623 - 2642) เทียบกับค่าเฉลี่ยในห้วงเวลาปัจจุบันของค่าฝนเฉลี่ย (Pav) ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานของความแปรปรวนระหว่างปีของฝนฤดูกาลเฉลี่ย (Psd) ดัชนีความเข้มข้นของฝนรายวัน (SDII) ดัชนีปริมาณฝนรวมสูงสุดในรอบ 5 วัน (R5d) จำนวนวันที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่อง (CDD) วันเริ่มฤดูมรสุม (ONS) วันสิ้นสุดฤดูมรสุม (RET) และช่วงเวลาฤดูมรสุม (DUR) ดัชนีทุกดัชนีคำนวณจากข้อมูลในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนกันยายน สำหรับซีกโลกเหนือและในช่วงพฤศจิกายนถึงเดือนมีนาคมสำหรับซีกโลกใต้ (ที่มา: IPCC, 2013)

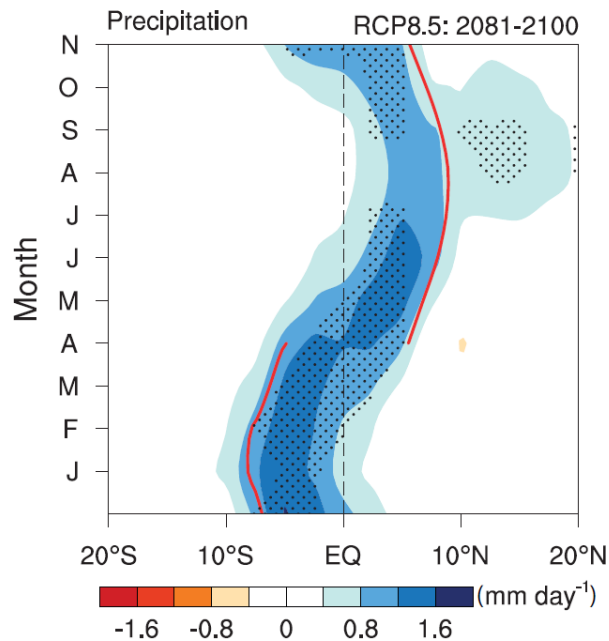
5.3.2 มรสุมเอเชียออก

การหมุนเวียนของมรสุมเอเชียตะวันออก มีกำลังอ่อนลงในห้วงเวลาระหว่างทศวรรษตั้งแต่ 1960s ถึง 1980s (Hori et al., 2007; Li et al., 2010) โดยเกี่ยวข้องกับฝนที่ลดลงบริเวณประเทศจีนทางตอนเหนือ และฝนที่เพิ่มขึ้นบริเวณประเทศจีนทางตอนกลางด้านตะวันออก (Gong and Ho, 2002; Yu et al., 2004) การหมุนเวียนของมรสุมฤดูร้อนนี้ เริ่มฟื้นกำลังขึ้นในช่วงทศวรรษปัจจุบัน (Liu et al., 2012; Zhu et al., 2012) ส่วนการหมุนเวียนของมรสุมฤดูหนาวอ่อนกำลังลงหลังจากศตวรรษ 1980s (Wang et al., 2009; Wang and Chen, 2010) แบบจำลองของ CMIP3 จำลองพฤติกรรมการหมุนเวียนของมรสุมเอเชียตะวันออกได้ดี (Boo et al., 2011) อย่างไรก็ตาม สำหรับพื้นที่แถบฝนนั้นยังไม่แม่นยำนัก (Lin et al., 2008; Li and Zhou, 2011) ซึ่งจำเป็นต้องใช้แบบจำลองที่มีความละเอียดสูง เพื่อเพิ่มความแม่นยำของการจำลองพื้นที่แถบฝน (Kitoh and Kusunoki, 2008) แบบจำลองของ CMIP3 มีความไม่แน่นอนสูงในการสร้างภาพการผันแปรของฝนและการหมุนเวียนของมรสุม (Ding et al., 2007; Kripalani et al., 2007) แต่การจำลองความแปรปรวนระหว่างปีของมรสุมเอเชียตะวันออกได้พัฒนาดีขึ้นจาก CMIP3 มาถึง CMIP5 (Sperber et al., 2012) ทั้งนี้ การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ อาจส่งผลให้ตำแหน่งแถบฝนเปลี่ยนแปลงไปได้ (Li et al., 2010) การคาดการณ์ด้วยแบบจำลองของ CMIP5 แสดงถึงการเพิ่มขึ้นด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 66 – 100% ของฝนและการหมุนเวียนของมรสุมเอเชียตะวันออกตลอดศตวรรษที่ 21 นี้ การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวนี้ แตกต่างจากระบบมรสุมเอเชีย-ออสเตรเลียที่การเพิ่มขึ้นของฝนเกี่ยวข้องกับการอ่อนกำลังของการหมุนเวียนของมรสุม ความแปรปรวนระหว่างปีของฝนฤดูกาลเฉลี่ย รวมทั้งเหตุการณ์ฝนตกหนัก จะมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นด้วยความเป็นไปได้ในระดับ 90 – 100% นอกจากนี้ แบบจำลองของ CMIP5 คาดการณ์ว่ามรสุมจะเกิดเร็วและยาวนานขึ้น แต่วันเริ่มต้นของฤดูมรสุมของแต่ละแบบจำลองยังมีความแตกต่างกันค่อนข้างมาก

5.4 แนวร่องความกดอากาศต่ำ

แนวร่องความกดอากาศต่ำ (Inter-Tropical Convergence Zone) คือ แนวที่ลมสินค้าตะวันออกเฉียงเหนือจากซีกโลกเหนือและลมสินค้าตะวันออกเฉียงใต้จากซีกโลกใต้มาบรรจบกัน ก่อให้เกิดการวางตัวของกลุ่มเมฆในแนวทิศตะวันออก-ตะวันตกโดยมีความกว้างประมาณ 6-8 องศาละติจูด ในแนวร่องความกดอากาศต่ำนี้ อากาศไหลเวียนขึ้นลงสลับกันทำให้เป็นบริเวณที่มีเมฆปกคลุมหนาแน่นซึ่งพื้นที่ที่มีร่องความกดอากาศต่ำพาดผ่านจะมีฝนตกชุก ทั้งนี้ แนวร่องความกดอากาศต่ำจะเลื่อนขึ้นทางเหนือและเลื่อนลงทางใต้ผ่านเส้นศูนย์สูตรตามแนวโคจรของดวงอาทิตย์

การจำลองด้วยแบบจำลองของ CMIP5 พบว่า ฝนฤดูกาลเฉลี่ยคาดว่าจะเพิ่มขึ้นในพื้นที่บริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรของร่องความกดอากาศต่ำ (รูปที่ 5.4) การเคลื่อนตัวของพื้นที่ที่ฝนเพิ่มขึ้นซึ่งสอดคล้องกับร่องความกดอากาศต่ำนี้ มีสาเหตุมาจากปรากฏการณ์ชื้นยิ่งขึ้น (wet-get-wetter) ในขณะที่การเลื่อนตัวเข้าสู่เส้นศูนย์สูตรของร่องความกดอากาศต่ำ ได้รับอิทธิพลจากอุณหภูมิผิวน้ำทะเล (Huang et al., 2013)



รูปที่ 5.4 วงจรตามฤดูกาลของการเปลี่ยนแปลงของฝนเฉลี่ยตามแนวเส้นแวงในเขตร้อนชื้น (ภาพการณ์จำลอง RCP8.5 ในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 2081 – 2100 (พ.ศ. 2624 – 2643) เทียบกับห้วงเวลาระหว่างปี 1985 -2005 (พ.ศ. 2528 – 2548)) จากค่าเฉลี่ยของแบบจำลอง จำนวน 18 แบบจำลองของ CMIP5 โดยเส้นสีแดงแสดงถึงค่าสูงสุดตามแนวเส้นรุ้งของฝนเฉลี่ยในระยะยาว (ที่มา: IPCC, 2013)

5.5 ปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO)

ปรากฏการณ์ MJO เป็นโหมดหลักที่ก่อให้เกิดความแปรปรวนในฤดูกาลของบรรยากาศในเขตร้อนชื้น โดยมีคาบการเกิดระหว่าง 20 - 100 วัน ปรากฏการณ์ MJO ช่วยปรับเปลี่ยน (modulate) กิจกรรมของพายุหมุนเขตร้อน (Frank and Roundy, 2006) และก่อให้เกิดความแปรปรวนในฤดูกาลของมรสุม (Maloney and Shaman, 2008) อีกทั้ง ยังกระตุ้นรูปแบบความเชื่อมโยงระยะไกลของบรรยากาศนอกเขตร้อนชื้นอีกด้วย (L'Heureux and Higgins, 2008; Lin et al., 2009) การจำลองปรากฏการณ์ MJO ด้วยแบบจำลองภูมิอากาศโลก ยังเป็นสิ่งท้าทาย แม้ว่าในห้วงเวลาเร็ว ๆ นี้ แบบจำลองบางแบบจำลองได้ปรับปรุงให้ผลการจำลองดีขึ้นบ้างแล้วก็ตาม

การเปลี่ยนแปลงของปรากฏการณ์ MJO ที่เป็นไปได้ในอนาคตภายใต้สภาวะการร้อนขึ้นของโลก เพิ่งเริ่มศึกษาในช่วงไม่นานมานี้ด้วยแบบจำลองเพื่อเลียนแบบพฤติกรรมของปรากฏการณ์ MJO การจำลองด้วยแบบจำลอง Max Planck Institute Earth System พบว่า ความแปรปรวนของปรากฏการณ์ MJO จะเพิ่มมากขึ้นตามการเพิ่มสูงขึ้นของอุณหภูมิโลก (Schubert et al., 2013) การเปลี่ยนแปลงของความแปรปรวนของปรากฏการณ์ MJO มีความอ่อนไหวต่อรูปแบบการกระจายตัวเชิงพื้นที่หรือตำแหน่งของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่สูงขึ้น (Maloney and Xie, 2013) เนื่องจากการจำลองปรากฏการณ์ MJO ด้วยแบบจำลอง ยังมีทักษะอยู่ในระดับต่ำ ประกอบกับปรากฏการณ์ MJO มีความอ่อนไหวอย่างมากต่ออุณหภูมิผิวน้ำทะเล ทำให้การจำลองปรากฏการณ์ MJO มีความไม่แน่นอนสูง ส่งผลให้ในปัจจุบันนักวิทยาศาสตร์ ไม่สามารถประเมินได้ว่าปรากฏการณ์ MJO จะเปลี่ยนแปลงไปอย่างไรในอนาคตภายใต้สภาวะการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลก

5.6 โหมดความแปรปรวนในมหาสมุทรอินเดีย

อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณเขตร้อนในมหาสมุทรอินเดีย แสดงความแปรปรวนระหว่างปีหลักๆ อยู่สองโหมด (Schott et al., 2009; Deser et al., 2010a) คือ Indian Ocean Basin (IOB) ซึ่งเป็นโหมดที่โครงสร้างความแปรปรวนเหมือนกันทั้งแอ่งมหาสมุทรอินเดีย และ IOD ซึ่งเป็นโหมดที่ความแปรปรวนขนาดใหญ่ปรากฏบริเวณฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรอินเดียใกล้กับประเทศอินโดนีเซีย และมีความผิดปกติที่ตรงข้ามและขนาดอ่อนกว่าในส่วนที่เหลือของแอ่งมหาสมุทรอินเดีย โดยทั้งสองโหมดนี้ มีความสัมพันธ์อย่างมีนัยกับปรากฏการณ์ ENSO แบบจำลองภายใต้โครงการ CMIP สามารถจำลองพฤติกรรมของทั้งสองโหมดได้ดี

การก่อตัวของ IOB มีความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ ENSO ผ่านทางบรรยากาศและการปรับเปลี่ยนฟลักซ์ความร้อนระดับพื้นผิว (Klein et al., 1999; Alexander et al., 2002) ปฏิสัมพันธ์ระหว่างมหาสมุทรและบรรยากาศในมหาสมุทรอินเดีย มีความสำคัญต่อการดำรงอยู่ที่ยาวนานของ IOB (Izumo et al., 2008; Wu et al., 2008; Du et al., 2009) โหมด IOB นี้ มีอิทธิพลต่อการสิ้นสุดของปรากฏการณ์ ENSO (Kug and Kang, 2006) โดยก่อให้เกิดความผิดปกติของบรรยากาศในฤดูร้อนที่ตามมาหลังจากเหตุการณ์ El Niño (Xie et al., 2009) และลดกิจกรรมของพายุโซนร้อน (Du et al., 2011) ในบริเวณตะวันตกเฉียงเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิกและความผิดปกติของฝนเหนือบริเวณเอเชียตะวันออก (Huang et al., 2004)

โหมด IOD ก่อตัวในเดือนกรกฎาคมถึงเดือนพฤศจิกายน และเกี่ยวข้องกับกระแสน้ำย้อนกลับ Bjerknes ระหว่างความแตกต่างตามแนวเส้นรุ้งของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล กระแสลมตามแนวเส้นรุ้งและการเอียงตัวตามแนวเส้นศูนย์สูตรของชั้นน้ำ thermocline ซึ่งเป็นเขตที่อุณหภูมิของน้ำทะเลลดลงอย่างรวดเร็วตามความลึกที่เพิ่มขึ้น (Saji et al., 1999; Webster et al., 1999) IOD ในช่วงที่มีค่าเป็นบวกซึ่งอุณหภูมิผิวน้ำทะเลใกล้เกาะสุมาตราต่ำกว่าปกติ เกี่ยวพันกับภัยแล้งในประเทศอินโดนีเซีย การลดลงของฝนเหนือประเทศออสเตรเลีย มหาสมุทรอินเดียฤดูร้อนมีความแรงขึ้น การเพิ่มขึ้นของฝนในแอฟริกาตะวันออก (Yamagata et al., 2004) ทั้งนี้แบบจำลองของ CMIP3 ส่วนใหญ่ สามารถจำลองลักษณะโดยทั่วไปของ IOD ได้

ผลจากแบบจำลองของ CMIP3 และ CMIP5 แสดงให้เห็นว่า ความแปรปรวนของ IOD ต่ออุณหภูมิผิวน้ำทะเล จะยังคงไม่เปลี่ยนแปลงในอนาคต (Ihara et al., 2009) แม้ว่า การเปลี่ยนแปลงของลมตะวันตกจะช่วยยกชั้นน้ำ thermocline ให้ตื้นขึ้นและกระแสน้ำย้อนกลับต่ออุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรอินเดีย ตะวันออกบริเวณเส้นศูนย์สูตรจะมีความแรงขึ้นก็ตาม การที่บรรยากาศของโลกแห้งและมีเสถียรภาพมากขึ้น ทำให้การตอบสนองของบรรยากาศลดลงต่อการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่แตกต่างกันในแนวเส้นรุ้ง ส่งผลให้ความแปรปรวนของ IOD ลดลงทั้งในเรื่องลมตามแนวเส้นรุ้งและความลึกของ thermocline (Zheng et al., 2013)

5.7 ปรากฏการณ์ El Niño-Southern Oscillation (ENSO)

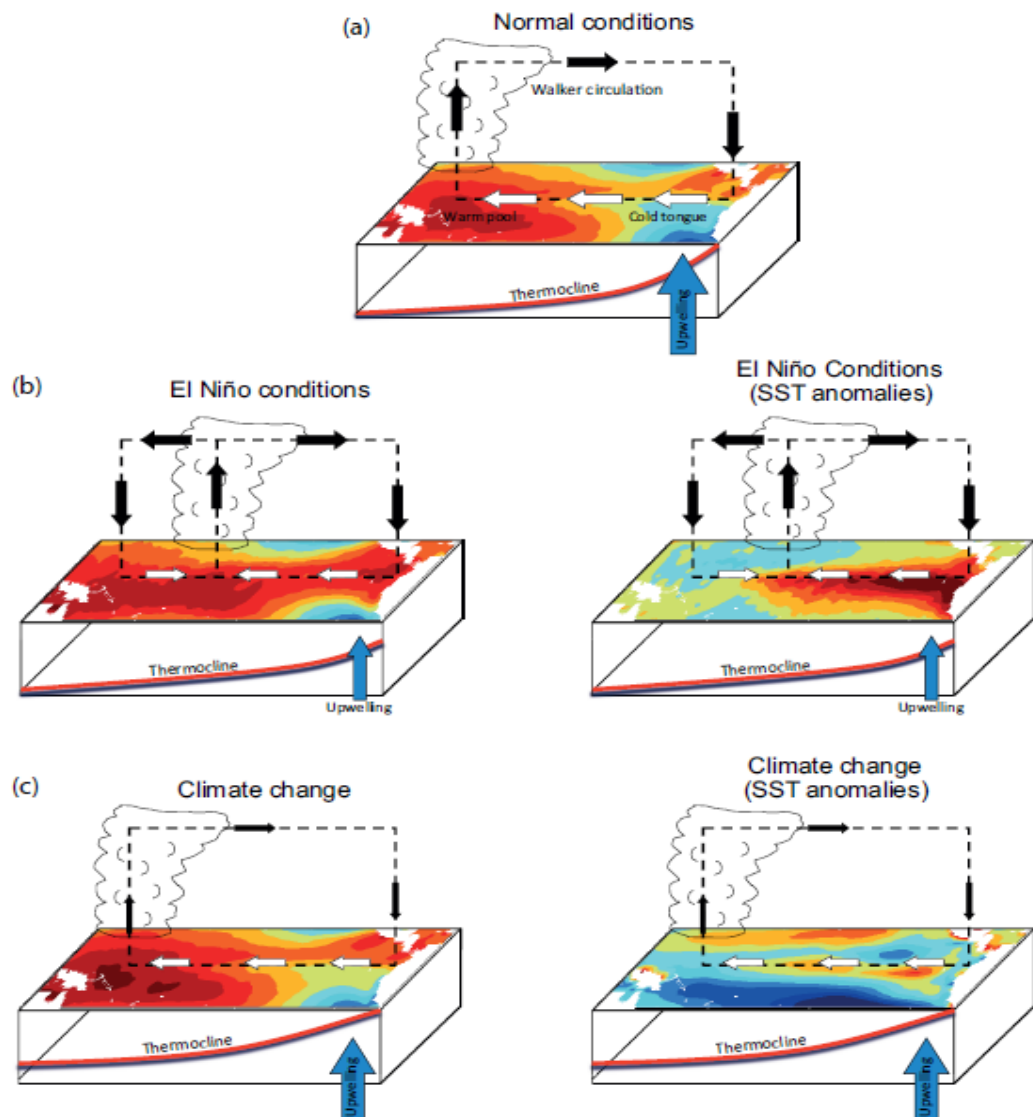
ENSO เป็นปรากฏการณ์ควบคู่ของมหาสมุทรและบรรยากาศที่เกิดขึ้นตามธรรมชาติในคาบเวลา ระหว่างปีเหนือบริเวณเขตร้อนของมหาสมุทรแปซิฟิก (รูปที่ 5.5) ผลการศึกษา พบว่า อุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกบริเวณเส้นศูนย์สูตรเพิ่มขึ้นในอัตรา 1.5°C ต่อศตวรรษ และมวลน้ำอุ่นยังแผ่ขยายพื้นที่ออกไปอีกด้วย (Liu and Huang, 2000; Huang and Liu, 2001; Cravatte et al., 2009) อย่างไรก็ตาม ผลการศึกษาความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านตะวันออกและอุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกตามแนวเส้นศูนย์สูตรนั้น มีความไม่สอดคล้องกัน กล่าวคือ บางการศึกษาพบว่า อุณหภูมิมีความแตกต่างมากขึ้น (Kamuskas et al., 2009; An et al., 2011) ในทางตรงข้าม บางการศึกษากลับ พบว่า อุณหภูมิมีความแตกต่างลดลง (Deser et al., 2010b; Tokinaga et al., 2012) ทั้งนี้เนื่องจากความไม่แน่นอนของการตรวจวัดที่มีข้อมูลอยู่อย่างจำกัด การเปลี่ยนเทคนิคการตรวจวัดและกระบวนการวิเคราะห์ข้อมูล นอกจากนั้น

แบบจำลองของ CMIP3 และ CMIP5 ส่วนใหญ่ก็ให้ผลที่ไม่สอดคล้องกันในเรื่องความแตกต่างของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลระหว่างพื้นที่เหนือและใต้แนวเส้นศูนย์สูตรของมหาสมุทรแปซิฟิก (Yeh et al., 2012)

ผลการจำลองจากแบบจำลองของ CMIP3 และ CMIP5 แสดงให้เห็นว่า มหาสมุทรแปซิฟิกบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรจะมีอุณหภูมิเพิ่มสูงขึ้นมากกว่าบริเวณอื่น (Gastineau and Soden, 2009; Widlansky et al., 2013) การเปลี่ยนแปลงของกระบวนการทางมหาสมุทรอื่น ๆ ประกอบด้วย การตื้นขึ้นของชั้นน้ำ thermocline ทั้งแอ่งมหาสมุทรแปซิฟิก (DiNezio et al., 2009; Collins et al., 2010) การอ่อนกำลังลงของกระแสผิวน้ำและการเพิ่มกำลังขึ้นของกระแสใต้น้ำบริเวณเส้นศูนย์สูตร (Luo and Rothstein, 2011; Sen Gupta et al., 2012) การอ่อนกำลังลงของการหมุนเวียนบรรยากาศบริเวณเขตร้อนชื้นในศตวรรษที่ 20 ได้พบในข้อมูลตรวจวัดและข้อมูลที่วิเคราะห์ใหม่ รวมทั้งในแบบจำลองภายใต้โครงการ CMIP (Bunge and Clarke, 2009; Karnauskas et al., 2009; Yu and Zwiers, 2010; Tokinaga et al., 2012) อย่างไรก็ตาม การหมุนเวียน Walker เหนือมหาสมุทรแปซิฟิก มีกำลังแรงขึ้นในช่วง 2 ทศวรรษที่ผ่านมา บ่งชี้ถึงผลกระทบจากความแปรปรวนทางธรรมชาติ (Li and Ren, 2012; Zahn and Allan, 2011; Zhang et al., 2011)

การศึกษานาฬิกาการปรับเปลี่ยนของ ENSO ในระยะยาวบางการศึกษา ระบุว่า การปรับเปลี่ยนของ ENSO เป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศเฉลี่ยในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อน (Wang and An, 2002; Li et al., 2011) โดยสามเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 2000-2010 (พ.ศ. 2543 – 2553) ซึ่งมีความเข้มถึงระดับที่อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณ Nino4 สูงกว่า Nino3 นอกจากนั้นยังพบว่าเกิดขึ้นสองเหตุการณ์ในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1990 - 2000 (พ.ศ. 2533 – 2543) และเพียงสองเหตุการณ์ที่พบในห้วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1950-1990 (พ.ศ. 2493 – 2533) ขณะเกิดเหตุการณ์ El Niño นั้น อุณหภูมิสูงสุดของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลปรากฏบ่อยขึ้นที่บริเวณตอนกลางของมหาสมุทรแปซิฟิก (Kao and Yu, 2009; Kug et al., 2009) ซึ่งมีผลกระทบต่อโลกที่แตกต่างจากปรากฏการณ์ El Niño แบบเดิมที่อุณหภูมิสูงสุดปรากฏบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออก ในห้วงศตวรรษที่ผ่านมา ได้สังเกตพบขนาดของ ENSO มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น (Li et al., 2011; Vance et al., 2012) ซึ่งอาจเป็นผลมาจากการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิของโลกที่สูงขึ้น (Zhang et al., 2008; Kim and An, 2011)

แบบจำลองของ CMIP5 ได้มีการพัฒนาให้ดีขึ้นกว่าแบบจำลองของ CMIP3 ในการจำลองขนาดของ ENSO แบบจำลองบางแบบจำลองของ CMIP5 ที่จำลองเหตุการณ์ El Niño ในระดับรุนแรงได้ดี แสดงให้เห็นว่า El Niño จะรุนแรงขึ้นอย่างค่อยเป็นค่อยไปในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลาง (Kim and Yu, 2012) การเปลี่ยนแปลงของความรุนแรงของ ENSO ในศตวรรษที่ 21 มีความไม่แน่นอน โดยการเปลี่ยนแปลงในอนาคตของ ENSO ขึ้นอยู่กับการเปลี่ยนแปลงเชิงแข่งขันของกระบวนการย้อนกลับควบคู่ระหว่างมหาสมุทรและบรรยากาศ (Collins et al., 2010; Vecchi and Wittenberg, 2010) และระบอบ (regime) พลวัตของแต่ละแบบจำลอง อย่างไรก็ตาม ยังคงมีความมั่นใจในระดับสูงที่ว่า ENSO จะคงเป็นโหมดหลักของความแปรปรวนตามธรรมชาติของบรรยากาศในศตวรรษที่ 21 (Collins et al., 2010; Guilyardi et al., 2012; Stevenson et al., 2012)



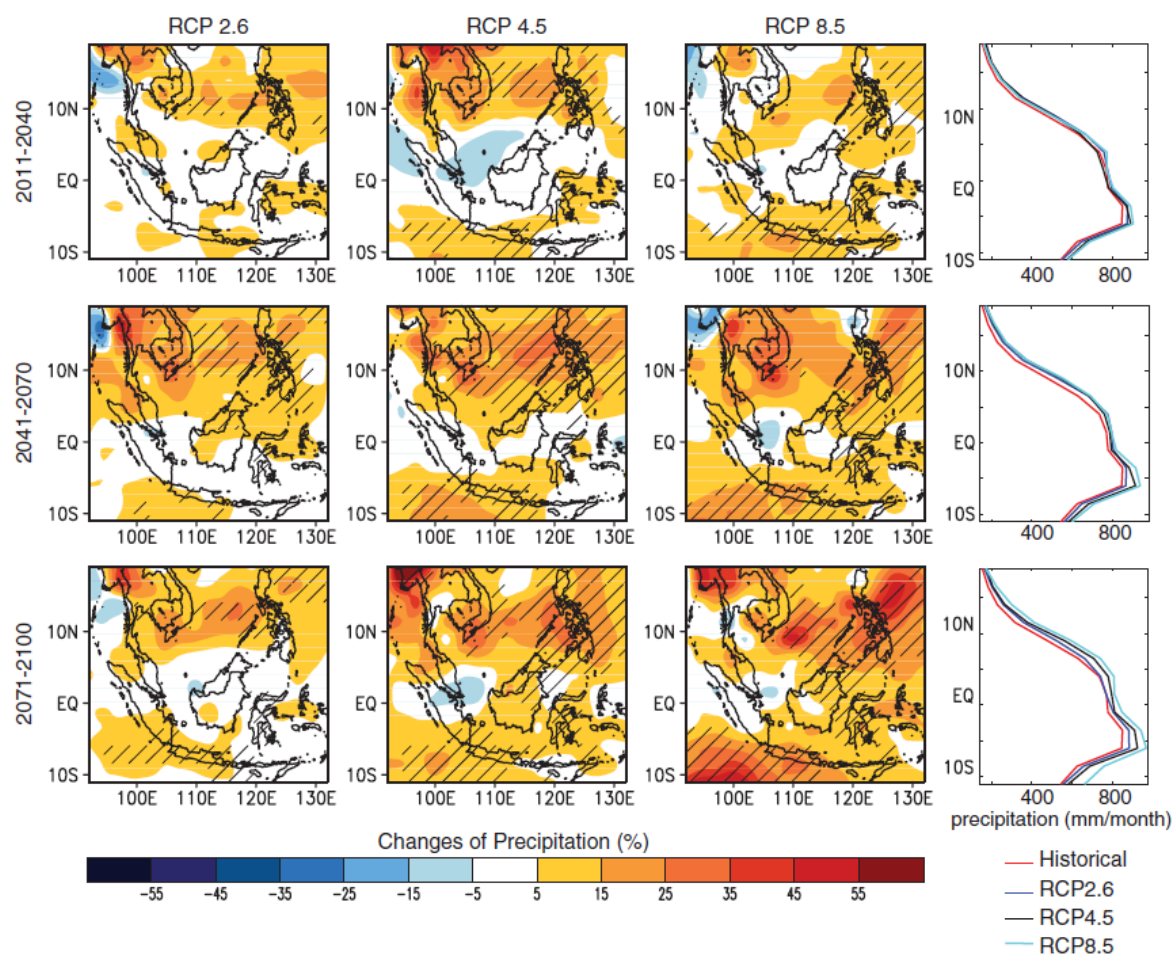
รูปที่ 5.5 รูปภาพเชิงอุดมคติแสดงสภาพบรรยากาศและมหาสมุทรของพื้นที่แปซิฟิกเขตร้อนชื้นและการปฏิสัมพันธ์ในช่วงสภาพปกติ ในสภาพที่เกิดเหตุการณ์ El Niño และในสภาพที่โลกร้อนขึ้น (a) สภาพภูมิอากาศโดยปกติของพื้นที่แปซิฟิกเขตร้อนชื้นซึ่งแสดงให้เห็นถึงอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ลมพื้นผิวที่เกี่ยวข้องการหมุนเวียน Walker และตำแหน่งปกติของการนำพาความร้อนและน้ำผุดของชั้นน้ำ Thermocline (b) ลักษณะทั่วไปในช่วงที่เกิดเหตุการณ์ El Niño ซึ่งอุณหภูมิผิวน้ำทะเล จะอุ่นผิดปกติในฝั่งตะวันออก ตำแหน่งการนำพาความร้อนได้เคลื่อนตัวไปทางตอนกลางของแปซิฟิก ลมสินค้าทางทิศตะวันออกอ่อนกำลังลง การหมุนเวียน Walker ถูกรบกวน ชั้นน้ำ Thermocline แบบราบลงส่งผลให้น้ำผุดลดลง (c) สภาพภูมิอากาศโดยทั่วไปที่อาจเป็นไปได้ภายใต้การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศซึ่งประมวลจากข้อมูลตรวจวัด ทฤษฎีและแบบจำลองภูมิอากาศ โดยลมสินค้าจะอ่อนกำลังลง ชั้นน้ำ Thermocline แบบราบลงและตื้นขึ้นส่งผลให้น้ำผุดลดลง อุณหภูมิผิวน้ำทะเลแถบเส้นศูนย์สูตรร้อนขึ้น รูปภาพด้านซ้ายแสดงด้วยค่าอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ส่วนรูปภาพด้านขวาแสดงด้วยค่าผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล (ที่มา: IPCC, 2013)

5.8 การเปลี่ยนแปลงในขนาดของภูมิภาคในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ มีลักษณะภูมิประเทศที่ซับซ้อนแตกต่างกันมาก ตั้งแต่ที่ราบ ภูเขา แลุ่ม และมหาสมุทร ตั้งแต่ทศวรรษที่ 1960s เป็นต้นมา อุณหภูมิในภูมิภาคนี้ มีอัตราการเพิ่มขึ้นตั้งแต่ 0.14 °C จนถึง 0.20 °C ต่อทศวรรษ (Tangang et al., 2007) การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิ ส่งผลให้สภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในรูปของจำนวนวันที่ร้อนและจำนวนคืนที่อุ่นในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ได้เพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ ในขณะที่จำนวนวันและคืนที่หนาวเย็น กลับลดลงอย่างมีนัยเช่นกัน (Manton et al., 2001; Caesar et al., 2011) การศึกษาที่ผ่านมา พบว่า ทั้งเหตุการณ์ฝนตกหนักและเหตุการณ์ฝนเบาบาง เพิ่มขึ้นแต่เหตุการณ์ฝนปานกลางกลับลดลง (Lau and Wu, 2007) นอกจากนี้ ปริมาณฝนรวมรายปี เพิ่มขึ้น 22 มิลลิเมตรต่อทศวรรษ ส่วนปริมาณฝนที่เกิดจากเหตุการณ์ฝนตกหนัก เพิ่มขึ้น 10 มิลลิเมตรต่อทศวรรษ (Alexander et al., 2006; Caesar et al., 2011)

สภาพภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ได้รับอิทธิพลจากปรากฏการณ์ขนาดใหญ่ ได้แก่ ENSO ซึ่งมีอิทธิพลสูงมากต่อบริเวณประเทศมาเลเซียตะวันออกเฉียงใต้และพื้นที่ใกล้เคียง โดย IOD มีอิทธิพลมากต่อประเทศอินโดนีเซียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งแสดงให้เห็นว่า ความแปรปรวนและแนวโน้มที่แตกต่างกันของแต่ละพื้นที่และแต่ละฤดูในภูมิภาคนี้ (IPCC, 2003) Aldrian and Djamil (2008) พบว่า อัตราส่วนของฝนในฤดูฝนต่อฝนในฤดูแล้งในระหว่างปี ค.ศ. 1955-2005 (พ.ศ. 2498 – 2548) เพิ่มขึ้น ซึ่งสอดคล้องกับแนวโน้มการเพิ่มขึ้นของ IOD ในขณะที่ เหตุการณ์สภาวะสุดขีดของภูมิอากาศ เกิดบ่อยขึ้นในพื้นที่ตอนเหนือของภูมิภาค แต่เหตุการณ์สภาวะสุดขีดของภูมิอากาศ กลับเกิดน้อยลงในประเทศเมียนมาร์ (Chang, 2011)

แบบจำลองที่มีความละเอียดสูง จำเป็นสำหรับการศึกษารูปแบบการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เนื่องจากภูมิภาคนี้มีภูมิประเทศที่ซับซ้อน (Nguyen et al., 2012) ในการศึกษาโดยใช้แบบจำลองภูมิอากาศระดับภูมิภาคและย่อยส่วนเพื่อเพิ่มรายละเอียดการแสดงผลเชิงพื้นที่ ภายใต้ภาพการณ์จำลอง A1B (Chotamonsak et al., 2011) พบว่า ปริมาณฝนเฉลี่ยในภูมิภาคนี้เพิ่มขึ้น ซึ่งสอดคล้องกับปรากฏการณ์ที่ยิ่งอุ่นขึ้นยิ่งชื้นขึ้น (warmer getting wetter) การศึกษาล่าสุดด้วยแบบจำลองภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP (IPCC, 2013) พบว่า อุณหภูมิเหนือพื้นดินเพิ่มขึ้นตั้งแต่ 0.8 °C สำหรับภาพการณ์จำลอง RCP2.6 ถึง 3.2 °C สำหรับภาพการณ์จำลอง RCP8.5 ในปลายศตวรรษที่ 21 (ค.ศ. 2081 – 2100 หรือ พ.ศ. 2624 - 2643) และภายในปี ค.ศ. 2100 (พ.ศ. 2643) ปริมาณฝนในภูมิภาคจะเพิ่มขึ้นตั้งแต่ ร้อยละ 1 สำหรับภาพการณ์จำลอง RCP2.6 ถึง ร้อยละ 8 สำหรับภาพการณ์จำลอง RCP8.5 Siew et al. (2014) ได้คาดการณ์ฝนในช่วงมรสุมฤดูหนาวของซีกโลกเหนือในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ด้วยแบบจำลองภูมิอากาศระดับภูมิภาคของ CMIP5 จำนวน 3 แบบจำลอง ภายใต้ภาพการณ์จำลอง RCP2.6 RCP4.5 และ RCP8.5 ผลการคาดการณ์ พบว่า ฝนในช่วงมรสุมฤดูหนาวของซีกโลกเหนือในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ จะค่อยๆ เพิ่มขึ้นภายใต้ทุกภาพการณ์จำลอง RCP โดยการเปลี่ยนแปลงสูงสุดปรากฏในภาพการณ์จำลอง RCP8.5 (รูปที่ 5.6) การเพิ่มขึ้นของฝนดังกล่าว พบตามแนวเส้นรุ้ง 10° เหนือและ 5° ใต้ ซึ่งบ่งชี้ถึงการขยายตัวไปทางทิศเหนือและทิศใต้ของร่องความกดอากาศต่ำ



รูปที่ 5.6 การเปลี่ยนแปลงค่ามัธยฐานของปริมาณฝนในช่วงมรสุมฤดูหนาวของซีกโลกเหนือในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ในอนาคตซึ่งแสดงในหน่วยของเปอร์เซ็นต์ สำหรับภาพการจำลอง RCP2.6 RCP4.5 และ RCP8.5 โดยคอลัมน์ที่ 4 แสดงค่าเฉลี่ยตามแนวเส้นแวงของความแปรปรวนของปริมาณฝนในช่วงมรสุมฤดูหนาว (มิลลิเมตรต่อเดือน) (ที่มา: Siew et al., 2014)

เอกสารอ้างอิง

- Aldrian E. and Y. S. Djamil. 2008. Spatio-temporal climatic change of rainfall in east Java Indonesia. *Int. J. Climatol.*, 28, 435–448.
- Alexander L. V., Zhang X, Peterson TC, Caesar J, Gleason B, Klein Tank AMG, Haylock M, Collins D, Trewin B, Rahimzadeh F, Tagipour A, Kumar Kolli R, Revadekar JV, Griffiths G, Vincent L, Stephenson DB, Burn J, Aguilar E, Brunet M, Taylor M, New M, Zhai P, Rusticucci M, Vazquez Aguirre JL. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111, D05109.
- Alexander M., I. Blade., M. Newman., J. Lanzante., N. Lau. and J. Scott. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J. Clim.*, 15, 2205–2231.
- Annamalai H., J. Hafner., K. P. Sooraj. and P. Pillai. 2013. Global warming shifts monsoon circulation, drying South Asia. *J. Clim.*, 26, 2701–2718.
- Annamalai H., K. Hamilton. and K. R. Sperber. 2007. The South Asian summer monsoon and its relationship with ENSO in the IPCC AR4 simulations. *J. Clim.*, 20, 1071–1092.
- An S.-I., J.-W. Kim., S.-H. Im., B.-M. Kim. and J.-H. Park. 2011. Recent and future sea surface temperature trends in the tropical Pacific warm pool and cold tongue regions. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-011-1129-7.
- Bollasina M. A., Y. Ming. and V. Ramaswamy. 2011. Anthropogenic aerosols and the weakening of the south Asian summer monsoon. *Science*, 334, 502–505.
- Boo K. O., G. Martin., A. Sellar., C. Senior. and Y. H. Byun. 2011. Evaluating the East Asian monsoon simulation in climate models. *J. Geophys. Res.*, 116, D01109.
- Bunge L. and A. J. Clarke. 2009. A verified estimation of the El Nino index Nino-3.4 since 1877, *J. Climate*, 22, 3979-3992.
- Caesar J., L. V. Alexander, B. Trewin, K. Tse-ring, L. Sorany, V. Vuniyayawa, N. Keosavang, A. Shimana, M. M. Htay, J. Karmacharya, D. A. Jayasinghearachchi, J. Sakkamart, E. Soares, L. T. Hung, L. T. Thuong, C. T. Hue, N. T. T. Dung, P. V. Hung, H. D. Cuong, N. M. Cuong, S. Sirabaha. 2011. Changes in temperature and precipitation extremes over the Indo-Pacific region from 1971 to 2005. *Int. J. Climatol.*, 31, 791–801.
- Cai W. J., A. Sullivan. and T. Cowan. 2011. Interactions of ENSO, the IOD, and the SAM in CMIP3 Models. *J. Clim.*, 24, 1688–1704.
- Chang C.-H. 2011. Preparedness and storm hazards in a global warming world: Lessons from Southeast Asia. *Nat. Hazards*, 56, 667–679.
- Chaturvedi R. K., J. Joshi., M. Jayaraman., G. Bala. and N. H. Ravindranath. 2012. Multi-model climate change projections for India under Representative Concentration Pathways (RCPs): A preliminary analysis. *Curr. Sci.*, 103, 791–802.

- Chotamonsak C., E. P. Salathe., Jr., J. Kreasuwan., S. Chantara. and K. Siriwitayakorn. 2011. Projected climate change over Southeast Asia simulated using a WRF regional climate model. *Atmos. Sci. Lett.*, 12, 213–219.
- Chung C. E. and V. Ramanathan. 2006. Weakening of North Indian SST gradients and the monsoon rainfall in India and the Sahel. *J. Clim.*, 19, 2036–2045.
- Collins M., S. I. An, W. Cai, A. Ganachaud, E. Guilyardi, F. F. Jin, M. Jochum, M. Lengaigne, S. Power, A. Timmermann, G. Vecchi, and A. Wittenberg. 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific ocean and El Niño. *Nature Geosci.*, 3, 391–397.
- Cravatte S., T. Delcroix., D. Zhang., M. McPhaden. and J. Leloup. 2009. Observed freshening and warming of the western Pacific Warm Pool. *Clim. Dyn.*, 33, 565–589.
- Deser C., M. A. Alexander., S.-P. Xie. and A. S. Phillips. 2010a. Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2, 115–143.
- Deser C., A. S. Phillips. and M. A. Alexander. 2010b. Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited. *Geophys. Res. Lett.*, 37, doi: 10.1029/2010gl043321.
- DiNezio P. N., A. C. Clement., G. A. Vecchi., B. J. Soden. and B. P. Kirtman. 2009. Climate response of the equatorial Pacific to global warming. *J. Clim.*, 22, 4873–4892.
- Ding Y., G. Ren., Z. Zhao., Y. Xu., Y. Luo., Q. Li. and J. Zhang. 2007. Detection, causes and projection of climate change over China: An overview of recent progress. *Adv. Atmos. Sci.*, doi:DOI 10.1007/s00376-007-0954-4, 954–971.
- Du Y., L. Yang. and S. Xie. 2011. Tropical Indian Ocean influence on Northwest Pacific tropical cyclones in summer following strong El Niño. *J. Clim.*, 24, 315–322.
- Du Y., S. P. Xie., G. Huang. and K. M. Hu. 2009. Role of air-sea interaction in the long persistence of El Niño-induced north Indian Ocean warming. *J. Clim.*, 22, 2023–2038.
- Frank W. and P. Roundy. 2006. The role of tropical waves in tropical cyclogenesis. *Mon. Weather Rev.*, 134, 2397–2417.
- Gastineau G. and B. J. Soden. 2009. Model projected changes of extreme wind events in response to global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi: 10.1029/2009gl037500.
- Gong D. Y. and C. H. Ho. 2002. The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia. *Theor. Appl. Climatol.*, 72, 1–9.
- Goswami B. N., V. Venugopal., D. Sengupta., M. S. Madhusoodanan. and P. K. Xavier. 2006. Increasing trend of extreme rain events over India in a warming environment. *Science*, 314, 1442–1445.
- Guilyardi E., H. Bellenger., M. Collins., S. Ferrett., W. Cai. and A. Wittenberg. 2012. A first look at ENSO in CMIP5. *CLIVAR Exchanges*, 58, 29-32.
- Hsu P.-C., T. Li. and B. Wang. 2011. Trends in global monsoon area and precipitation in the past 30 years. *Geophys. Res. Lett.*, 38, doi: 10.1029/2011GL046893.
- Hsu P.-C., T. Li., H. Murakami. and A. Kitoh. 2013. Future change of the global monsoon revealed from 19 CMIP5 models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, doi: 10.1002/jgrd.50145.

- Hori M. E., D. Nohara. and H. L. Tanaka. 2007. Influence of Arctic Oscillation towards the Northern Hemisphere surface temperature variability under the global warming scenario. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 85, 847–859.
- Huang P., S.-P. Xie., K. Hu., G. Huang. and R. Huang. 2013. Patterns of the seasonal response of tropical rainfall to global warming. *Nature Geosci.*, 6, 357–361.
- Huang R., W. Chen., B. Yang. and R. Zhang. 2004. Recent advances in studies of the interaction between the east Asian winter and summer monsoons and ENSO cycle. *Adv. Atmos. Sci.*, 21, 407–424.
- Huang B. and Z. Liu. 2001. Temperature trend of the last 40 yr in the upper Pacific Ocean. *J. Clim.*, 14, 3738–3750.
- Ihara C., Y. Kushnir., M. Cane. and V. de la Pena. 2009. Climate Change over the Equatorial Indo-Pacific in Global Warming. *J. Clim.*, 22, 2678–2693.
- IPCC. 2013. Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Eds: Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V and Midgley PM). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Izumo T., C. D. Montegut., J. J. Luo., S. K. Behera., S. Masson. and T. Yamagata. 2008. The role of the western Arabian Sea upwelling in Indian monsoon rainfall variability. *J. Clim.*, 21, 5603–5623.
- Kao H. Y. and J. Y. Yu. 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *J. Clim.*, 22, 615–632.
- Karnauskas K. B., R. Seager., A. Kaplan., Y. Kushnir. and M. A. Cane. 2009. Observed strengthening of the zonal sea surface temperature gradient across the equatorial Pacific Ocean. *J. Clim.*, 22, 4316–4321.
- Kim B. M. and S. I. An. 2011. Understanding ENSO regime behavior upon an Increase in the warm-pool temperature using a simple ENSO model. *J. Clim.*, 24, 1438–1450.
- Kim S. T. and J.-Y. Yu. 2012. The two types of ENSO in CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2012GL052006.
- Kitoh A. and S. Kusunoki. 2008. East Asian summer monsoon simulation by a 20-km mesh AGCM. *Clim. Dyn.*, 31, 389–401.
- Kitoh A., H. Endo., K. Krishna Kumar., I. F. A. Cavalcanti., P. Goswami. and T. Zhou. 2013 Monsoons in a changing world regional perspective in a global context. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, doi: 10.1002/jgrd.50258.
- Klein S. A., B. J. Soden. and N.-C. Lau. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Clim.*, 12, 917–932.
- Kripalani R., J. Oh. and H. Chaudhari. 2007a. Response of the East Asian summer monsoon to doubled atmospheric CO₂: Coupled climate model simulations and projections under IPCC AR4. *Theor. Appl. Climatol.*, 87, 1–28
- Krishnamurthy C. K. B., U. Lall. and H. H. Kwon. 2009. Changing frequency and intensity of rainfall extremes over India from 1951 to 2003. *J. Clim.*, 22, 4737– 4746.

- Kug J.-S. and I.-S. Kang. 2006. Interactive Feedback between ENSO and the Indian Ocean. *J. Clim.*, 19, 1784–1801.
- Kug J.-S., F.-F. Jin. and S.-I. An. 2009. Two types of El Nino events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *J. Clim.*, 22, 1499–1515.
- Kumar K., K.Kamala, B. Rajagopalan, M. P. Hoerling, J. K. Eischeid, S. K. Patwardhan, G. Srinivasan, B. N. Goswami, R. Nemani. 2011. The once and future pulse of Indian monsoonal climate. *Clim. Dyn.*, 36, 2159–2170.
- Lau K., S. C. Tsay, C. Hsu, M. Chin, V. Ramanathan, G-X. Wu, Z. Li, R. Sikka, B. Holben, D. Lu, H. Chen, G. Tartari, P. Koudelova, Y. Ma, J. Huang, K. Taniguchi, and R. Zhang. 2008. The Joint Aerosol-Monsoon Experiment—A new challenge for monsoon climate research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, doi:10.1175/BAMS-89-3- 369, 369–383.
- Lau K. M. and H. T. Wu. 2007. Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979–2003. *Int. J. Climatol.*, 27, 979–988.
- L’Heureux M. L. and R. W. Higgins. 2008. Boreal winter links between the Madden- Julian oscillation and the Arctic oscillation. *J. Clim.*, 21, 3040–3050.
- Li H., A. Dai., T. Zhou. and J. Lu. 2010. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950–2000. *Clim. Dyn.*, 34, 501–514.
- Li B. and T. J. Zhou. 2011. El Nino-Southern Oscillation-related principal interannual variability modes of early and late summer rainfall over East Asia in sea surface temperature-driven atmospheric general circulation model simulations. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116, 15.
- Li G. and B. Ren. 2012 Evidence for strengthening of the tropical Pacific ocean surface wind speed during 1979–2001. *Theor. Appl. Climatol.*, doi:10.1007/ s00704-0110-463-3.
- Li J. B., S. P. Xie, E. R. Cook, G. Huang, R. D’Arrigo, F. Liu, J. Ma, X. T. Zheng. 2011. Interdecadal modulation of El Nino amplitude during the past millennium. *Nature Clim. Change*, 1, 114–118.
- Lin H., G. Brunet. and J. Derome. 2009. An observed connection between the North Atlantic Oscillation and the Madden-Julian Oscillation. *J. Clim.*, 22, 364–380.
- Lin J. L., K. M. Weickman, G. N. Kiladis, B. E. Mapes, S. D. Schubert, M. J. Suarez, J. T. Bacmeister, and M. I. Lee. 2008. Subseasonal variability associated with Asian summer monsoon simulated by 14 IPCC AR4 coupled GCMs. *J. Clim.*, 21, 4541–4567.
- Liu H. W., T. J. Zhou., Y. X. Zhu. and Y. H. Lin. 2012. The strengthening East Asia summer monsoon since the early 1990s. *Chinese Science Bulletin*, 57, 1553– 1558.
- Liu Z. and B. Huang. 2000 Cause of tropical Pacific warming trend. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1935–1938.
- Luo Y. and L. M. Rothstein. 2011. Response of the Pacific ocean circulation to climate change. *Atmosphere-ocean*, 49, 235–244.
- Maloney E. D. and J. Shaman. 2008. Intraseasonal variability of the West African monsoon and Atlantic ITCZ. *J. Clim.*, 21, 2898–2918.
- Maloney E. D. and S.-P. Xie. 2013. Sensitivity of MJO activity to the pattern of climate warming. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 5, 32–47.

- Manton M. J., P. M. Della-Marta, M. R. Haylock, K. J. Hennessy, N. Nicholls, L. E. Chambers, D. A. Collins, G. Daw, A. Finet, D. Gunawan, K. Inape, H. Isobe, T. S. Kestin, P. Lefale, C. H. Leyu, T. Lwin, L. Maitrepierre, N. Ouprasitwong, C. M. Page, J. Pahalad, N. Plummer, M. J. Salinger, R. Suppiah, V. L. Tran, B. Trewin, I. Tibig, D. Yee. 2001. Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961–1998. *Int. J. Climatol.*, 21, 269–284.
- May W. 2011. The sensitivity of the Indian summer monsoon to a global warming of 2 degrees C with respect to pre-industrial times. *Clim. Dyn.*, 37, 1843–1868.
- Meehl. G. A. and A. Hu. 2006. Megadroughts in the Indian monsoon region and southwest North America and a mechanism for associated multidecadal Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Clim.*, 19, 1605–1623.
- Nguyen K., J. Katzfey. and J. McGregor. 2012. Global 60 km simulations with CCAM: Evaluation over the tropics. *Clim. Dyn.*, 39, 637–654.
- Niyogi D., C. Kishtawal., S. Tripathi. and R. S. Govindaraju. 2010. Observational evidence that agricultural intensification and land use change may be reducing the Indian summer monsoon rainfall. *Water Resources Research*, 46, W03533, doi: 10.1029/2008wr007082.
- Rajeevan M., J. Bhate. and A. K. Jaswal. 2008. Analysis of variability and trends of extreme rainfall events over India using 104 years of gridded daily rainfall data. *Geophys. Res. Lett.*, 35, doi: 10.1029/2008gl035143.
- Ramanathan V., C. Chung, D. Kim, T. Bettge, L. Buja, J. T. Kiehl, W. M. Washington, Q. Fu, D. R. Sikka, and M. Wild. 2005. Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, doi: 10.1073/ pnas.0500656102, 5326–5333.
- Sabade S., A. Kulkarni. and R. Kripalani. 2011. Projected changes in South Asian summer monsoon by multi-model global warming experiments. *Theor. Appl. Climatol.*, 103, 543–565.
- Saji N. H., B. N. Goswami., P. N. Vinayachandran. and T. Yamagata. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 360–363.
- Schott F. A., S.-P. Xie. and J. P. McCreary. 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. *Rev. Geophys.*, 47, RG1002.
- Schubert J. J., B. Stevens. and T. Crueger. 2013. The Madden-Julian Oscillation as simulated by the MPI Earth System Model: Over the last and into the next millennium. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 5, 71–84.
- Sen Gupta A., A. Ganachaud., S. McGregor., J. N. Brown. and L. Muir. 2012. Drivers of the projected changes to the Pacific Ocean equatorial circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L09605.
- Siew, J.H., F.T. Tangang. and L. Juneng. 2014. Evaluation of CMIP5 coupled atmosphere–ocean general circulation models and projection of the Southeast Asian winter monsoon in the 21st century. *International J. Clim.*, 34, 2872–2884.
- Sinha A., L. Stott, M. Berkelhammer, H. Cheng, R. L. Edwards, B. Buckley, M. Aldenderfer, M. Mudelsee. 2011. A global context for megadroughts in monsoon Asia during the past millennium. *Quat. Sci. Rev.*, 30, 47–62.

- Sperber K. R., H. Annamalai, I. S. Kang, A. Kitoh, A. Moise, A. Turner, B. Wang, T. Zhou. 2012. The Asian summer monsoon: An intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-012-1607-6, 1–34.
- Stevenson S., B. Fox-Kemper., M. Jochum, R. Neale., C. Deser. and G. Meehl. 2012. Will there be a significant change to El Nino in the twenty-first century? *J. Clim.*, 25, 2129–2145.
- Tangang F. T., L. Juneng. and S. Ahmad. 2007. Trend and interannual variability of temperature in Malaysia: 1961–2002. *Theor. Appl. Climatol.*, 89, 127–141.
- Tokinaga H., S. Xie., A. Timmermann., S. McGregor., T. Ogata., H. Kubota. and Y. Okumura. 2012. Regional patterns of tropical Indo-Pacific climate change: Evidence of the Walker Circulation weakening. *J. Clim.*, 25, 1689–1710.
- Trenberth K. E., D. P. Stepaniak. and J. M. Caron. 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *J. Clim.*, 13, 3969–3993.
- Turner A. G. and H. Annamalai. 2012. Climate change and the South Asian summer monsoon. *Nature Clim. Change*, 2, 587–595.
- Turner A. G., P. M. Inness. and J. M. Slingo. 2007a. The effect of doubled CO₂ and model basic state biases on the monsoon-ENSO system. I: Mean response and interannual variability. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 1143–1157.
- Ueda H., A. Iwai., K. Kuwako. and M. E. Hori. 2006. Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi: 10.1029/2005gl025336.
- Vance T. R., T. D. van Ommen., M. A. J. Curran., C. T. Plummer. and A. D. Moy. 2012. A millennial proxy record of ENSO and eastern Australian rainfall from the Law Dome ice core, East Antarctica. *J. Clim.*, 26, 710–725.
- Vecchi G. and A. Wittenberg. 2010. El Nino and our future climate: Where do we stand? *WIREs Clim Change*, 1, 260–270.
- Wang B. and Q. Ding. 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06711.
- Wang B. and S. I. An. 2002. A mechanism for decadal changes of ENSO behavior: Roles of background wind changes. *Clim. Dyn.*, 18, 475–486.
- Wang, L., R. Huang, L., Gu, W. Chen, and L. Kang, 2009. Interdecadal variations of the east Asian winter monsoon and their association with quasi-stationary planetary wave activity. *J. Climate*, 22, 4860–4872.
- Wang B., J. Liu., H.-J. Kim., P. J. Webster. and S.-Y. Yim. 2012. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008). *Clim. Dyn.*, 39, 1123–1135.
- Wang B., S. Xu and L. Wu. 2012. Intensified Arabian Sea tropical storms. *Nature*, 489, E1–E2.
- Wang L. and W. Chen. 2010. How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon? *Adv. Atmos. Sci.*, 27, 855–870.
- Webster P. J., A. M. Moore., J. P. Loschnigg. and R. R. Leben. 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Nature*, 401, 356– 360.

- Widlansky M. J., A. Timmermann., K. Stein., S. McGregor., N. Schneider., M. H. England., M. Lengaigne. and W. Cai. 2013. Changes in South Pacific rainfall bands in a warming climate. *Nature Clim. Change*, 3, 417–423.
- Wu R., B. P. Kirtman. and V. Krishnamurthy. 2008. An asymmetric mode of tropical Indian Ocean rainfall variability in boreal spring. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113, D05104.
- Xie S. P., K. Hu., J. Hafner., H. Tokinaga., Y. Du., G. Huang. and T. Sampe. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Clim.*, 22, 730–747.
- Yamagata T., S. K. Behera., J.-J. Luo., S. Masson., M. Jury. and S. A. Rao. 2004. Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean. *Earth Clim. Ocean- Atmos. Interact.*, American Geophysical Union, 189–212.
- Yeh S.-W., Y.-G. Ham. and J.-Y. Lee. 2012. Changes in the tropical Pacific SST Trend from CMIP3 to CMIP5 and its implication of ENSO. *J. Clim.*, 25, 7764–7771.
- Yu, B. and F. W. Zwiers, 2010. Changes in equatorial atmospheric zonal circulation in recent decades. *Geophys. Res. Sci. J.*, 3, 196-203.
- Yu, R. C., B. Wang. and T. J. Zhou. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L22212.
- Zahn M. and R. Allan. 2011. Changes in water vapor transports of the ascending branch of the tropical circulation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116, doi: 10.1029/2011JD016206.
- Zhang L., L. Wu. and L. Yu. 2011a. Oceanic origin of a recent La Nia-like trend in the tropical Pacific. *Adv. Atmos. Sci.*, 28, 1109–1117.
- Zhang Q., Y. Guan. and H. Yang. 2008. ENSO amplitude change in observation and coupled models. *Adv. Atmos. Sci.*, 25, 361–366.
- Zheng, X.-T., Y. Du, L. Liu, G. Haung, and Q. Liu. 2013. Indian Ocean Dipole response to global warming in the CMIP5 multi-model ensemble. *J. Climate*, 26, 6146-6164.
- Zhou T. J., L. X. Zhang. and H. M. Li. 2008. Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L16707.
- Zhu C., B. Wang., W. Qian. and B. Zhang. 2012. Recent weakening of northern East Asian summer monsoon: A possible response to global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 39, doi: 10.1029/2012GL051155.

อภิธานศัพท์

ศัพท์	ศัพท์บัญญัติ	ที่มา
aerosol	ละอองลอย	ศัพท์บัญญัติ ราชบัณฑิตยสถาน
annual rainy days	จำนวนวันฝนตกรวมรายปี	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
anthropogenic activity	กิจกรรมของมนุษย์	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
anthropogenic aerosol	ละอองลอยจากกิจกรรมของมนุษย์	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Artificial Neural Network (ANN)	ข่ายงานระบบประสาทเทียม	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Asian-Australian Monsoon	มรสุมเอเชีย-ออสเตรเลีย	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
asymmetric relationship	ความสัมพันธ์แบบไม่สมมาตร	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Australian monsoon	มรสุมออสเตรเลีย	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
black carbon	ฝุ่นคาร์บอนดำ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
circulation field	สนามการหมุนเวียน	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
climatological study	การศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยา	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
cold surge	ระลอกมวลอากาศเย็น	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
consecutive dry day	ระยะเวลาที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่อง	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Couple Model Intercomparison Project	โครงการการเปรียบเทียบระหว่างแบบจำลองร่วม	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
coupled atmosphere-ocean general circulation models	แบบจำลองการหมุนเวียนทั่วไปร่วมระหว่างบรรยากาศและมหาสมุทร	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Digital Elevation Model	แบบจำลองความสูงเชิงตัวเลข	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
downscaling	การย่อส่วน	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
dynamic sea level	ภาพการณ์จำลองระดับน้ำที่เกิดจากอิทธิพลจากการเคลื่อนตัวของแผ่นดินและปัจจัยอื่นๆ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
dynamical downscaling	การย่อส่วนด้วยวิธีพลวัต	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Earth System Model	แบบจำลองระบบโลก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
East Asian Monsoon	มรสุมเอเชียตะวันออก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
El Niño	ปรากฏการณ์เอลนีโญ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
El Niño-Southern Oscillation	ปรากฏการณ์เอนโซ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
equivalent CO2 forcing	แรงบังคับเทียบเท่าคาร์บอนไดออกไซด์	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
evapotranspiration	การระเหยคายน้ำ	ศัพท์บัญญัติ ราชบัณฑิตยสถาน
extreme	ภาวะสุดขีด	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
extreme weather/climate event	สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ/ภูมิอากาศ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
forcing	แรงบังคับ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
geocentric sea level	ระดับความสูงของผิวหน้าน้ำทะเลสัมพัทธ์กับจุดศูนย์กลางโลก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Global Climate Observing System	ระบบสังเกตการณ์ภูมิอากาศโลก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
global mean sea level	ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยระดับโลก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
global mean surface temperature	อุณหภูมิเฉลี่ยของพื้นผิวโลก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
global monsoon area	พื้นที่มรสุมโลก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
global monsoon precipitation intensity	ความเข้มของฝนมรสุมโลก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
global monsoon total precipitation	ปริมาณฝนมรสุมโลกรวม	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Gulf Stream	กระแสน้ำกัลฟ์สตรีม	กำหนดขึ้นในรายงานนี้

ศัพท์	ศัพท์บัญญัติ	ที่มา
heat island effect	ปรากฏการณ์โดมความร้อน	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
data homogeneity	เอกพันธ์ข้อมูล	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
hydro-meteorological variable	ตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาอุทก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
hypoxia	ภาวะพร่องออกซิเจน	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
idealized scenario of global warming	ภาพการณ์จำลองโลกร้อนกรณีอุดมคติ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Integrated Assessment Model	แบบจำลองการประเมินแบบบูรณาการ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
interglacial period	ยุคระหว่างธารน้ำแข็ง	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC	หน่วยงานระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Inter-Tropical Convergence Zone	แนวร่องความกดอากาศต่ำ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
irradiance	ความรับอาบรังสี	ศัพท์บัญญัติ ราชบัณฑิตยสถาน
key uncertainty	ความไม่แน่นอนสำคัญ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Maritime Continent Monsoon	มรสุมคาบสมุทร	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
maximum 5-day precipitation total	ปริมาณฝนรวมสูงสุดในรอบ 5 วัน	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
mega city	มหานครขนาดใหญ่	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
mid-latitude	ละติจูดกลาง	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
missing value	ข้อมูลที่ขาดหาย	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
monsoon trough	ร่องมรสุม	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
normal mode	การสั่นตามธรรมชาติ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
ocean acidification	ความเป็นกรดของน้ำทะเล	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
ocean upwelling	บริเวณน้ำผุดในมหาสมุทร	
peer-reviewed journal	วารสารที่มีคณะผู้เชี่ยวชาญตรวจสอบความถูกต้อง	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
precipitation	หยาดน้ำฟ้า	ศัพท์บัญญัติ ราชบัณฑิตยสถาน
predictand	ตัวถูกทำนาย	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
predictor	ตัวทำนาย	ศัพท์บัญญัติ ราชบัณฑิตยสถาน
radiative forcing	แรงบังคับการแผ่รังสี	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Regional Climate Models (RCMs)	แบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
relative sea level	ระดับน้ำทะเลสัมพัทธ์	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Representative Concentration Pathway	วิถีความเข้มข้นตัวอย่าง	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
resonance	คาบการสั่นพ้อง	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
robust	ทนทาน	ศัพท์บัญญัติ ราชบัณฑิตยสถาน
satellite altimetry	ดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
scenario	ภาพการณ์จำลอง	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
simple daily precipitation intensity index	ดัชนีความเข้มของฝนรายวัน	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
simulation	การจำลอง	ศัพท์บัญญัติ ราชบัณฑิตยสถาน
solar constant	ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์	ศัพท์บัญญัติ ราชบัณฑิตยสถาน
South Asian Monsoon	มรสุมเอเชียใต้หรือมรสุมอินเดีย	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Special Report Emission Scenario	ภาพการณ์จำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกภายใต้รูปแบบการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคม การเติบโตของประชากรและเทคโนโลยีในอนาคต	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
standard deviation of interannual variability in seasonal average	ความเบี่ยงเบนมาตรฐานของความแปรปรวนระหว่างปีของฝนฤดูกาลเฉลี่ย	กำหนดขึ้นในรายงานนี้

ศัพท์	ศัพท์บัญญัติ	ที่มา
precipitation		
statistical downscaling	การย่อส่วนด้วยวิธีสถิติ	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
steric sea level	ระดับน้ำที่เกิดจากอิทธิพลของการขยายตัวเนื่องจากความร้อน	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
storm surge	คลื่นพายุซัดฝั่ง	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
tropical depression	พายุดีเปรสชันเขตร้อน	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
tropical storm	พายุโซนร้อน	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
typhoon	ไต้ฝุ่น	ศัพท์บัญญัติ ราชบัณฑิตยสถาน
warmer get wetter	ปรากฏการณ์ ยิ่งอุ่นยิ่งชื้น	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Western North Pacific Monsoon	มรสุมแปซิฟิกเหนือฝั่งตะวันตก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
wet get wetter	ปรากฏการณ์ชื้นยิ่งชื้นขึ้น	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
Working Group on Coupled Modelling (WGCM)	คณะทำงานด้านแบบจำลองร่วม	กำหนดขึ้นในรายงานนี้
World Climate Research Programme; (WCRP)	โครงการวิจัยภูมิอากาศโลก	กำหนดขึ้นในรายงานนี้