



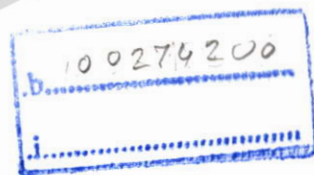
รายงานการวิจัยฉบับสมบูรณ์

การศึกษาเชิงสถิติของคุณลักษณะการเกิดพายุปริมาณอิเล็กตรอนรวม
ในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่มีผลต่อระบบจีพีเอส ณ สถานีภาคพื้นดินละติจูดต่ำ

บริเวณเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็ก จังหวัดชุมพร

A Statistical Study on the Characteristics of TEC storm in
Ionosphere Effecting to GPS system at Equatorial Magnetic
Latitude Station, Chumphon

รองศาสตราจารย์ ปุณยวีร์ จามจรีกุลกาญจน์



เลขหมู่.....
เลขทะเบียน 145229
ม.ค.ค.น.ปี 31 อ.ค. 2560

ได้รับทุนสนับสนุนงานวิจัยจากเงินงบประมาณแผ่นดิน ประจำปีงบประมาณ พ.ศ. 2559

วิทยาเขตชุมพรเขตรอุดมศักดิ์ จังหวัดชุมพร

สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ชื่อโครงการ (ภาษาไทย) การศึกษาเชิงสถิติของคุณลักษณะการเกิดพายุปริมาณอิเล็กตรอนรวมในชั้นไอโอโนสเฟียร์ ที่มีผลต่อระบบจีพีเอส ณ สถานีภาคพื้นดินละติจูดต่ำบริเวณเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็ก จังหวัดชุมพร แหล่งเงิน งบประมาณแผ่นดิน

ประจำปีงบประมาณ 2559 จำนวนเงินที่ได้รับการสนับสนุน 254,700 บาท

ระยะเวลาทำการวิจัย 1 ปี ตั้งแต่ 1 ตุลาคม พ.ศ. 2558 ถึง 30 กันยายน พ.ศ. 2559

หัวหน้าโครงการ รศ.ปณณวีร์ จามจรกุลากุลจน์ หน่วยงานต้นสังกัด วิทยาเขตชุมพรเขตรอุดมศึกษา

บทคัดย่อ

งานวิจัยงานวิจัยฉบับนี้นำเสนอพายุแม่เหล็กโลกลูกหนึ่งชื่อว่า พายุวันเซนต์แพทริก ที่เกิดขึ้นในวันที่ 17 - 18 มีนาคม 2015 และผลกระทบของพายุดังกล่าวที่มีต่อชั้นไอโอโนสเฟียร์บริเวณละติจูดต่ำและกลางในเขตเตอร์อเมริกาและยุโรป นอกจากนี้ยังได้ศึกษาเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่เกิดขึ้นกับสัญญาณ GPS ในช่วงที่เกิดพายุวันเซนต์แพทริกและการเปลี่ยนแปลงความหนาอิเล็กตรอนบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ผลจากการศึกษาพายุวันเซนต์แพทริกที่มีต่อชั้นไอโอโนสเฟียร์ พบว่า ในระหว่างเฟสหลักของพายุ การปรากฏตัวพร้อมกันของเฟสพายุไอโอโนสเฟียร์บวกและลบถูกสังเกตเห็นได้ในเขตเตอร์อเมริกัน ในขณะที่ ไม่มีการเกิดขึ้นพร้อมกันของเฟสทั้งสองในเขตเตอร์ยุโรป สำหรับเขตเตอร์อเมริกัน การปรากฏตัวพร้อมกันของเฟสพายุไอโอโนสเฟียร์บวกและลบถูกสังเกตเห็นได้ในซีกโลกเหนือ ในเขตเตอร์อเมริกัน ร่องความหนาแน่นที่ละติจูดกลางถูกสังเกตเห็นได้ - เพื่อที่จะเลื่อนสนามไฟฟ้าที่หันเหไปทางเส้นศูนย์สูตรให้ไปจนถึงละติจูด 40°N การเลื่อนที่หันเหไปทางเส้นศูนย์สูตรของร่องความหนาแน่นที่ละติจูดกลางนี้แสดงบทบาทที่สำคัญประการหนึ่งในพายุไอโอโนสเฟียร์เชิงลบที่ถูกสังเกตเห็นได้ในซีกโลกเหนือในช่วงเวลาที่เกิดเฟสหลักของพายุ ไม่มีเฟสพายุลบดังกล่าวที่ถูกสังเกตเห็นได้ในเขตเตอร์ยุโรปในระหว่างที่เกิดเฟสหลักของพายุ ข้อมูลและภาพของผลการศึกษา TEC storm ที่นำเสนอในงานวิจัยฉบับนี้ นำมาจาก Maruyama et al. [22] ซึ่งพบว่าพายุแม่เหล็กโลกลูกหนึ่งที่เกิดขึ้นในวันที่ 5-8 พ.ย. 2001 ที่ประเทศญี่ปุ่น จัดว่าเป็น "TEC storm" (พายุปริมาณอิเล็กตรอนรวม) โดยพายุดังกล่าวเริ่มต้นก่อตัวที่เวลา 0151 UT ในวันที่ 6 พ.ย. ด้วยกระแสแวนแวน ASYM ที่เพิ่มขึ้นทันที (ASYM-H) ดัชนี Kp มีค่าสูงสุดเท่ากับ 9 ในช่วงระยะเวลา 7 ชั่วโมงก่อนที่จะเกิด SC ของพายุดังกล่าว โดย IMF Bz อยู่ไปทางทิศใต้ด้วยค่ากระแสแวนแวนที่เพิ่มขึ้นที่ละน้อยจากตอน 19 UT ของวันที่ 5 พ.ย. ในการตอบสนองต่อเหตุการณ์นี้ ดัชนี Kp จะเพิ่มขึ้นจาก 3 ไปยัง 5 โดย TEC เริ่มที่จะมีค่าเพิ่มขึ้นตอนพระอาทิตย์ขึ้น และมีค่าสูงสุดประมาณเที่ยงวันที่ภาคเหนือ (45°N) และราวๆ 1430 JST ทางภาคใต้ (27°N) ค่าพีคอันดับที่ 2 จะปรากฏที่เส้นละติจูดต่ำกว่า 30°N หลังจากที่พระอาทิตย์ตกดิน โดยพายุวันเซนต์แพทริกส่งผลทำให้เกิดค่าความคลาดเคลื่อนในระบุพิภักตามแนวราบมีค่าสูงถึง 7 เมตร ซึ่งเป็นค่าคลาดเคลื่อนที่มีค่าสูงกว่าสภาวะปกติถึงเกือบ 2 เท่า ค่า TEC และค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์มีค่าเพิ่มขึ้นอย่างมากจากสภาวะที่ไม่มีพายุ

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

นอกจากนี้ ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาการเปลี่ยนแปลงความหนาอิเล็กทรอนิกส์บริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ พบว่า การเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันตามฤดูกาลของค่า NmF2, ค่า TEC และค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ในปี 2010 ที่ทั้ง 3 สถานี (จังหวัดชุมพร, จังหวัดเชียงใหม่ และเมืองโกโตตะบัง) จะสอดคล้องเป็นอย่างดีกับผลจากการวัดที่ปรากฏในบทความ [58], [60], and [61] ตามลำดับ ซึ่งถึงแม้ว่าปีที่ทำการศึกษาในงานนี้คือปี 2010 ซึ่งอยู่ในช่วงกิจกรรมสุริยะที่ต่ำของวัฏจักรสุริยะที่ 24 ก็ตาม แต่ผลที่วัดและคำนวณได้ในงานนี้เป็นตัวแทนที่สำคัญอย่างเป็นไปได้สำหรับการที่จะนำไปใช้ในการอธิบายการเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันเหนือเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็กในปีอื่นๆ ก็ได้

คำสำคัญ : โกโตตะบัง, ความหนาอิเล็กทรอนิกส์, ชุมพร, เชียงใหม่, พายุปริมาณอิเล็กทรอนิกส์รวม, พายุแม่เหล็กโลก, ระบบจีพีเอส, เส้นศูนย์สูตรแม่เหล็ก.



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Research Title: ... A Statistical Study on the Characteristics of TEC storm in Ionosphere Effecting to GPS system at Equatorial Magnetic

Researcher: ... Assoc. Prof. Punyawit Jamjareegulgarn

Faculty: ... Prince of Chumphon Campus ... **Department:** ... Engineering ...

ABSTRACT

This research proposes a geomagnetic storm designated as “St. Patrick day storm” which occurred on March 17-18, 2015 and its effects on ionosphere layer in low and middle latitudes in both America and Europe sectors. Moreover, we also study about TEC storm, ionospheric delay on GPS signals during St. Patrick day storm occurrence, and the variation of slab thickness in Southeast Asia. For the results of the effects of St. Patrick day storm on ionosphere layer, we find that during the main phase of the storm, simultaneous presence of positive and negative ionospheric storm phases are observed in the American sector whereas no such coexistent storm phases are observed in the European sector. For the American sector, the coexistent positive and negative ionospheric storm phases are seen in the northern hemisphere. In the American sector, the mid-latitude density trough is observed to shift equatorward reaching up to 40°N latitude. This equatorward shift of the mid-latitude density trough plays a major role in the negative ionospheric storm observed in the northern hemisphere during the main phase of the storm. No such negative storm phases are observed in the European sector during the main phase. Furthermore, a TEC storm in Japan is also described in this research. The information and figures are taken from Maruyama et al. [22]. They find that a geomagnetic storm which occurred on November 5-8, 2001 in Japan was called “TEC storm”. The storm sudden commencement of this storm started at 01:51 UT on November 6, 2001 with asymmetric ring current growing immediately. The Kp index reached maximum of 9. During the seven hours prior to the sudden commencement of the TEC storm, the IMF Bz was southward, the ring current was growing slowly from 19:00 UT on November 5, 2001, and the Kp index raised from 3 to 5. TEC started to increase at sunrise hours and reached its maximum around local noontime at the northern end (45°N) and about 14:30 JST at the southern end (27°N). A second peak existed at latitudes lower than 30°N after sunset hours. Likewise, we find that St. Patrick day storm causes the horizontal positioning error higher to 7 meters which is about two times from the normal space weather. TEC and ionospheric delay are also increased.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่นอนุญาตให้นำไปเผยแพร่บนสื่อออนไลน์
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

significantly compared with those values during no TEC storm. Furthermore, the authors also study about the diurnal variations in each season of the NmF2, the TEC, and the slab thickness in 2010 for all three stations (Chumphon, Chiang Mai, and Kototabang). We find that the observed results are in good agreements with the previous results in [58], [60], and [61], respectively. Although the studied year in this work is in 2010 during the solar minimum of solar cycle 24, our observed results represent the crucial information which can be employed feasibly to explain the variations over magnetic equator region in any recent years.

Keywords: Kototabang, slab thickness, Chumphon, Chiang Mai, total electron content storm, geomagnetic storm, GPS system, magnetic equator.



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

กิตติกรรมประกาศ

ขอขอบคุณ ศาสตราจารย์ ดร. พรชัย ทรัพย์นิธิ อาจารย์ผู้ให้คำแนะนำ ให้ความรู้และให้การสนับสนุนตลอดเวลาเกี่ยวกับการทำวิจัยทางด้าน ionospheric electron density profiles, ionospheric monitoring, geomagnetic storm, และ space weather รวมถึงนักศึกษาปริญญาโทและเอกของห้องปฏิบัติการ CSSRG สาขาวิชาวิศวกรรมโทรคมนาคม คณะวิศวกรรมศาสตร์ สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง ที่ให้ความช่วยเหลือและให้ข้อคิดเห็นที่มีประโยชน์ต่อการทำวิจัย รวมถึง Prof. Dr. Lung-Chih Tsai, Center for Space and Remote Sensing Research National Central University, Chung-Li, Taiwan ผู้ให้ความสนับสนุนทุนวิจัยและให้คำปรึกษาในการทำวิจัยแก่ทีมวิจัย ตลอดจนคณะกรรมการวิจัย เจ้าหน้าที่ฝ่ายวิจัย ฝ่ายพัสดุและฝ่ายการเงินของสถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง วิทยาเขตชุมพรเขตรอุดมศักดิ์ จังหวัดชุมพร และสถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง กรุงเทพฯ ทุกๆ ท่านที่ช่วยประสานงานและช่วยดำเนินการต่างๆ จนทำให้งานวิจัยฉบับนี้เสร็จลุล่วงไปได้ด้วยดี

การวิจัยครั้งนี้ได้รับทุนสนับสนุนการวิจัยจากงบประมาณแผ่นดิน ประจำปี พ.ศ. 2559 สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง

รศ.บุญวีร์ จามจรีกุลกาญจน์

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อภาษาไทย.....	I
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	III
กิตติกรรมประกาศ.....	V
สารบัญ.....	VI
สารบัญตาราง.....	VIII
สารบัญภาพ.....	IX
บทที่ 1 บทนำ	1
1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา.....	1
1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย.....	3
1.3 ขอบเขตของการวิจัย.....	4
1.4 วิธีดำเนินการวิจัย.....	4
1.5 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ.....	4
บทที่ 2 พายุแม่เหล็กโลก พายุชั้นไอโอโนสเฟียร์และการหาค่า TEC	5
2.1 พายุแม่เหล็กโลกวันเซนต์แพทริก.....	5
2.2 กลไกการก่อตัวของพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์.....	7
2.3 พายุชั้นไอโอโนสเฟียร์.....	8
2.4 การระบุตำแหน่งบนโลก (GPS).....	11
2.5 เวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionospheric Delay).....	14
2.6 การหาค่า TEC.....	15
บทที่ 3 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา	19
3.1 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาพายุแม่เหล็กโลกวันเซนต์แพทริก.....	19
3.2 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาพายุ TEC.....	23
3.3 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาความหนาอิเล็กทรอนิกส์และค่า TEC.....	25
บทที่ 4 ผลการศึกษา	26
4.1 ผลการศึกษาการเกิดพายุวันเซนต์แพทริก.....	26
4.2 ผลกระทบที่เกิดขึ้นเมื่อเกิดพายุ TEC ในประเทศญี่ปุ่น.....	43
4.3 ผลกระทบของพายุวันเซนต์แพทริกที่มีต่อเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์.....	53
4.4 ผลของการศึกษาการเปลี่ยนแปลงความหนาอิเล็กทรอนิกส์ในแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้.....	55

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
บทที่ 5 สรุปผลการวิจัยและแนวทางการพัฒนางานวิจัย.....	61
5.1 สรุปผลการวิจัย.....	61
5.2 แนวทางการพัฒนางานวิจัย.....	63
บรรณานุกรม.....	64
ภาคผนวก	
ภาคผนวก ก ผลผลิตงานวิจัย.....	70
ภาคผนวก ข สรุปค่าใช้จ่ายการดำเนินโครงการวิจัย.....	97
ประวัตินักวิจัย.....	99



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
3.1 ชื่อและพิกัดทางภูมิศาสตร์ของสถานี ionosonde บนภาคพื้นดินจำนวน 12 สถานี.....	20
3.2 ชื่อและพิกัดทางภูมิศาสตร์ของสถานี GPS-TEC บนภาคพื้นดิน จำนวน 25 สถานี.....	21
3.3 ตำแหน่งของเครื่องไอโอโนซอนเด 4 จุดในญี่ปุ่น.....	23
3.4 ตำแหน่งทางภูมิศาสตร์และละติจูดแม่เหล็กของสถานีไอโอโนซอนเดจำนวน 3 สถานี.....	25
4.1 วันที่เกิดพายุวันเซนต์แพทริกและค่าความคลาดเคลื่อนในระบุพิกัดตามแนวราบ.....	54



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญญภาพ

ภาพที่	หน้า
2.1 สภาวะการณ์ต่างๆ ที่เกิดขึ้นของพายุ St. Patrick day ระหว่างวันที่ 16-19 มีนาคม 2015.....	6
2.2 หลักการระบุตำแหน่งโดยใช้ดาวเทียม GPS.....	13
2.3 สาเหตุความคลาดเคลื่อนในการระบุตำแหน่งของ GPS.....	13
2.4 การหน่วงเวลาของสัญญาณ GPS อันเนื่องมาจากชั้นไอโอโนสเฟียร์.....	16
2.5 ชั้นไอโอโนสเฟียร์และค่าปริมาณอิเล็กตรอนสุทธิ (TEC).....	17
2.6 การแปลงค่า STEC ไปเป็นค่า VTEC.....	18
3.1 ตำแหน่งของสถานีไอโอโนซอนเดและ IGS GPS-TEC โดยสี่เหลี่ยมสีดำในรูปแบบ สถานีไอโอโนซอนเดและวงกลมสีแดงแทนสถานี IGS GPS-TEC.....	20
3.2 การกระจายของเครื่องรับ GPS ในเครือข่าย GEONET ที่ถูกนำมาใช้ในการหาค่า TEC.....	24
3.3 สถานีไอโอโนซอนเดจำนวน 3 สถานี (เชียงใหม่, ชุมพร และเมืองโกโตะตะบัง)	25
4.1 การเปลี่ยนแปลงค่า foF2 และค่า hmF2 ของชั้นไอโอโนสเฟียร์ในซีกเตอร์อเมริกา.....	27
4.2 การเปลี่ยนแปลงค่า foF2 และค่า hmF2 ของชั้นไอโอโนสเฟียร์ในซีกเตอร์ยุโรป.....	29
4.3 การเปลี่ยนแปลงค่า Δ TEC ในซีกเตอร์อเมริกา (คอลัมน์ทางซ้าย) และซีกเตอร์ยุโรป (คอลัมน์ทางขวา) ในระหว่างวันที่ 17-19 มีนาคม 2015.....	30
4.4 การเคลื่อนตัวของร่อง Ne ที่ละติจูดกลางที่มุ่งไปสู่เส้นศูนย์สูตรเหนือซีกเตอร์อเมริกัน.....	32
4.5 การเคลื่อนตัวของร่อง Ne ที่ละติจูดกลางที่มุ่งไปสู่เส้นศูนย์สูตรเหนือซีกเตอร์ยุโรป.....	35
4.6 แผนที่โลกของอัตราส่วน O/N2 ในชั้นเทอร์โมสเฟียร์ในวันที่ 15 - 19 มีนาคม 2015.....	36
4.7 การก่อตัวของ EIA ในวันที่ 17 มีนาคม 2015 ที่พบเห็นในแนวลองติจูดที่ต่างๆ กัน.....	38
4.8 การก่อตัวของ EIA ในวันที่ 18 มีนาคม 2015 ที่พบเห็นในแนวลองติจูดที่ต่างๆ กัน.....	41
4.9 แผนที่ IRTAM Δ foF2 ในวันที่ 17-18 มีนาคม 2015.....	42
4.10 ดัชนี IMF Bz, องค์กรประกอบทาง H และดัชนี Kp ในวันที่ 5-8 พ.ย. 2001.....	44
4.11 การเปลี่ยนแปลงของค่า NmF2 ที่ 4 สถานี ในวันที่ 2-7 พ.ย. 2001 และค่า Kp index.....	44
4.12 ค่า TEC ที่ถูกรบกวน (a) พายุ geomagnetic storm ไม่มีพายุ (b) พายุ TEC ในวันที่ 6 พ.ย. 2001 (c) ผลต่างของค่า TEC จากวันที่ไม่มีพายุ.....	45
4.13 ผลต่างในค่า TEC, ค่า NmF2 และค่า hmF2 จากค่าเฉลี่ยในวันที่ไม่มีพายุ.....	47
4.14 การเปลี่ยนแปลงความสูงของชั้น F2 (ค่า hmF2) ระหว่างวันที่ 2 - 6 พ.ย. 2001.....	47
4.15 การสังเกตภาพของไอโอโนแกรมในวันที่เกิด TEC storm และวันก่อนหน้า (โหนด O เท่านั้น).....	48
4.16 เฟสบวกและลบของพายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่มีการเปลี่ยนแปลงตามละติจูด.....	52
4.17 ค่า TEC ที่วัดได้และค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ ณ วันที่ 1 ม.ค. 2008.....	54

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญญภาพ

ภาพที่	หน้า
4.18 ค่า TEC ที่วัดได้และค่าเวลาประวิงในชั้นโอโอโนสเฟียร์ ณ วันที่ 1 ก.พ. 2008.....	55
4.19 การเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันตามฤดูกาลของค่า NmF2 ของทั้ง 3 สถานีในปี 2010.....	57
4.20 การเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันตามฤดูกาลของค่า TEC ของทั้ง 3 สถานีในปี 2010.....	58
4.21 การเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันตามฤดูกาลของ slab thickness ของทั้ง 3 สถานีในปี 2010.....	59



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

เทคโนโลยีที่อาศัยคลื่นวิทยุนี้มีส่วนทำให้ชีวิตของเราสะดวกสบายมากขึ้นและทำให้หลายๆ ด้านของสังคมของเราดีขึ้น คุณลักษณะที่สำคัญข้อหนึ่งของคลื่นวิทยุคือความสามารถของพวกเขาในการแพร่กระจายไปในระยะทางที่ไกล เนื่องจากคลื่นวิทยุย่านความถี่สูงสามารถไปถึงฝั่งตรงข้ามของโลกได้ผ่านทาง การสะท้อนซ้ำระหว่างชั้นไอโอโนสเฟียร์และพื้นผิวโลก การสื่อสารและกระจายเสียงวิทยุ ย่าน HF ถูกนำมาใช้เป็นวิธีการหนึ่งที่สำคัญในการกระจายและการแลกเปลี่ยนข้อมูลในต่างประเทศ ในขณะที่การใช้งานดาวเทียมได้กลายเป็นส่วนหนึ่งที่สำคัญของสังคมคลื่นวิทยุ ดาวเทียมที่มีความถี่ที่สูงกว่าที่แพร่กระจายผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์ได้เอื้อต่อการใช้งานได้หลากหลายประเภท แต่ทว่า ชั้นไอโอโนสเฟียร์ก็ไม่ได้เป็นตัวกลางที่โปร่งใสสมบูรณ์สำหรับคลื่นวิทยุดาวเทียม โดยเฉพาะอย่างยิ่งคลื่นวิทยุในย่าน UHF เช่น สัญญาณที่ถูกส่งจากดาวเทียม GPS และที่ความถี่ต่ำที่จะได้รับผลกระทบอย่างมากจากความล่าช้าในการแพร่กระจายสัญญาณ, ความผันผวนของความแรงของสัญญาณและผลกระทบอื่นๆ ระดับความแรงของผลกระทบเหล่านี้ส่วนใหญ่จะขึ้นอยู่กับสถานะของชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่เปลี่ยนแปลงอย่างต่อเนื่อง

การเปลี่ยนแปลงในความหนาแน่นอิเล็กตรอนในชั้นไอโอโนสเฟียร์สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ประเภทคือแบบปกติและแบบที่การเปลี่ยนแปลงแบบปกติมีคุณลักษณะของความเป็นคาบเวลาที่เด่นชัด เช่นกิจกรรมสุริยะซึ่งมีวัฏจักรโดยประมาณ 11 ปีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลที่เกี่ยวข้องกับการหมุนของโลกรอบดวงอาทิตย์และการเปลี่ยนแปลงแบบรายวัน ดังนั้นจึงค่อนข้างง่ายต่อการจำลอง [1], [2] ในทางตรงกันข้ามการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วในกิจกรรมสุริยะ เช่น เพลวไฟสุริยะ ซึ่งก่อให้เกิดการรบกวน (disturbance) ในชั้นไอโอโนสเฟียร์ด้านบนเหนือภาคพื้นดินเป็นระลอกอย่างต่อเนื่อง ซึ่งถูกขับเคลื่อนโดยพายุแม่เหล็กด้วยจึงทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นอิเล็กตรอนอย่างทันทีในชั้นไอโอโนสเฟียร์ [3] - [4] ปรากฏการณ์นี้เรียกว่า "พายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์"

พายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่ซึ่งมีความหนาแน่นอิเล็กตรอนลดลงจะถูกเรียกว่า "พายุลบ" และถ้ามีความหนาแน่นอิเล็กตรอนเพิ่มขึ้นจะถูกเรียกว่า "พายุบวก" ลักษณะที่พายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์ประพุดิตตัวนั้นมีความแตกต่างกันอย่างมาก ตัวอย่างเช่น พายุบวกอาจจะกลายเป็นพายุลบเมื่อเวลาผ่านไปเรื่อยๆ ก็ได้ทั้งพายุบวกหรือพายุลบอาจจะพัฒนา (ก่อตัว) ในช่วงเวลาหนึ่งๆ <เกิดขึ้นตัวใดตัวหนึ่ง> หรือพายุบวกและพายุลบอาจจะพัฒนาไปพร้อมๆ กันที่ละติจูดที่ต่างกัน เมื่อมีพายุแม่เหล็กโลกเกิดขึ้นมาและปรากฏว่ามีค่า TEC เพิ่มขึ้นอย่างชัดเจนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ พายุแม่เหล็กโลกดังกล่าวจะถูกจัดว่าเป็น "พายุ TEC" (TEC storm) อีกปรากฏการณ์หนึ่งที่ไม่พบบ่อยนักคือ เมื่อมีพายุแม่เหล็กโลกเกิดขึ้นมาและปรากฏว่าความหนาแน่นอิเล็กตรอนพุ่งขึ้นอย่างรวดเร็วในพื้นที่แคบๆ ปรากฏการณ์นี้จะถูกเรียกว่า storm enhanced density (ความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่เพิ่มขึ้นเพราะพายุ หรือ SED) ด้วยเหตุนี้ ความหนา

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

แน่นอิเล็กตรอนจะเปลี่ยนแปลงไปมาหลายครั้งหรือแม้กระทั่งอาจจะมีค่าที่สูงกว่าค่าปกติ 20 เท่าก็ได้ที่เวลาเดียวกันตอนราวๆ พระอาทิตย์ตกดินโดย SED นี้จะมีความสัมพันธ์อย่างใกล้ชิดกับการรบกวนแบบบวกในตอนกลางวัน เนื่องจากการลดลงของค่า foF2 ในพายุลบจะลดค่าความถี่ที่ใช้งานได้สูงสุด (maximum usable frequency หรือ MUF) สำหรับการสื่อสาร HF งานวิจัยที่ใช้เครื่องไอโอโนซอนเดที่มีอยู่ในขณะนี้ก็ยังคงที่จะศึกษากันต่อไป

ในตอนนีพายุบวกยังคงได้รับความสนใจที่จะศึกษาเพิ่มขึ้นในประเด็นที่เกี่ยวข้องกับเวลาประวิงในการแพร่กระจายคลื่นวิทยุในชั้นไอโอโนสเฟียร์ เช่น คลื่นที่ถูกส่งจากดาวเทียม GPS ฯลฯ โดยเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ของคลื่นวิทยุดาวเทียมจะแปรผันตรงกับค่าปริมาณอิเล็กตรอนสุทธิ (total electron content หรือ TEC) โดยค่า TEC นี้คือค่าความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ถูกปริพันธ์ตามเส้นทางการแพร่กระจายคลื่นจากดาวเทียมไปยังเครื่องรับ โดยการเปลี่ยนแปลงแบบปกติหรือการรบกวนอย่างทันที อาจจะเป็นสาเหตุที่ทำให้ค่า TEC เปลี่ยนแปลงได้จากหลายๆ TECU ไปจนถึง 200 TECU ก็ได้

เมื่อไม่กี่ปีมานี้ ค่า TEC ที่สังเกตได้จากดาวเทียมจีพีเอสและค่า foF2 ที่ถูกสังเกตได้จากเครื่องไอโอโนซอนเดก็ยังคงจะถูกใช้งานกันอย่างแพร่หลายสำหรับการศึกษาชั้นไอโอโนสเฟียร์ โดย Maruyama et al. [5] ได้พบเหตุการณ์ที่สำคัญอย่างยิ่ง 2 เหตุการณ์ที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงในชั้นไอโอโนสเฟียร์แบบบวกที่มีความสำคัญอย่างยิ่งต่อสภาพอวกาศ โดยใช้ข้อมูลจากแผนที่ TEC ที่ได้มาจากเครือข่ายเครื่องรับจีพีเอส 2 ความถี่ (GEONET: เครือข่ายสังเกตการณ์โลกด้วยระบบ GPS) ที่ถูกสร้างขึ้นโดยหน่วยงาน GSI ของญี่ปุ่น ร่วมกับค่า foF2 และ hmF2 ที่ได้มาจากการสังเกตด้วยไอโอโนซอนเดจำนวน 4 จุดในญี่ปุ่น โดยเหตุการณ์ที่ 1 คือพายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่จัดว่าเป็น “พายุ TEC” (TEC storm) นั้นเกิดขึ้นเมื่อวันที่ 6 พ.ย. 2001 พายุลูกนี้ค่อนข้างที่โดดเด่นมากในการแสดงค่า TEC ที่เพิ่มขึ้นอย่างชัดเจนมาก ในขณะที่ ค่า foF2 ได้รับผลกระทบไม่มากนัก ส่วนเหตุการณ์ที่ 2 คือ พายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่จัดว่าเป็น “SED” เกิดขึ้น เมื่อวันที่ 8 พ.ย. 2004 หลังจากที่พระอาทิตย์ตกดิน

ผลของการรบกวนแม่เหล็กโลกที่มีต่อชั้นไอโอโนสเฟียร์ของโลกได้รับการศึกษาอย่างกว้างขวางไม่เพียงอย่างเดียวก็ตาม สำหรับความสนใจทางวิทยาศาสตร์ [6][7] อย่างไรก็ตาม ยังรวมถึงสำหรับวัตถุประสงค์ในทางปฏิบัติเนื่องจากความสามารถของมันที่มีอิทธิพลต่อกิจการต่างๆ ของการสื่อสารโทรคมนาคมและระบบนำทาง [8][9] พายุแม่เหล็กโลกเป็นกระบวนการที่ซับซ้อนมากที่สุดที่เริ่มต้นด้วยการบีบอัดอย่างฉับพลันของชั้นแมกเนโตสเฟียร์ของโลกและความเข้มที่สอดคล้องกันของกระแสแวนซึ่งสะท้อนให้เห็นในค่าดัชนี Dst เมื่อพลังงานและโมเมนตัมเข้าไปสู่บรรยากาศด้านบน ละติจูดสูงจะยกตัวขึ้นอย่างทันทีเนื่องจากความร้อนจุสุทธิ ละติจูดสูงจะร้อนขึ้นและเริ่มขยายตัว ซึ่งก่อให้เกิดลม Surge (ลมพายุขนาดใหญ่) ในแนวเส้นศูนย์สูตรและการรบกวนบรรยากาศที่เคลื่อนตัวอยู่ (TADs หรือ traveling atmospheric disturbances) รวมถึงเปลี่ยนส่วนผสมในชั้นเทอร์โมสเฟียร์ [6] การรบกวนเวลาที่เกิดพายุสามารถส่งผลกระทบและปรับเปลี่ยนสนามไฟฟ้าชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่ล้อมรอบที่ละติจูดบริเวณเส้นศูนย์สูตร, ต่ำและกลาง อาจจะมีต้นเหตุมาจากการทะเลแบบทันทีของสนามไฟฟ้าที่มีจุดกำเนิดจากชั้นแมกเน

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

โตสเฟียร์ [10] หรือไดนาโมการรบกวน (DD หรือ disturbance dynamo) [11] หรือการผสมกันทั้ง 2 แหล่งกำเนิด [12] ในเทอมของความหนาแน่นอิเล็กตรอนในชั้น ionosphere โดยทั่วไป พายุไอโอโนสเฟียร์จะถูกแบ่งออกเป็นสองประเภท พายุที่เกี่ยวข้องกับความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่เพิ่มขึ้นจะถูกเรียกว่า พายุไอโอโนสเฟียร์บวก ในขณะที่พายุที่เกี่ยวข้องกับการลดลงของความหนาแน่นอิเล็กตรอนจะถูกเรียกว่า เป็นพายุไอโอโนสเฟียร์ลบ ในขณะที่การเกิด (เฟส) พายุลบส่วนใหญ่จะเกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนส่วนผสม [13] การเกิดพายุบวกอาจจะมีต้นเหตุมาจากการเปลี่ยนส่วนผสม [4] หรือโดยการเคลื่อนย้ายของการ ไอออนไนซ์หรือการเปลี่ยนสนามไฟฟ้าหรือลมในชั้นเทอร์โมสเฟียร์ [14][15]

พายุแม่เหล็กโลกในวันที่ 17 มี.ค. 2015 หรืออาจจะถูกเรียกว่า “พายุวันเซนต์แพทริก” ก็ได้เป็น พายุที่พิเศษลูกหนึ่งในแง่ที่ว่ามันเป็นพายุแม่เหล็กโลกที่แรงที่สุดที่ถูกสังเกตได้จนถึงตอนนี้ของวัฏจักร สุริยะปัจจุบันลำดับที่ 24 มันต้องถูกบันทึกไว้ว่าเงื่อนไขชั้นไอโอโนสเฟียร์พื้นฐาน (สภาวะชั้นไอโอโนสเฟียร์ โดยทั่วไป) มีความแตกต่างกันมากในระหว่างช่วงเวลาที่มิกิจกรรมสุริยะที่ต่ำที่สุดที่ถูกยึดออกไปของวัฏจักรสุริยะที่ 24 เมื่อเทียบกับกิจกรรมสุริยะที่ต่ำที่สุดก่อนหน้านี้ [16] ในทำนองเดียวกัน การเกิด (เฟส) กิจกรรมสุริยะที่มากที่สุดของวัฏจักรสุริยะปัจจุบันก็ไม่ได้ดูประหนึ่งว่าจะแรงเมื่อเทียบกับกิจกรรมสุริยะ ก่อนหน้านี้ ดังนั้น มันก็คุ้มค่าที่จะตรวจสอบผลกระทบชั้นไอโอโนสเฟียร์ต่างๆ ในพายุวันเซนต์แพทริกที่มี ต่อชั้นไอโอโนสเฟียร์ของโลก เหตุการณ์ที่น่าทึ่งนี้ยังคงสร้างความสนใจเป็นอย่างมากท่ามกลางนักวิจัยทั่วโลก จากการทำมันเป็นพายุแม่เหล็กโลกที่แรงที่สุดของวัฏจักรสุริยะปัจจุบัน Astafyeva et al. [17] ได้ รายงานผลกระทบที่มีต่อชั้นไอโอโนสเฟียร์ของพายุทั่วโลก (global scale) การศึกษาโดย Ram et al. [18] and Ramsingh et al. [19] ส่วนใหญ่จะเน้นไปที่ผลกระทบที่มีต่อชั้นไอโอโนสเฟียร์ใกล้ละติจูดใน แนวเส้นศูนย์สูตรของบริเวณอินเดียนและซ่างเคียง

ดังนั้น ในการศึกษาฉบับนี้ นักวิจัยจะยังคงมุ่งเน้นไปที่พายุวันเซนต์แพทริกและผลกระทบของ พายุดังกล่าวที่มีต่อการเปลี่ยนแปลงชั้นไอโอโนสเฟียร์ในละติจูดต่ำและกลาง พร้อมทั้งสังเกตกลไกทาง กายภาพที่สำคัญที่เกิดขึ้นในเซกเตอร์ละติจูดที่ต่างกัน 2 แห่ง ได้แก่ เซกเตอร์อเมริกันและเซกเตอร์ยุโรป นอกจากนี้ นักวิจัยยังได้ศึกษาการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นอิเล็กตรอนเหนือเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็กในบริเวณ เอเชียตะวันออกเฉียงใต้

1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย

1. เพื่อศึกษาพายุแม่เหล็กโลกและผลกระทบที่เกิดขึ้นในชั้นไอโอโนสเฟียร์บริเวณละติจูดต่ำและกลาง
2. เพื่อศึกษาคุณลักษณะการเกิดพายุปริมาณอิเล็กตรอนรวมในชั้นไอโอโนสเฟียร์
3. เพื่อแสดงผลกระทบของพายุแม่เหล็กโลกที่มีต่อเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ของระบบจีพีเอส
4. เพื่อแสดงผลการเปลี่ยนแปลงของพารามิเตอร์ในชั้นไอโอโนสเฟียร์ในแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

1.3 ขอบเขตของการวิจัย

1. ยกตัวอย่างพายุแม่เหล็กโลกและอธิบายผลที่เกิดขึ้นในชั้นไอโอโนสเฟียร์ละติจูดต่ำและกลาง
2. ยกตัวอย่างพายุปริมาณอิเล็กทรอนิกส์รวมในชั้นไอโอโนสเฟียร์และอธิบายคุณลักษณะการเกิดได้
3. ยกตัวอย่างและแสดงค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ ค่า TEC และค่าความคลาดเคลื่อนของระยะทางจากการระบุพิกัดของระบบจีพีเอส ในขณะที่เกิดพายุแม่เหล็กโลก
4. อธิบายการเปลี่ยนแปลงของพารามิเตอร์ในชั้นไอโอโนสเฟียร์ในแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ได้แก่ ค่า NmF2, ค่า TEC และค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์

1.4 วิธีดำเนินการวิจัย

การดำเนินงาน	ระยะเวลาทำวิจัย 1 ปี ตั้งแต่ เดือน ต.ค. 2558 - เดือน ก.ย. 2559											
	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.
1. ศึกษาพายุแม่เหล็กโลกและหาตัวอย่างในการศึกษาพายุฯ	←→											
2. ศึกษาการระบุพิกัดและการหาค่าต่างๆ ของระบบ GPS			←→									
3. ศึกษาพายุ TEC และคุณลักษณะการเปลี่ยนแปลง					←→							
4. ศึกษาการเปลี่ยนแปลงพารามิเตอร์ต่างๆ ในชั้นไอโอโนสเฟียร์							←→					
5. จัดทำกราฟสถิติ วิเคราะห์สรุปผลการวิจัย รวมถึงจัดทำรายงานผลการวิจัยฉบับสมบูรณ์										←→		

1.5 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ

1. สามารถอธิบายผลกระทบของพายุแม่เหล็กโลกที่มีต่อชั้นไอโอโนสเฟียร์และนำไปพยากรณ์การเกิดภัยพิบัติต่างๆ เช่น สึนามิ แผ่นดินไหว เป็นต้น ในอนาคตได้
2. สามารถอธิบายการเกิดพายุปริมาณอิเล็กทรอนิกส์รวมในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่บริเวณอื่นๆ ในโลกนี้ได้
3. สามารถนำผลการศึกษาไปประยุกต์ใช้กับระบบการนำร่องให้แก่เรือเดินสมุทรและเครื่องบินได้
4. สามารถนำผลการศึกษาไปอธิบายการเปลี่ยนแปลงของพารามิเตอร์ในชั้นไอโอโนสเฟียร์ในปีอื่นๆ ในอนาคตได้

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

บทที่ 2

พายุแม่เหล็กโลก พายุชั้นไอโอโนสเฟียร์และการหาค่า TEC

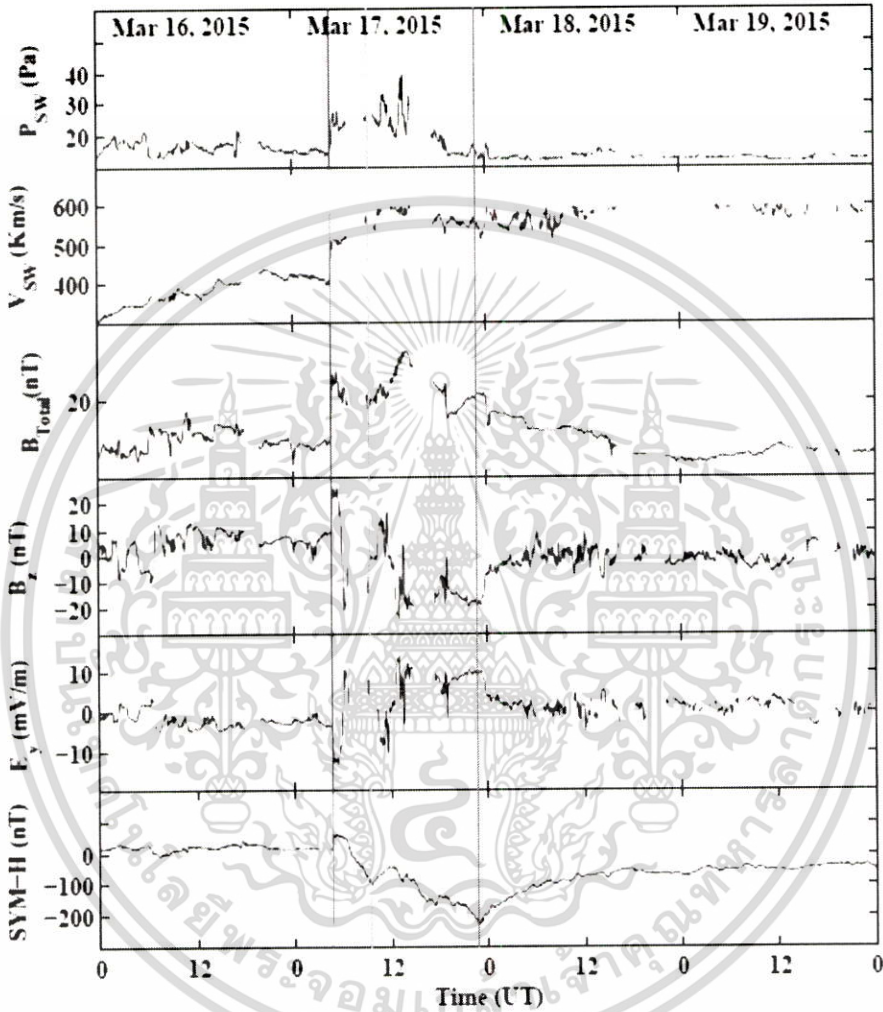
ในบทนี้ เนื้อหาที่บรรยายจะเกี่ยวข้องกับ 3 ส่วนหลักๆ ที่เกี่ยวข้องกับงานวิจัย หัวข้อที่ 2.1 จะกล่าวถึงข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาปรากฏการณ์การเกิดพายุแม่เหล็กโลก “วันเซนต์แพทริก” ส่วนหัวข้อที่ 2.2 และหัวข้อ 2.3 จะบรรยายถึงกลไกการก่อตัวของพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์และพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์ หัวข้อ 2.4 จะกล่าวถึงการระบุตำแหน่งบนโลก (GPS) ส่วนหัวข้อ 2.5 และ 2.6 จะบรรยายเกี่ยวกับเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionospheric Delay) และการหาค่า TEC ตามลำดับ รายละเอียดมีดังนี้

2.1 พายุแม่เหล็กโลกวันเซนต์แพทริก

การระเบิดฟิลาเมนต์แม่เหล็กจากจุดดับบนดวงอาทิตย์หมายเลข 2297 ในวันที่ 15 มีนาคม 2015 ที่ผ่านมานั้นก่อให้เกิดการปลดปล่อยมวลโคโรนาฮาโลบางส่วน (halo coronal mass ejection หรือ CME) ที่มีองค์ประกอบต่างๆ พุ่งตรงเข้ามายังโลกในช่วงเวลาไม่กี่ชั่วโมงต่อมา ชั้นแมกเนโตสเฟียร์ของโลกก็ได้รับผลกระทบจาก CME นี้ที่เวลา 0430 UT และชุดของเหตุการณ์ต่างๆ ก็นำไปสู่การวิวัฒนาการของพายุแม่เหล็กโลกที่แรงที่สุดของวัฏจักรสุริยะ 24 พลาสมาลมสุริยะและพารามิเตอร์แม่เหล็กที่จุมกโบว์ช็อค (bow shock nose) ของโลกได้แสดงไว้ในรูปที่ 2.1 การมาถึงของ CME สามารถที่จะเห็นได้เสมือนเป็นการเพิ่มขึ้นอย่างฉับพลันของค่าความดันลมสุริยะ (รูปที่ 2.1a) ความเร็วการไหล (รูปที่ 2.1b) และสนามแม่เหล็กอินเตอร์พลาเนตอะลี (interplanetary magnetic field หรือ IMF) (รูปที่ 2.1c) ที่ประมาณ 0445 UT ในทางกลับกัน องค์ประกอบแกน z ของสนามแม่เหล็กอินเตอร์พลาเนตอะลี (IMF Bz) (รูปที่ 2.1d) จะกลับไปยังทิศเหนือและดัชนีกระแสแวนสมมาตร SYM-H (รูป 2.1f) ก็ถูกเพิ่มขึ้นอย่างกระทันหัน ซึ่งเป็นตัวแทนของการเริ่มพายุแบบทันที (sudden storm commencement หรือ SSC) การเปลี่ยนแปลงที่เกี่ยวข้องในค่า IEF (สนามไฟฟ้าอินเตอร์พลาเนตอะลี) ก็ถูกแสดงไว้ในรูปที่ 2.1e ต่อจากนั้น IMF Bz ก็จะหันไปทางทิศใต้ที่ 0600UT แม้ว่า IMF Bz จะฟื้นตัวไม่กี่ชั่วโมงในช่วงแรกแล้วมันก็จะหันไปทางทิศใต้อีกครั้งเป็นเวลาเกือบ 12 ชั่วโมงถัดไปก่อนที่จะฟื้นตัว ในระหว่างช่วงเวลานี้ SYM-H ก็จะลดลงไปถึงจุดต่ำสุด -232 nT ที่ 2245 UT ซึ่งมีความหมายว่าเป็นพายุที่แรงที่สุดของวัฏจักรสุริยะนี้

เพื่อความสะดวกในการศึกษา ผู้วิจัยจะแบ่งพายุออกเป็น 2 ส่วน ส่วนแรกอาจจะถูกพิจารณาจาก 0445 ถึง 1200 UT ในวันที่ 17 มีนาคม 2015 ในระหว่างช่วงเวลานี้ IMF Bz จะหันไปทางทิศใต้เป็นครั้งแรกและ SYM-H มีค่าต่ำประมาณ 110 nT ก่อนที่จะเริ่มฟื้นตัวเล็กน้อยด้วย IMF Bz ที่หันกลับไปทางทิศเหนือ ส่วนที่สองอาจจะถือว่าเป็นส่วนที่เหลือของพายุ หลังจากเวลา 1200UT ในระหว่างช่วงเวลานี้ IMF Bz จะหันและยังคงอยู่ในทางทิศใต้เป็นเวลาเกือบ 12 ชั่วโมงและ SYM-H มีค่าต่ำสุดเท่ากับ -232nT ก่อนที่จะเริ่มเฟสการฟื้นตัว จากที่เห็นในรูปที่ 2.1 เวลาของการเริ่มต้นของพายุแบบทันที (SSC) ได้ถูกทำเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

แสดงด้วยเส้นประสีแดงแนวตั้ง (วันที่ 17 มีนาคม 2015 เวลา 0465 UT) ในขณะที่เวลาที่ SYM-H มีค่าต่ำที่สุดครั้งที่ 1 จะถูกแสดงด้วยเส้นประสีเขียวแนวตั้ง (วันที่ 17 มีนาคม 2015 เวลา 0940 UT) ส่วนเวลาของค่าต่ำสุดที่แท้จริงของ SYM-H (-232 nT ที่เวลา 2245 UT) จะถูกแสดงด้วยเส้นประสีม่วงแนวตั้ง (วันที่ 17 มีนาคม 2015 เวลา 2270 UT)



รูปที่ 2.1 สภาวะการณ์ต่างๆ ที่เกิดขึ้นของพายุ St. Patrick day ระหว่างวันที่ 16-19 มีนาคม 2015

จะเห็นได้ว่า เมื่อ IMF Bz หันไปทางทิศใต้เนื่องจากสนามไฟฟ้าคอนเวกชันที่เพิ่มขึ้น สนามไฟฟ้าทะเลแบบทันที (PPEF) ไปทางทิศ E ก็จะถูกสังเกตเห็นได้ในชั้นไอโอโนสเฟียร์ตอนกลางวันและเมื่อ PPEF ไปทางทิศ W ที่เกี่ยวข้องจะถูกสังเกตเห็นได้ในชั้นไอโอโนสเฟียร์ตอนกลางคืน [20] มันควรจะต้องสังเกตในกรณีนี้ (การหันเหไปทางทิศใต้ของ IMF) PPEFs จะอยู่ในทิศทางเดียวกับทิศของสนามไฟฟ้าโชนัลในแนวเส้นศูนย์สูตร dawn-dusk ทั่วโลก อย่างไรก็ตาม ในระหว่างที่มีการหันเหไปทางทิศเหนือแบบฉับพลันของ IMF Bz โดยทั่วไป PPEFs ที่ซึ่งทะเลไปสู่ชั้นไอโอโนสเฟียร์ในแนวเส้นศูนย์สูตรและละติจูดต่ำนั้นจะอยู่ เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ในทิศทางที่ตรงข้ามกับทิศของสนามไฟฟ้าไอออนในแนวเส้นศูนย์สูตร dawn-dusk ทั่วโลกเหล่านั้น [21] หรืออาจจะพูดง่าย ๆ ว่า ในระหว่างการหันเหไปทางทิศใต้ของ IMF สนาม PPEFs จะเสริมความแรงกับสนามไฟฟ้าไอออนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่มีอยู่ ในขณะที่ ในระหว่างการหันเหไปทางทิศเหนือของ IMF สนาม PPEFs จะหักล้างกับสนามไฟฟ้าไอออนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่มีอยู่ ดังนั้น ในกรณีนี้ ผลที่เกิดขึ้นจาก PPEFs ส่วนใหญ่ได้ถูกคาดหวังที่จะถูกสังเกตได้ประมาณ 2-3 ชั่วโมงบนทั้งสองด้านของเส้นสีเขียวแนวตั้ง โดยส่วนใหญ่ การหันเหของ IMF Bz จะเกิดขึ้นในระหว่างช่วงเวลานี้

2.2 กลไกการก่อตัวของพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์

การเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นอิเล็กตรอนในชั้นไอโอโนสเฟียร์สามารถแบ่งออกเป็น 2 ประเภท คือแบบปกติและแบบทันที การเปลี่ยนแปลงแบบปกติมีคุณลักษณะของความเป็นคาบเวลาที่เด่นชัด เช่น กิจกรรมสุริยะซึ่งมีวัฏจักรโดยประมาณ 11 ปีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลที่เกี่ยวข้องกับการหมุนของโลก รอบดวงอาทิตย์และการเปลี่ยนแปลงแบบรายวัน ดังนั้นจึงค่อนข้างง่ายต่อการจำลอง ในทางกลับกัน การเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วในกิจกรรมสุริยะ เช่น เพลวโฟสุริยะ ซึ่งก่อให้เกิดการรบกวนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ด้านบนเหนือภาคพื้นดินเป็นระลอกอย่างต่อเนื่อง ซึ่งถูกขับเคลื่อนโดยพายุแม่เหล็กด้วย จึงทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นอิเล็กตรอนอย่างทันทีในชั้นไอโอโนสเฟียร์ จึงถูกเรียกว่า "พายุชั้นไอโอโนสเฟียร์"

พายุชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่ซึ่งมีความหนาแน่นอิเล็กตรอนลดลงจะถูกเรียกว่า "พายุลบ" และถ้ามีความหนาแน่นอิเล็กตรอนเพิ่มขึ้นจะถูกเรียกว่า "พายุบวก" ลักษณะที่พายุชั้นไอโอโนสเฟียร์ประพุดิตตัวนั้นมีความแตกต่างกันอย่างมาก เหตุการณ์ที่เมื่อเกิดพายุแม่เหล็กโลกแล้วส่งผลทำให้ค่า TEC มีค่าเพิ่มขึ้นไปจนถึงหลายร้อย TECU เราจะเรียกพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์นี้ว่าเป็น "พายุ TEC" (TEC storm) โดยมีลักษณะในการเกิดพายุ TEC ได้ 3 ประเภท ได้แก่ พายุบวกอาจจะกลายเป็นพายุลบเมื่อเวลาผ่านไปเรื่อยๆ ก็ได้, ทั้งพายุบวกหรือพายุลบอาจจะก่อตัวในช่วงเวลาหนึ่งๆ, หรือพายุบวกและพายุลบอาจจะพัฒนาไปพร้อมๆ กันที่ละติจูดที่ต่างกัน โดยทั่วไปพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์เป็นการรบกวนความหนาแน่นอิเล็กตรอนไปทั่วโลก แต่ก็ไม่บ่อยนักที่จะพบว่าความหนาแน่นอิเล็กตรอนจะพุ่งขึ้นอย่างรวดเร็วในพื้นที่แคบ ๆ ที่เกี่ยวข้องกับการเกิดพายุแม่เหล็กด้วย ปรากฏการณ์นี้เรียกว่า "พายุ SED" (storm enhanced density) ด้วยเหตุนี้ ความหนาแน่นอิเล็กตรอนจะเปลี่ยนแปลงไปมาหลายครั้งหรือแม้กระทั่งอาจจะมีค่าที่สูงกว่าค่าปกติ 20 เท่าก็ได้ที่เวลาเดียวกันตอนราวๆ พระอาทิตย์ตกดิน โดย SED นี้จะมีความสัมพันธ์อย่างใกล้ชิดกับการรบกวนแบบบวกในตอนกลางวัน เนื่องจากการลดลงของค่า foF2 ในพายุลบจะลดค่าความถี่ที่ใช้งานได้สูงสุด (MUF) สำหรับการสื่อสาร HF

ในตอนนี้พายุบวกยังคงได้รับความสนใจที่จะศึกษาเพิ่มขึ้นในประเด็นที่เกี่ยวข้องกับเวลาประวิงในการแพร่กระจายคลื่นวิทยุในชั้นไอโอโนสเฟียร์ เช่น คลื่นที่ถูกส่งจากดาวเทียม GPS ฯลฯ โดยเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ของคลื่นวิทยุดาวเทียมจะแปรผันตรงกับค่า TEC โดยค่า TEC นี้คือค่าความหนาแน่น

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

อิเล็กตรอนที่ถูกปรีพันธ์ตามเส้นทางการแพร่กระจายคลื่นจากดาวเทียมไปยังเครื่องรับรูปที่ 1 แสดงความสัมพันธ์ระหว่าง TEC กับเวลาประวิงในการแพร่กระจายคลื่นในกรณีของสัญญาณจีพีเอส L1 และ L2 สัญญาณ ($1 \text{ TECU} = 1 \times 10^{16}$ อิเล็กตรอน/ m^2) การเปลี่ยนแปลงแบบปกติหรือแบบทันทีนั้นอาจจะเป็นสาเหตุที่ทำให้ค่า TEC เกิดการเปลี่ยนแปลงได้ตั้งแต่หลายๆ TECU ไปจนถึง 200 TECU ก็ได้

เมื่อไม่กี่ปีมานี้ ค่า TEC ที่สังเกตได้จากดาวเทียมจีพีเอสและค่า foF2 ที่ถูกสังเกตได้จากเครื่องไอโอโนซอนเดก็ยังคงที่จะถูกใช้งานกันอย่างแพร่หลายสำหรับการศึกษาชั้นไอโอโนสเฟียร์เหตุผลข้อหนึ่งสำหรับแรงผลักดันดังกล่าวก็คือ เครื่องรับสัญญาณ GPS มีความง่ายต่อการติดตั้งมากกว่าเครื่องไอโอโนซอนเดและมีจำนวนสถานีที่ใช้ในการสังเกตมากกว่าถึงแม้ว่า foF2 และ TEC จะประพฤติตัวคล้ายกันราวกับว่าแต่ละตัวเป็นตัววัดการเปลี่ยนแปลงในชั้นไอโอโนสเฟียร์แต่ก็เป็นมาตรวัดที่ไม่เหมือนกัน ดังนั้น เราจึงควรใช้มาตรวัดทั้งสองตัวนี้ในลักษณะร่วมกันสำหรับการวิเคราะห์ที่ละเอียดขึ้น หน้าที่สำคัญอีกอย่างของไอโอโนซอนเดคือการสังเกตความสูงของชั้นไอโอโนสเฟียร์โดยกระบวนการทางแสง-เคมีนั้นมีความหมายอย่างมากต่อการเปลี่ยนแปลงชั้นไอโอโนสเฟียร์และขึ้นอยู่กับความสูงอย่างมาก นอกจากนี้เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงความสูงของชั้นไอโอโนสเฟียร์จะบ่งบอกถึงกระบวนการทางแสง-เคมีแบบไดนามิกในชั้นบรรยากาศและพลาสมาโดยตรง ดังนั้น ความสูงของชั้นไอโอโนสเฟียร์จึงเป็นพารามิเตอร์ที่สำคัญตัวหนึ่งในการที่จะช่วยขยายความไปถึงกลไกของการก่อตัวของพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์ร่วมกับค่า foF2 และค่า TEC ได้ โดยพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์นั้นมักจะก่อตัวที่มีความซับซ้อนและเข้าใจยากอยู่ 3 ประเด็น ประเด็นที่ 1 คือ ความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่กำลังเพิ่มขึ้น ประเด็นที่ 2 คือ ความหนาแน่นอิเล็กตรอนมีค่าลดลง และประเด็นที่ 3 คือ เหตุการณ์/ผลกระทบนั้นไว้อย่างต่อเนื่องจนถึงระยะเวลาหนึ่ง

Maruyama et al. [22] ได้ศึกษาและนำเสนอ 2 เหตุการณ์ที่สำคัญอย่างยิ่ง 2 เหตุการณ์ที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงในชั้นไอโอโนสเฟียร์แบบบวคที่มีความสำคัญอย่างยิ่งต่อสภาพอวกาศ (space weather) โดยใช้ข้อมูลจากแผนที่ TEC ที่ได้มาจากเครือข่ายเครื่องรับจีพีเอส 2 ความถี่ (GEONET: เครือข่ายสังเกตการณ์โลกด้วย GPS) ที่ถูกสร้างขึ้นโดยหน่วยงาน GSI ของญี่ปุ่น ร่วมกับค่า foF2 และ hmF2 ที่ได้มาจากการสังเกตด้วยไอโอโนซอนเดจำนวน 4 จุดในญี่ปุ่น จากการศึกษาพบว่า เหตุการณ์ที่ 1 คือพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่จัดว่าเป็นพายุ TEC นั้นเกิดขึ้นเมื่อวันที่ 6 พ.ย. 2001 พายุลูกนี้ค่อนข้างที่โดดเด่นมากในการแสดงค่า TEC ที่เพิ่มขึ้นอย่างชัดเจนมาก ในขณะที่ ค่า foF2 ได้รับผลกระทบไม่มากนักส่วนเหตุการณ์ที่ 2 คือ พายุชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่จัดว่าเป็น “SED” นั้นเกิดขึ้นเมื่อวันที่ 8 พ.ย. 2004 หลังจากที่พระอาทิตย์ตกดิน

2.3 พายุชั้นไอโอโนสเฟียร์

ในหัวข้อนี้จะกล่าวถึงพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์ ได้แก่ พายุลบและพายุบวค โดยในงานวิจัยฉบับนี้จะเน้นไปที่พายุบวคเท่านั้น เนื่องจากพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์ส่วนใหญ่จะเกิดขึ้นในลักษณะที่เป็นพายุบวคเสียส่วนใหญ่ เนื้อหาเป็นไปตามที่ศึกษาและกล่าวไว้ใน [22]

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

พายุลบเกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงในส่วนผสมในบรรยากาศชั้นเทอร์โมสเฟียร์ (thermosphere) ที่เกิดขึ้น (ที่ถูกกระตุ้น) โดยพลังงานที่ได้รับการฉีดเข้าไปในบริเวณขั้วโลกในระหว่างที่เกิดพายุแม่เหล็ก บรรยากาศชั้นเทอร์โมสเฟียร์ที่มีส่วนผสมที่เปลี่ยนแปลงจะแพร่กระจาย (เคลื่อนตัว) ไปยังละติจูดที่ต่ำกว่าในรูปของ TADs (traveling atmospheric disturbances หรือ การรบกวนในบรรยากาศที่เคลื่อนตัว) [23] การเปลี่ยนแปลงในส่วนผสมถูกอธิบายได้ด้วยการเพิ่มขึ้นในค่าอัตราส่วน $[N_2]/[O]$ และก่อให้เกิดการเพิ่มขึ้นของค่าสัมประสิทธิ์การรวมตัวกันใหม่ของพลาสมาในชั้นไอโอโนสเฟียร์ ดังนั้นจะก่อให้เกิดค่าความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ลดลง (โดยปกติ $[O]$ มีค่าลดลงตาม h ที่เพิ่มขึ้น จึงทำให้อัตราส่วน $[N_2]/[O]$ ดังกล่าวมีค่าเพิ่มขึ้น)

สาเหตุที่ทำให้เกิดพายุบวกหรือการรบกวนไอโอโนสเฟียร์แบบบวก (positive ionospheric disturbance) มีอยู่ 2 ประเด็นหลักๆ คือ

1. ลมที่ไปในทิศ E ในสภาวะเริ่มต้นของ TAD โดยลมที่ไปในทิศ E นี้มีความเข้มข้นมาก (เสมือนเป็น Surge-คลื่นยักษ์- ในทิศ E) ที่จะผลักดันพลาสมาให้ไปตามเส้นสนามแม่เหล็กโลกที่ถูกเอียงไว้ ถ้าปรากฏการณ์นี้เกิดขึ้นในตอนกลางวัน ค่าความหนาแน่นอิเล็กตรอนก็จะมีค่าเพิ่มขึ้น เนื่องจากอัตราการจางหายของอิเล็กตรอนมีค่าลดลงที่ h ที่มากขึ้น ในลักษณะดังกล่าวนี้ พายุบวกอาจจะเกิดก่อนพายุลบ ถึงแม้ว่าเหตุการณ์นี้จะขึ้นอยู่กับเวลาที่เกิดที่คลื่นยักษ์ในทิศ E อย่างมาก

2. พลาสมาที่ถูกยกขึ้น ($E \times B$ drift) ในทิศทางที่ตั้งฉากกับสนามแม่เหล็ก โดยสนามไฟฟ้าไปทางทิศ E อัตราการจางหายของอิเล็กตรอนลดลงตามความสูงที่มากขึ้นเช่นเดียวกับในกรณีของผลกระทบของลม Surge ที่ไปในทิศตะวันออก เมื่อเหตุการณ์นี้เกิดขึ้นในตอนกลางวัน ความหนาแน่นอิเล็กตรอนก็จะมีเพิ่มขึ้น

สนามไฟฟ้าในทิศตะวันออกนี้เกิดขึ้นจากแหล่งกำเนิด 2 แหล่งกว้างๆ คือ

1. สนามไฟฟ้าคอนเวกชันในชั้นแมกเนโตสเฟียร์ที่ถูกทำให้เข้มข้นขึ้นที่ทะลุผ่านเข้าไปในละติจูดที่ต่ำกว่า - PPEF ในชั้นแมกเนโตสเฟียร์ [24]

2. โดนาโมการรบกวน (disturbance dynamo หรือ DD) ที่เกิดขึ้นโดยการเปลี่ยนแปลงในการหมุนที่เกิดขึ้นโดยทั่วไปในชั้นเทอร์โมสเฟียร์ที่ทำให้เกิดขึ้นโดยพลังงานที่ถูกฉีดเข้าไปในบริเวณขั้วโลก [25][26]

ในกรณีของพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่เกิดขึ้นจริง ปัจจัยที่ซับซ้อนจำนวนมากอาจจะตอบโต้กันและกัน เพื่อที่จะเพิ่มการรบกวนหรือแม้กระทั่งจะหักล้างกันและกันก็ได้ โดย Forbes et al. [27] พยายามที่จะแยกแหล่งที่มาของการก่อกวนจำนวนมากโดยการใช้ข้อมูลที่เก็บได้จากไอโอโนซอนเดชุดหนึ่งที่ตรวจวัดอยู่ในแนวเมริเดียนอย่างไรก็ตาม โดยทั่วไปแหล่งที่มาหลักของการรบกวนอาจจะเปลี่ยนแปลงได้ตามเวลาที่ผ่านไป ด้วยความสำคัญของแต่ละกระบวนการการรบกวนที่มีการเปลี่ยนแปลงจากเหตุการณ์หนึ่งไปยังอีกเหตุการณ์หนึ่ง ดังนั้น จึงทำให้หัวข้อ “การระบุแหล่งที่มาของการรบกวน” นี้จึงเป็นงานที่ยากลำบากที่จะทำได้อย่างเต็มที่ค่า foF_2 เป็นพารามิเตอร์พื้นฐานมากที่สุดของพารามิเตอร์ทั้งหมดที่บ่ง

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

บอกคุณลักษณะของพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์แต่มันก็ไม่เพียงพอที่จะได้รับมุมมองที่สมบูรณ์เข้าไปถึงความซับซ้อนของการรบกวน. ถึงแม้ว่าชั้น F ของชั้นไอโอโนสเฟียร์จะถูกยกตัวไปยัง h' ที่สูงขึ้นด้วยสนามไฟฟ้าที่ไปในทิศตะวันออกหรือลมนิวโทรลเทอร์โมสเฟียร์ในทิศตะวันออก (ETNW) มันอาจจะเป็นต้นเหตุให้ f_oF_2 มีค่าเพิ่มขึ้นหรือลดลงก็ได้ ซึ่งขึ้นอยู่กับเวลาท้องถิ่นหรืออัตราของความสูงที่เพิ่มขึ้น (ที่ถูกยกขึ้น) ตามที่ถูกอธิบายไว้โดย Rishbeth [14] การไหลของพลาสมาจากชั้นไอโอโนสเฟียร์ไปยังพลาสมาสเฟียร์จะลดค่า NmF_2 ภายใต้อิทธิพลที่แน่นอนอันหนึ่ง แต่ระดับของผลกระทบนี้จะแตกต่างกันมากขึ้นอยู่กับลมนิวโทรลในชั้นบรรยากาศและ ExB drift การตกลงของค่า f_oF_2 ที่เกิดจากการเพิ่มขึ้นของค่า hmF_2 ของชั้น F นั้นเป็นผลมาจากพลาสมาที่ถูกกระจาย (ใหม่อีกครั้ง) ไปตามเส้นสนามแม่เหล็กโลกและเปลี่ยนแปลงโพโพล์ความสูงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ชั้นพลาสมาสเฟียร์มีหน้าที่หนึ่งคือการดึง (draw out) พลาสมาในชั้นไอโอโนสเฟียร์ออกไปในเวลากลางวันแล้วเติมเต็มใหม่ (replenish) ชั้นไอโอโนสเฟียร์ด้วยพลาสมาในตอนกลางคืน ผลของการเพิ่ม f_oF_2 ที่เกิดขึ้นจากการเพิ่มขึ้นของ hmF_2 นั้นมีความเกี่ยวข้องกับการลดลงในอัตราการรวมตัวกันใหม่ของอิเล็กตรอนและความก้าวหน้าของการแตกตัวเป็นไอออนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ด้านล่าง การเพิ่มขึ้นหรือการลดลงใน f_oF_2 จะถูกกำหนดในท้ายที่สุดซึ่งขึ้นอยู่กับว่าอันไหนที่จะเด่นมากกว่ากันระหว่างผลกระทบที่ขัดแย้ง (ตรงข้าม) กันทั้งสองในทำนองเดียวกัน f_oF_2 อาจจะมีเพิ่มขึ้นหรือลดลงแม้กระทั่งเมื่อความสูงของชั้น F ถูกทำให้มีค่าลดลงโดย ExB drift ที่เคลื่อนตัวลงมาที่ถูกขับเคลื่อนด้วยสนามไฟฟ้าไปทางทิศตะวันตกหรือลมนิวโทรลเทอร์โมสเฟียร์ที่ตรงขั้วโลก (poleward) การเพิ่มขึ้นในค่า f_oF_2 จะยังคงอยู่ (transient) และจะหยุด (overcome) ในไม่ช้าเนื่องจากผลของการรวมตัวกันใหม่ในชั้นไอโอโนสเฟียร์ด้านล่างพร้อมกับค่า f_oF_2 เริ่มต้นที่จะมีค่าลดลง วิธีของการสังเกต TEC โดยใช้คลื่นวิทยุที่ส่งจากดาวเทียม GPS ได้รับการยอมรับกันอย่างแพร่หลายเมื่อเร็วๆ นี้ ดังนั้นจึงเป็นการสนับสนุนงานวิจัยเกี่ยวกับพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์โดยใช้ TEC

ส่วนค่า TEC นั้น TEC เองก็ประพฤติตัวในลักษณะที่คล้ายกับ f_oF_2 เมื่อเกิดพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์แต่ก็ไม่ได้สอดคล้องกันหมด ยกตัวอย่างเช่นเมื่อ f_oF_2 มีการเปลี่ยนแปลงลดลงภายใต้การกระจายตัวใหม่ของพลาสมาตามเส้นสนามแม่เหล็กโลกค่าที่ปริพันธ์ได้ของ TEC ก็ไม่ได้แสดงการเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจนใดๆ เนื่องจากการกระจายตัวใหม่เพียงตัวเดียวไม่สามารถที่จะทำให้เกิดการรวมตัวใหม่ได้และก็ไม่ได้สร้างพลาสมาด้วย ในทางกลับกัน เมื่อ f_oF_2 มีค่าลดลงอันเนื่องมาจากการเพิ่มขึ้นของอัตราการรวมตัวกันใหม่ ค่า TEC เองก็มีค่าลดลงเช่นกัน เนื่องจาก TEC เป็นพารามิเตอร์ที่คิดเหนือชั้นไอโอโนสเฟียร์ไปยังชั้นพลาสมาสเฟียร์ TEC ก็จะมีค่าที่ต่ำลงในการตอบสนองต่อการเปลี่ยนแปลงในอัตราการจางหายอิเล็กตรอนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่ต่ำกว่าเมื่อเทียบกับค่า f_oF_2 อีกทั้ง TEC และ f_oF_2 ก็ยังแสดงการเปลี่ยนแปลงตามเวลาที่แตกต่างกัน ดังนั้นการวิเคราะห์ค่าที่สังเกตได้ทั้งสองที่แตกต่างในด้านพฤติกรรมควรจะช่วยอย่างมากในการแปลความหมายของพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์

2.4 การระบุตำแหน่งบนโลก (GPS) [28]

ในช่วงเวลาหลายทศวรรษที่ผ่านมา ระบบระบุตำแหน่งบนโลก (GPS หรือ Global Positioning System) นั้นได้ถูกนำมาประยุกต์ใช้งานในด้านอื่นๆ นอกเหนือจากการใช้งานด้านการทหาร ยกตัวอย่างเช่น การเกษตรกรรมความแม่นยำสูง การติดตามยานพาหนะและการศึกษาวิจัยเกี่ยวกับชั้นบรรยากาศต่างๆ ของโลก เป็นต้น รวมทั้งในปัจจุบันนี้ โทรศัพท์มือถือแบบสมาร์ตโฟนทุกเครื่องก็มีการติดตั้งเครื่องรับ GPS ในตัวเป็นที่เรียบร้อยแล้ว ทำให้เกิดการประยุกต์ใช้งานกันในสื่อสังคมออนไลน์ (Social Media) กันอย่างแพร่หลาย จะเห็นได้ว่าระบบระบุตำแหน่งด้วยดาวเทียมนั้นได้เข้ามามีบทบาทในชีวิตประจำวันของมนุษย์เพิ่มมากขึ้น

สำหรับระบบ GPS นั้นมีใช้งานกันอย่างแพร่หลายในปัจจุบัน โดยกระทรวงกลาโหมของประเทศสหรัฐอเมริกาเป็นผู้ริเริ่มระบบนี้และประกาศให้งานได้อย่างเป็นทางการในปี ค.ศ. 1995 ระบบ GPS นี้จะประกอบไปด้วยดาวเทียมทั้งหมดจำนวนไม่ต่ำกว่า 24 ดวง (ในปัจจุบันมีทั้งสิ้น 32 ดวง) ใน 6 ระนาบวงโคจรทำมุม inclination 55° กับระนาบเส้นศูนย์สูตร ที่ระดับความสูงประมาณ 20,200 กิโลเมตรเหนือพื้นโลก ซึ่งจะทำให้เครื่องรับ GPS นั้นสามารถรับสัญญาณจากดาวเทียมได้จำนวน 6-10 ดวง หรือประมาณ 1 ใน 3 ของจำนวนดาวเทียมทั้งหมด ณ ทุกๆ ที่บนโลกได้ตลอดเวลา โดยดาวเทียม GPS แต่ละดวงจะส่งข้อมูลที่ใช้ในการระบุตำแหน่งของดาวเทียม ซึ่งจะประกอบไปด้วยข้อมูลพารามิเตอร์ที่แสดงถึงลักษณะของวงโคจรดาวเทียมแต่ละดวงเพื่อใช้ในการคำนวณหาตำแหน่งดาวเทียมที่มีความแม่นยำสูง ข้อมูลพารามิเตอร์ที่แสดงลักษณะของวงโคจรดาวเทียมทั้งวงโคจรเพื่อใช้ในการคำนวณหาตำแหน่งดาวเทียมที่มีความแม่นยำต่ำและข้อมูลที่ใช้ในการบอกเวลา รวมไปถึงสถานะของดาวเทียมแต่ละดวง โดยข้อมูลดังกล่าวจะถูกมอดูเลตด้วยรหัสสัญญาณรบกวนสุ่มเทียม ซึ่งประกอบไปด้วยรหัส C/A ย่อมาจากคำว่า Coarse/Acquisition Code สำหรับการใช้งานทางด้านกิจการพลเรือนทั่วไป และรหัส P(Y) ย่อมาจากคำว่า Precision (Encrypted) Code สำหรับการใช้งานในกิจการทางด้านการทหารเท่านั้น ซึ่งนับได้ว่า GPS นั้นเป็นระบบแรกที่ใช้เทคโนโลยีการมอดูเลตแบบ CDMA (Code Division Multiple Access) หลังจากนั้น บิตข้อมูลทั้งหมดจะถูกมอดูเลตแบบ BPSK (Binary Phase Shift Keying) ที่ความถี่ L1 (1,575.42 MHz) และ L2 (1,227.60 MHz) ส่งไปยังเครื่องรับ GPS บนพื้นโลก

ในการคำนวณหาตำแหน่งของเครื่องรับ GPS นั้นจะใช้หลักการ Trilateration ซึ่งเป็นวิธีการระบุพิกัดจากจุดตัดของรูปทรงเรขาคณิต โดยจะต้องทราบข้อมูลพิกัดของจุดอ้างอิงและระยะทางจากจุดอ้างอิงถึงพิกัดที่ต้องการจะหา ซึ่งเครื่องรับ GPS นั้นจะทำการหาระยะทางจากเครื่องรับถึงดาวเทียม โดยเครื่องรับจะทำการสร้างรหัสที่มีรูปแบบเดียวกันกับดาวเทียมที่กำลังรับสัญญาณ ซึ่งเวลาที่สัญญาณเดินทางจากดาวเทียมจนถึงเครื่องรับ GPS นั้นจะหาได้จากเวลาที่รหัสทั้งสอง (จากที่เครื่องรับสร้างขึ้นกับสัญญาณที่ส่งมาจากดาวเทียม) นั้นมีรูปแบบที่ตรงกัน โดยวิธีดังกล่าวจะเรียกว่าการทำ auto-correlation หลังจากนั้นระยะทางจากเครื่องรับถึงดาวเทียมจะสามารถหาได้จากสมการที่ 1

$$\rho = c \times \Delta t \quad (1)$$

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

โดยที่ ρ คือระยะทางจากเครื่องรับถึงดาวเทียม (m), c คือค่าความเร็วแสงในสุญญากาศ (299,792,458 m/s), และ Δt คือเวลาที่สัญญาณเดินทางจากดาวเทียมจนถึงเครื่องรับ (s) ซึ่งการวัดระยะทางแบบดังกล่าวจะเรียกว่าระยะเทียม (pseudorange)

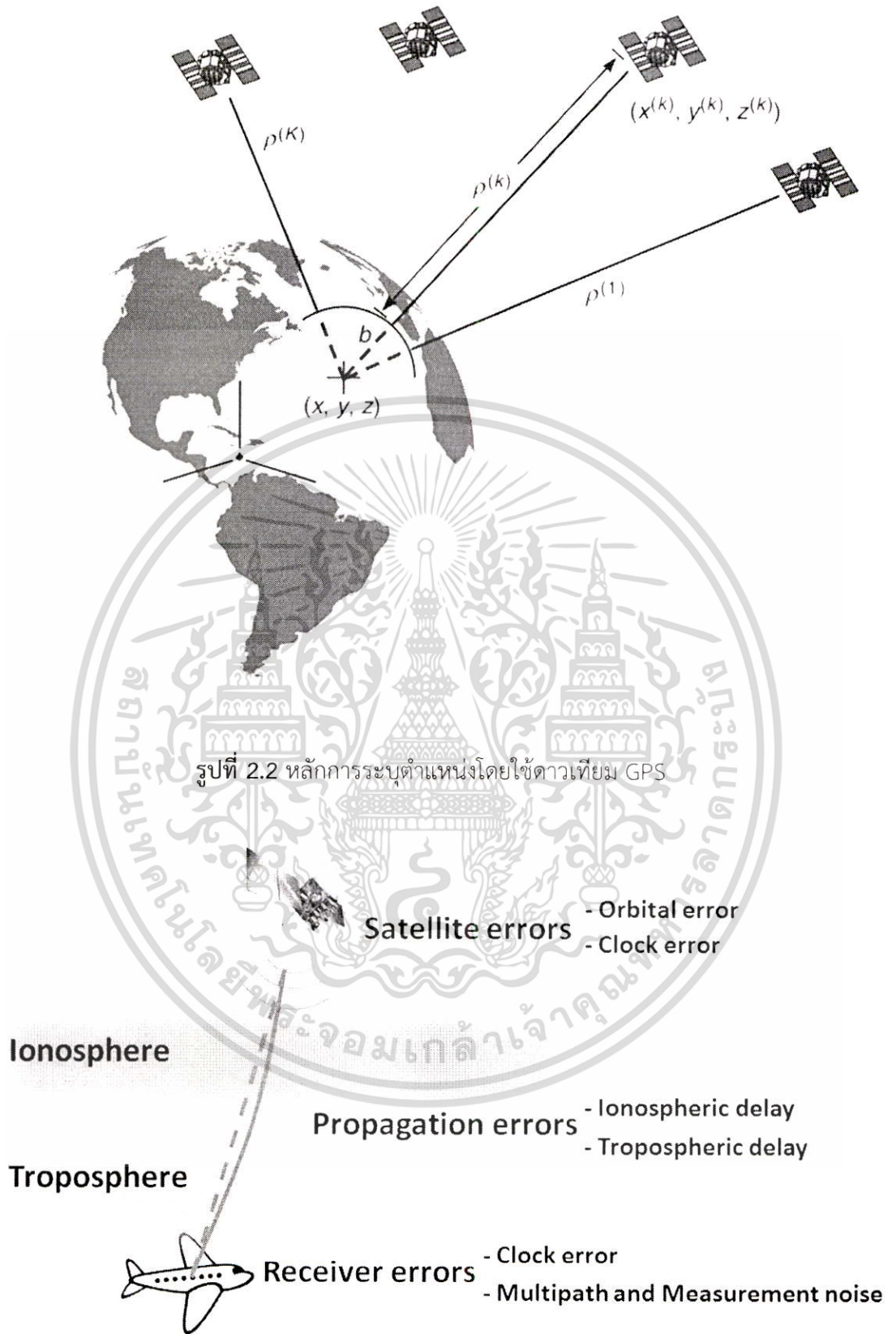
รูปที่ 2.2 แสดงถึงหลักการระบุตำแหน่งด้วยดาวเทียม GPS โดยที่ (x, y, z) คือตำแหน่งพิกัดของเครื่องรับ GPS ที่ต้องการหาและ $(x^{(k)}, y^{(k)}, z^{(k)})$ คือตำแหน่งพิกัดของดาวเทียมดวงที่ (k) ซึ่งสามารถคำนวณได้จากข้อมูล Ephemeris ที่ส่งมาใน Navigation Message (ตำแหน่งพิกัดจะอ้างอิงอยู่ในรูปแบบ ECEF (Earth-Centered, Earth-Fixed)) โดยจะสามารถเขียนความสัมพันธ์ระหว่างค่า pseudorange ที่วัดได้จากเครื่องรับ GPS และตำแหน่งพิกัดของเครื่องรับ GPS ได้ดังสมการที่ 2 ดังนี้

$$\rho^{(k)} = \sqrt{(x^{(k)} - x)^2 + (y^{(k)} - y)^2 + (z^{(k)} - z)^2} + b \quad (2)$$

โดยที่ $\rho^{(k)}$ คือค่า pseudorange ที่วัดได้จากดาวเทียม GPS (ดวงที่ $k = 1, 2, 3, \dots, N$) (m), (x, y, z) คือตำแหน่งพิกัดของเครื่องรับ GPS ที่ต้องการหาค่า และ b คือค่าไบอัสที่เกิดจากสัญญาณนาฬิกาที่เกิดจากเครื่องรับ GPS (m) (เนื่องจากสัญญาณนาฬิกาของเครื่องรับ GPS ส่วนใหญ่นั้นได้มาจากแหล่งกำเนิดสัญญาณนาฬิกาแบบ quartz crystal oscillator ซึ่งจะมีค่าเบี่ยงเบนไปจากค่าความถี่จริงอันเนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ) จะสังเกตได้ว่าจากสมการที่ (2) นั้นจะมีตัวแปรที่ไม่ทราบค่าอยู่ทั้งหมด 4 ตัว ได้แก่ (x, y, z) และ b โดยในการหาค่าตัวแปรดังกล่าวนี้ จำเป็นต้องการค่า pseudorange ที่วัดจากดาวเทียม GPS อย่างน้อย 4 ดวงขึ้นไป (4 สมการ) โดยเนื่องจากสมการที่ (2) นั้นเป็นสมการที่ไม่เป็นเชิงเส้น ซึ่งในการแก้สมการนั้นจะนิยมใช้วิธีของ Newton-Raphson โดยจะประมาณค่าสมการให้เป็นสมการเชิงเส้นโดยใช้อนุกรม Taylor ซึ่งจะกำหนดค่าตัวแปรเริ่มต้นที่เหมาะสม (initial guess) ให้กับเครื่องรับ GPS หลังจากนั้นระบบจะทำการวนหาค่าตอบซ้ำ (iteration) ซึ่งคำตอบของสมการนั้นจะลู่เข้าค่าของตัวแปรเมื่อเวลาผ่านไป สำหรับในกรณีที่มีค่า pseudorange ที่วัดจากดาวเทียมมากกว่า 4 ดวงนั้น จะใช้การหาค่าตอบแบบวิธีการกำลังสองน้อยที่สุด (least square) ในการคำตอบที่เหมาะสมที่สุดของตัวแปร อย่างไรก็ตาม พบว่า การระบุตำแหน่งโดยเครื่องรับ GPS ที่ใช้งานกันโดยทั่วไปนั้น (ชนิดความถี่เดียว L1 (1,575.42 MHz)) ยังคงมีความคลาดเคลื่อนในการระบุตำแหน่งอยู่ โดยสามารถจำแนกสาเหตุในการเกิดความผิดพลาดในการระบุตำแหน่งได้ 3 สาเหตุหลักดังแสดงในรูปที่ 2.3

1. ค่าความผิดพลาดอันเนื่องมาจากดาวเทียม (Satellite Errors) ได้แก่ ความผิดพลาดในการคำนวณวงโคจร/ตำแหน่งของดาวเทียม และความคลาดเคลื่อนของสัญญาณนาฬิกาของดาวเทียม
2. ค่าความผิดพลาดอันเนื่องมาจากสัญญาณเดินทางผ่านชั้นบรรยากาศของโลก ได้แก่ ชั้นไอโอโนสเฟียร์และโทรโพสเฟียร์ ตามลำดับ
3. ค่าความผิดพลาดอันเนื่องมาจากเครื่องรับ GPS ได้แก่ ความคลาดเคลื่อนของสัญญาณนาฬิกาของเครื่องรับ และสัญญาณรบกวนที่เกิดจากปรากฏการณ์การส่งผ่านหลายเส้นทาง เป็นต้น

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 2.2 หลักการระบุตำแหน่งโดยใช้ดาวเทียม GPS

รูปที่ 2.3 สาเหตุความคลาดเคลื่อนในการระบุตำแหน่งของ GPS

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ในงานวิจัยฉบับนี้ จะสนใจเฉพาะผลกระทบของสัญญาณ GPS เมื่อเดินทางผ่านชั้นบรรยากาศของโลก โดยเฉพาะอย่างยิ่งชั้นไอโอโนสเฟียร์ ซึ่งเป็นตัวการที่ก่อให้เกิดความผิดพลาดในการวัดระยะ pseudorange มากที่สุด โดยจะก่อให้เกิดค่าความผิดพลาดได้ตั้งแต่ 5-15 เมตร ซึ่งจะขึ้นอยู่กับคุณลักษณะของชั้นไอโอโนสเฟียร์และมุมเงยของดาวเทียมที่ทำการสังเกต ซึ่งชั้นไอโอโนสเฟียร์เป็นชั้นบรรยากาศที่อยู่สูงจากพื้นโลกประมาณ 50-1,000 กิโลเมตร โดยจะประกอบไปด้วยอิเล็กตรอนและไอออนอยู่เป็นจำนวนมาก ซึ่งโมเลกุลของก๊าซที่อยู่ในบริเวณนี้จะถูกไอออไนซ์โดยรังสีที่แผ่มาจากดวงอาทิตย์ ทำให้เกิดการแตกตัวกลายเป็นอิเล็กตรอนและไอออนอิสระ ซึ่งปริมาณอิเล็กตรอนและไอออนนั้นจะแปรเปลี่ยนไปตามสถานที่ วัน เวลา ฤดูกาลและปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นบนดวงอาทิตย์ เช่น จำนวนจุดมืด และพายุสุริยะ เป็นต้น โดยเมื่อสัญญาณ GPS เดินทางผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์จะเกิดปรากฏการณ์ที่สำคัญ 2 อย่าง คือ เวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionospheric Delay) และการเกิดปรากฏการณ์ซินทิลเลชันในชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionospheric Scintillation) โดยในงานวิจัยฉบับนี้จะมุ่งเน้นไปที่เวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์เท่านั้น

2.5 เวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionospheric Delay) [28]

จากสมการที่ 1 ในการหาค่า pseudorange นั้นจะกำหนดให้ค่าความเร็วคลื่นมีค่าเท่ากับความเร็วแสงในสุญญากาศ ($c = 299,792,458$ m/s) หรืออีกนัยหนึ่งก็คือค่าดัชนีหักเหหนึ่งมีค่าเท่ากับ 1 ตลอดแนวการเดินทางของสัญญาณจากดาวเทียมถึงเครื่องรับ GPS แต่อย่างไรก็ตามเนื่องจากชั้นไอโอโนสเฟียร์นั้นประกอบไปด้วยอิเล็กตรอนและไอออนอิสระอยู่เป็นจำนวนมาก โดยที่ค่าดัชนีหักเหของชั้นไอโอโนสเฟียร์นั้นจะสามารถประมาณค่าได้จากสมการของ Appleton-Hartree ซึ่งแสดงดังสมการที่ (3)

$$n_{\text{ion}}^2 \approx 1 - \frac{\omega_p^2}{\omega^2} \quad (3)$$

โดยที่ n_{ion} คือค่าดัชนีหักเหของชั้นไอโอโนสเฟียร์ ω_p คือค่าความถี่พลาสมาของชั้นบรรยากาศไอโอโนสเฟียร์ (rad/s) และ ω คือความถี่ของสัญญาณที่เดินทางผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์ (rad/s) ซึ่งค่าประมาณในสมการที่ (3) นั้นเกิดขึ้นเนื่องจากการนับเฉพาะพจน์ที่ 2 ของสมการ โดยที่ค่าความถี่พลาสมาของชั้นไอโอโนสเฟียร์นั้นจะสามารถหาได้ความสัมพันธ์ในสมการที่ (4) ดังนี้

$$\omega_p = \frac{N_e e^2}{\epsilon_0 m_e} \quad (4)$$

โดยที่ N_e คือความหนาแน่นอิเล็กตรอน (electron/m^3) e คือประจุของอิเล็กตรอน (-1.602×10^{-19} คุลอมป์) ϵ_0 คือค่า permittivity ของสุญญากาศ (8.854×10^{-12} F/m) และ m_e คือมวลของอิเล็กตรอน (9.109×10^{-31} kg) จากสมการที่ (3) และ (4) แสดงให้เห็นว่าค่าดัชนีหักเหของชั้นไอโอโนสเฟียร์นั้นจะขึ้นอยู่กับความถี่ของสัญญาณที่เดินทางผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์และความหนาแน่นของเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

อิเล็กทรอนิกส์ โดยเมื่อพิจารณาความถี่ของสัญญาณ GPS ซึ่งจะอยู่ในย่าน L-band (L1=1575.42 MHz และ L2=1227.60 MHz) โดยจะสามารถประมาณค่าดัชนีหักเหของชั้นไอโอโนสเฟียร์ได้ดังนี้

$$n_{ion} \approx \sqrt{1 - \frac{\omega_p^2}{\omega^2}} \approx 1 - \frac{\omega_p^2}{2\omega^2} \approx 1 - 40.3 \frac{N_e}{f^2} \quad (5)$$

โดยที่ f คือความถี่ของสัญญาณ GPS (Hz) ซึ่งเมื่อสัญญาณ GPS นั้นเดินทางผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์โดยมีดัชนีหักเหเปลี่ยนแปลงไปตามสมการที่ (5) นั้น จะทำให้ความเร็วคลื่นเปลี่ยนแปลงไป ซึ่งจะลดลงน้อยกว่าความเร็วคลื่นในสุญญากาศ ส่งผลทำให้สัญญาณเดินทางไปถึงเครื่องรับ GPS ช้ากว่าความเป็นจริง โดยสามารถหาค่าการหน่วงเวลาของสัญญาณ GPS (δt) อันเนื่องมาจากชั้นไอโอโนสเฟียร์ได้ดังนี้

$$\delta t = t_s - t_f = \frac{40.3}{cf^2} \int N_e ds \quad (6)$$

จากรูปที่ 2.4 แสดงการหน่วงเวลาของสัญญาณ GPS เมื่อเดินทางผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์ โดยจะทำการเปรียบเทียบเวลาที่สัญญาณเดินทางผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์ (t_s) กับเวลาที่สัญญาณเดินทางเป็นเส้นตรง (t_f) ซึ่งในสมการที่ (6) จะทำการหาค่าการหน่วงเวลาของสัญญาณ GPS เมื่อเดินทางผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์ โดยทำการเปรียบเทียบเวลาที่สัญญาณใช้เดินทางผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์ (t_s) กับเวลาที่ใช้เดินทางผ่านสุญญากาศ (t_f) จากสมการที่ (6) จะสังเกตว่าค่าการหน่วงเวลาจะขึ้นอยู่กับความถี่ของสัญญาณ GPS และปริมาณค่า $\int N_e ds$ ซึ่งจะเรียกค่านี้อันปริมาณอิเล็กทรอนิกส์หรือ TEC (Total Electron Content) ซึ่งโดยปกติจะนิยมแสดงอยู่ในหน่วยของ TECU (1 TECU = 10^{16} electrons/m²) โดยค่าการหน่วงเวลาของสัญญาณ GPS นั้นจะนิยมแสดงอยู่ในรูปแบบของค่าตัวเลขของระยะทางดังสมการที่ (7)

$$I = \frac{40.3}{f^2} TEC \quad (7)$$

โดยที่ I คือค่าเวลาประวิงของระยะทางของสัญญาณ GPS อันเนื่องมาจากชั้นไอโอโนสเฟียร์ (เมตร) ซึ่งขึ้นอยู่กับค่า TEC ในชั้นไอโอโนสเฟียร์และความถี่ของสัญญาณ GPS โดยสำหรับความถี่ L1 นั้น ค่า TEC ที่มีค่า 1 TECU นั้นจะทำให้ค่า pseudorange ที่วัดได้นั้นยาวกว่าเดิม 16 เซนติเมตร

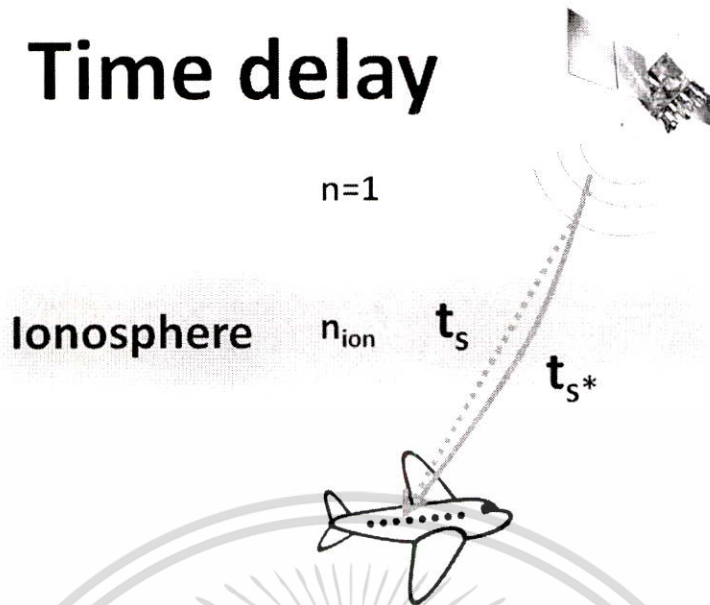
2.6 การหาค่า TEC [28]

ในหัวข้อที่ผ่านมาจะพบว่าค่าความผิดพลาดของการวัดค่า pseudorange อันเนื่องมาจากชั้นไอโอโนสเฟียร์นั้นจะแปรผันตรงกับค่าปริมาณอิเล็กทรอนิกส์หรือค่า TEC (Total Electron Content) ซึ่งแสดงดังสมการที่ 11 นั้น

$$TEC = \int N_e ds \quad (11)$$

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Time delay



รูปที่ 2.4 การหน่วงเวลาของสัญญาณ GPS อันเนื่องมาจากชั้นไอโอโนสเฟียร์

โดยความหมายของค่า TEC นั้นคือจำนวนอิเล็กตรอนที่พบอยู่ในพื้นที่หน้าตัด 1 ตารางเมตรในแนวระนาบที่เชื่อมกับเครื่องรับสัญญาณ GPS ซึ่งโดยปกติจะนิยมแสดงอยู่ในหน่วยของ TECU ($1 \text{ TECU} = 10^{16} \text{ electrons/m}^2$) โดยแสดงในรูปที่ 2.5

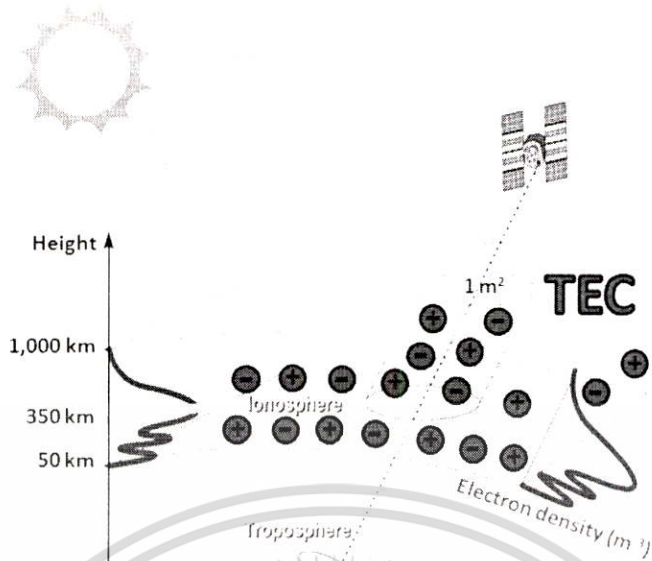
นอกจากนี้ค่า TEC ยังเป็นพารามิเตอร์ที่สำคัญในการศึกษาคุณลักษณะของชั้นไอโอโนสเฟียร์ โดยในการคำนวณค่า TEC นั้นสามารถทำได้หลายวิธี แต่ในปัจจุบันวิธีการที่เป็นที่นิยมที่สุดคือการคำนวณโดยใช้เครื่องรับ GPS แบบชนิดสองความถี่ โดยที่ค่า TEC ในแนว line of sight ระหว่างเครื่องรับ GPS กับดาวเทียมนั้นจะเรียกว่า slant TEC (STEC) ซึ่งสามารถคำนวณได้ตามสมการที่ (12) และ (13) ดังนี้

$$STEC_p = K(P_2 - P_1) \quad (12)$$

$$STEC_L = K(L_1 - L_2) \quad (13)$$

โดยที่ค่า P_1 , P_2 และ L_1 , L_2 คือค่าการวัด pseudorange และ carrier phase (เมตร) ที่วัดได้จากความถี่ $L_1 = 1575.42 \text{ MHz}$ และความถี่ $L_2 = 1227.60 \text{ MHz}$ ของเครื่องรับ GPS ตามลำดับ ซึ่งค่า K จะมีค่าเท่ากับ $9.5196 \text{ (m}^{-1} \text{ TECU)}$ สำหรับค่า STEC ในหน่วย TECU ($1 \text{ TECU} = 10^{16} \text{ electrons/m}^2$) เนื่องจากค่า STEC ที่คำนวณจาก pseudorange ($STEC_p$) นั้นจะมีระดับสัญญาณรบกวนที่สูงกว่าค่า STEC ที่คำนวณมาจาก carrier phase ($STEC_L$) แต่การวัดค่า carrier phase นั้นจะมีผลของ initial ambiguity ซึ่งมักจะทำให้ค่า $STEC_L$ ที่คำนวณได้นั้นมีค่าติดลบ ดังนั้นเพื่อเป็นการกำจัดผลของ initial ambiguity และลดสัญญาณรบกวนในการวัดค่า STEC ค่า $STEC_L$ จะถูกทำการปรับระดับไปที่ระดับของค่า $STEC_p$ ดังสมการที่ (14)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 2.5 ชั้นไอโอโนสเฟียร์และค่าปริมาณอิเล็กตรอนสุทธิ (TEC)

$$STEC_{adj} = STEC_L + \langle STEC_p - STEC_L \rangle_{arc} \quad (14)$$

โดยที่ $\langle STEC_p - STEC_L \rangle_{arc}$ คือค่าเฉลี่ยของผลต่างของค่า $STEC_p$ และ $STEC_L$ ในช่วงที่เครื่องรับจีพีเอสนั้นสามารถรับสัญญาณดาวเทียมได้อย่างต่อเนื่อง (ค่าผลต่าง initial ambiguity นั้นมีค่าคงที่) แต่อย่างไรก็ตามพบว่าค่า $STEC$ ที่คำนวณจาก pseudorange ($STEC_p$) นั้นจะมีค่าไบอัสแฝงอยู่ โดยประกอบไปด้วยค่าไบอัสที่เกิดขึ้นจากดาวเทียมและเครื่องรับจีพีเอส ซึ่งเป็นผลมาจากค่าผลต่างของการหน่วงเวลาในการเดินทางของรหัสสัญญาณของความถี่ L1 และ L2 ผ่านสายอากาศของดาวเทียมและอุปกรณ์วงจรอิเล็กทรอนิกส์ต่างๆ (electronic hardware delay) และรวมทั้งในส่วนของเครื่องรับ GPS ซึ่งจะเรียกค่าดังกล่าวว่า Differential Code Bias (DCB) หรือ Inter-Frequency Bias (IFB) โดยค่า $STEC$ หลังจากทำการปรับระดับแล้วสามารถเขียนเป็นสมการใหม่ได้ดังนี้

$$STEC_{adj} = STEC + B_S + B_R \quad (15)$$

โดยที่ B_S และ B_R คือค่าไบอัสซึ่งเกิดจากดาวเทียมและเครื่องรับ GPS ตามลำดับ

การที่เราจะกำหนดค่า TEC ลงไปบนแผนที่ของโลกได้นั้น เราจำเป็นที่จะต้องแปลงค่า $STEC$ ไปเป็นค่า $VTEC$ (Vertical TEC) ซึ่งก็คือการแปลงค่า TEC ในแนว line of sight ไปเป็นค่า TEC ในแนวตั้ง

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

โดยใช้สมมติฐานว่าชั้นไอโอโนสเฟียร์นั้นจะมีลักษณะเป็นแผ่นบางๆ ที่มีความหนาแน่นของอิเล็กตรอนสม่ำเสมอปกคลุมโลกอยู่ โดยการแปลงค่า STEC ไปเป็นค่า VTEC จะสามารถทำได้ดังสมการที่ (16)

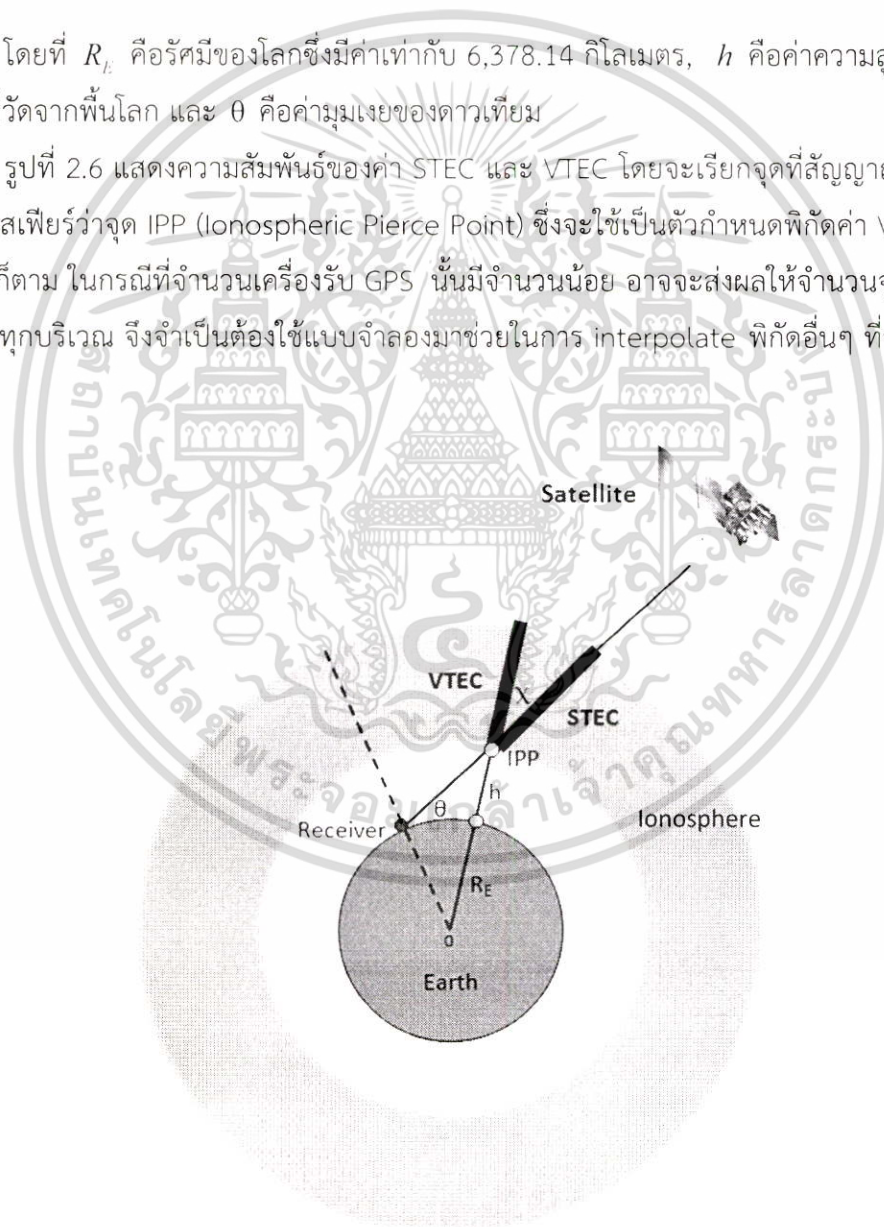
$$VTEC = STEC \cdot \cos \chi \quad (16)$$

โดยที่ค่า $\cos \chi$ จะมีความสัมพันธ์ตามสมการที่ (17)

$$\cos \chi = \sqrt{1 - \left(\frac{R_E}{R_E + h} \cos \theta \right)^2} \quad (17)$$

โดยที่ R_E คือรัศมีของโลกซึ่งมีค่าเท่ากับ 6,378.14 กิโลเมตร, h คือค่าความสูงของชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่วัดจากพื้นโลก และ θ คือค่ามุมเงยของดาวเทียม

รูปที่ 2.6 แสดงความสัมพันธ์ของค่า STEC และ VTEC โดยจะเรียกจุดที่สัญญาณเดินทางผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์ว่าจุด IPP (Ionospheric Pierce Point) ซึ่งจะใช้เป็นตัวกำหนดพิกัดค่า VTEC บนแผนที่ อย่างไรก็ตาม ในกรณีที่มีจำนวนเครื่องรับ GPS นั้นมีจำนวนน้อย อาจส่งผลให้จำนวนจุด IPP นั้นไม่ครอบคลุมทุกบริเวณ จึงจำเป็นต้องใช้แบบจำลองมาช่วยในการ interpolate พิกัดอื่นๆ ที่จุด IPP นั้นไม่ครอบคลุม



รูปที่ 2.6 การแปลงค่า STEC ไปเป็นค่า VTEC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

บทที่ 3

ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา

ในบทนี้จะกล่าวถึงข้อมูลที่ใช้ในงานวิจัย หัวข้อที่ 3.1 จะกล่าวถึงข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาปรากฏการณ์การเกิดพายุแม่เหล็กโลกในวันเซนต์แพทริก (ในช่วงประมาณวันที่ 17 มี.ค. 2015) ส่วนหัวข้อ 3.2 และ 3.3 จะกล่าวถึงข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาพายุ TEC และความหนาอิเล็กทรอนิกส์ตามลำดับ รายละเอียดมีดังนี้

3.1 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาพายุแม่เหล็กโลกวันเซนต์แพทริก

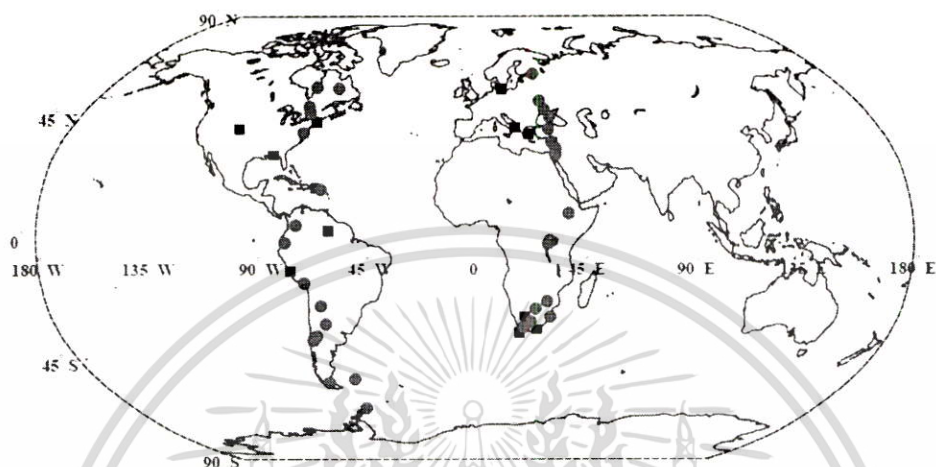
งานวิจัยฉบับนี้จะนำข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา ผลที่ได้รับจากการศึกษา รวมถึงผลการวิเคราะห์ข้อมูลที่ได้รับจากการศึกษาพายุวันเซนต์แพทริกของ Nayak et al. [29] มาแนะนำ ซึ่งยังไม่เคยมีการเรียบเรียงและการนำเสนอเนื้อหาในหัวข้อนี้ในรูปแบบภาษาไทยมาก่อน ดังนั้นการนำเสนอเนื้อหาเกี่ยวกับพายุวันเซนต์แพทริกในงานวิจัยฉบับนี้ จึงนับได้ว่าเป็นเรื่องใหม่ที่ใหม่หลายๆ รายละเอียดของข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาพายุวันเซนต์แพทริกของ Nayak et al. [29] มีดังนี้

จากที่กล่าวไว้ก่อนหน้านี้ การระเบิดฟิลาเมนต์แม่เหล็กจากจุดดับบนดวงอาทิตย์หมายเลข 2297 ในวันที่ 15 มีนาคม 2015 ที่ผ่านมานั้นก่อให้เกิดการปลดปล่อยมวลโคโรนาฮาโลบางส่วน (halo coronal mass ejection หรือ CME) ที่มีองค์ประกอบต่างๆ พุ่งตรงเข้ามายังโลกในช่วงเวลาไม่กี่ชั่วโมงต่อมา ชั้นแมกเนโตสเฟียร์ของโลกก็ได้รับผลกระทบจาก CME นี้ที่เวลา 0430 UT และชุดของเหตุการณ์ต่างๆ ก็นำไปสู่การวิวัฒนาการของพายุแม่เหล็กโลกที่แรงที่สุดของวัฏจักรสุริยะ 24 ที่ถูกเรียกชื่อว่า “พายุวันเซนต์แพทริก” (Saint Patrick's day storm) ระหว่างวันที่ 16-19 มีนาคม 2015 บนโลก การวัดทางภาคพื้นดินและภาคดาวเทียม in situ ถูกนำมาใช้ในการวิจัยในหัวข้อนี้เพื่อที่จะได้เห็นภาพที่สมบูรณ์ขึ้นของการเปลี่ยนแปลงตามระยะทางและเวลาต่างๆ ของชั้นไอโอโนสเฟียร์ในช่วงเวลาที่ถูกรบกวนด้วยแม่เหล็กโลก รายละเอียดของข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาพายุแม่เหล็กโลก มีดังนี้

3.1.1 Ground based ionograms and GPS-TEC

เนื่องจากเรากำลังมองหาที่จะศึกษาการตอบสนองชั้นไอโอโนสเฟียร์ทั่วโลกเราได้เลือกเครือข่ายที่ห่างกันในแนวละติจูดของสถานี ionosonde (Digisonde) ข้ามเซกเตอร์ลองติจูดที่ต่างกัน 2 แห่งเพื่อที่จะมีภาพที่ดีขึ้นของทั้งภาพทางละติจูดและลองติจูด โดยตำแหน่งของสถานีไอโอโนซอนด์ที่ใช้ศึกษาในงานวิจัยฉบับนี้มีแสดงไว้ในรูปที่ 3.1 ด้วยสี่เหลี่ยมจัตุรัสสีดำ ข้อมูลดิิจิซอนด์เหล่านี้ถูกดาวน์โหลดและถูกนำมาวิเคราะห์ได้โดยใช้ SAO Explorer ชื่อเว็บไซต์ <http://ulcar.uml.edu/SAO-X/SAO-X.html> (ในที่นี้ SAO ย่อมาจากคำว่า Standard Archival Output ซึ่งเป็นคำย่อที่ใช้แทนค่าข้อมูลที่ได้มาจากไอโอโนแกรมและรายละเอียดเพิ่มเติมของ SAO Explorer สามารถศึกษาเพิ่มเติมได้จาก Khmyrov et al. [30]) นอกจากนี้ เรายังใช้ค่าข้อมูล TEC (total electron content) ที่ได้จากการวัดด้วยระบบการระบุพิกัดทั่วโลก (global positioning system หรือ GPS) บนภาคพื้นดินโดยค่า GPS TEC ที่นำมาศึกษาในงานวิจัยเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ฉบับนี้นำมาสถานี IGS (International GNSS Service) ที่ปรากฏในเว็บไซต์ของ SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center) ชื่อเว็บไซต์ <http://sopac.ucsd.edu/dataBrowser.shtml> โดยตำแหน่งของสถานีภาคพื้นดิน IGS (International GNSS Service) ที่นำค่า GPS TEC มาศึกษามีแสดงไว้ในรูปที่ 3.1 ด้วยวงกลมสีแดง



รูปที่ 3.1 ตำแหน่งของสถานีไอโอโนซอนเดและ IGS GPS-TEC โดยสีเหลี่ยมสีดำในรูปแทน สถานีไอโอโนซอนเดและวงกลมสีแดงแทนสถานี IGS GPS-TEC

ตารางที่ 3.1 ชื่อและพิกัดทางภูมิศาสตร์ของสถานี ionosonde บนภาคพื้นดินจำนวน 12 สถานี

Station Code	Station Name	Geographic Latitude (Degree)	Geographic Longitude (Degree)	Magnetic Dip (Degree)
bldr	Boulder, USA	40.9	-105.3	66.52
bvst	Boa Vista, Brazil	2.80	-60.70	18.78
egln	Eglin, USA	30.50	-86.50	59.85
jmrc	Jicamarca, Peru	-12.00	-76.8	0.04
mlst	Milestone Hill, USA	42.6	-71.56	7.57
rame	Ramey, Puerto Rico	18.50	-67.10	44.15
athn	Athens, Greece	38.0	23.5	54.56
grst	Grahamstown, South Africa	-33.3	26.5	-64.10
hrmn	Hermannus, South Africa	-34.42	19.22	-65.76
juli	Juliushru, Germany	54.6	13.4	69.35
lous	Louisevale, South Africa	-28.5	21.2	-65.69
snvt	San Vito, Italy	40.6	17.8	57.08

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ 3.2 ชื่อและพิกัดทางภูมิศาสตร์ของสถานี GPS-TEC บนภาคพื้นดิน จำนวน 25 สถานี

IGS Station Code	Station Name	Geographic Latitude (Degree)	Geographic Longitude (Degree)	Magnetic Dip (Degree)
adis	Adis Ababa, Ethiopia	9.03	39.76	2.27
ankr	Ankara, Turkey	39.88	32.75	57.67
antc	Los Angeles, Chile	-37.88	-71.53	-37.97
arev	Arequipa, Peru	-16.46	-71.49	-8.92
bogt	Bogota, Colombia	4.64	-74.03	28.54
bshn	Haifa, Israel	32.77	35.00	49.08
caga	Gatineau, Canada	45.56	-75.90	70.73
cord	Cordoba, Argentina	-31.50	-64.47	-33.39
crac	Simeiz, Ukraine	44.41	33.99	62.34
crnl	Christiansted, USA	17.75	-64.53	42.19
dear	De Aar, South Africa	-31.66	23.99	-65.04
falk	Port Stanley, Falkland Islands	-51.69	-57.37	-49.82
glsv	Kiev, Ukraine	50.36	30.49	67.14
hnpt	Cambridge, USA	39.58	76.13	65.46
kuuj	Kuujuarapik, Canada	55.27	-77.74	77.51
mbar	Mbarara, Uganda	-1.66	30.73	-24.68
mfkq	Mafikeng, South Africa	-25.66	25.93	-63.7
mgue	Malargue, Argentina	-35.75	-69.32	-36.65
mikl	Mykolaiv, Ukraine	46.97	31.37	64.48
nico	Nicosia, Cyprus	35.24	33.29	52.07
nurk	Kigali, Rwanda	-1.84	30.68	-28.05
phi3	O,Higgins, Antarctica	-63.30	-57.90	-56.28
parc	Punta Arenas, Chile	-53.13	-70.17	-49.74
ramo	Mitze Ramon, Israel	31.59	34.76	45.86
rbay	Richardsbay, South Africa	-29.78	32.07	-62.47
riop	Riobamba, Ecuador	-1.65	-78.65	19.01
sch2	Schefferville, Canada	54.63	-66.33	75.36
sutm	Sutherland, South Africa	-32.38	20.61	-65.77
svtl	Svetloe, Russian Federation	60.53	29.78	73.85
tdou	Thohoyandou, South Africa	-23.07	30.38	-60.65
unsa	Salta, Argentina	-24.70	-65.40	-24.48
vald	Val D'Or	49.09	-77.56	72.8

ส่วนชื่อและพิกัดทางภูมิศาสตร์ของสถานี ionosonde จำนวน 12 สถานีและสถานี GPS-TEC จำนวน 25 สถานี บนภาคพื้นดินมีแสดงไว้ในตารางที่ 3.1 และ 3.2 ตามลำดับ

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

3.1.2 SWARM

SWARM เป็นภารกิจล่าสุดขององค์การอวกาศยุโรป (ESA) ซึ่งเปิดตัวโดยมีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาการเปลี่ยนแปลงของสนามแม่เหล็กโลกและปฏิสัมพันธ์ของมันกับโลก โดยประกอบไปด้วยกลุ่มของดาวเทียม 3 ดวง (A คือ Alpha ; B คือ Bravo และ C คือ Charlie) ดาวเทียม A และ C จะบินที่ระดับความสูง 460 km ด้วยห่างกัน 1-2° ในแนวลองจิจูด ดาวเทียม B บินที่ระดับความสูงประมาณ 540 km แม้ว่าจุดมุ่งหมายหลักของภารกิจ SWARM คือการให้ข้อมูลที่เป็นสนามแม่เหล็กอย่างไรก็ตาม มันก็ให้ค่าการวัดที่จุดๆ หนึ่ง (in situ) ของค่าความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ได้รับจาก Langmuir Probe (LP) บนบอร์ดของดาวเทียม SWARM อย่างไรก็ตาม ละดวงด้วย ในการศึกษาครั้งนี้เราได้ใช้ค่า in situ Ne ดังกล่าวเพื่อศึกษาโครงสร้างของความผิดปกติการไอออนไนซ์บริเวณเส้นศูนย์สูตร (equatorial ionization anomaly หรือ EIA) เราจำกัดความสนใจของเราไปยังข้อมูลของ SWARM A เท่านั้น เนื่องจากดาวเทียมทุกดวงบินใกล้กันและข้อมูลจากดาวเทียมอีกสองดวงก็ยังคงผลที่คล้ายกันด้วย นอกจากนี้ เราได้พิจารณาการพาดผ่านหลังพระอาทิตย์ตกดินของ SWARM A เท่านั้น ซึ่งจะข้ามเส้นศูนย์สูตรประมาณ 20 LT เนื่องจากมุมเอียงวงโคจรของดาวเทียม เท่ากับ 87.5° เวลาท้องถิ่นยังคงเกือบจะเหมือนกันเมื่อพาดผ่านละติจูดที่ศึกษาโดยส่วนใหญ่ในการเคลื่อนที่พาดผ่านในแต่ละครั้ง

3.1.3 แผนที่ทั่วโลก IRTAM

เพื่อที่จะมีมุมมองทั่วโลกของสถานะชั้นไอโอโนสเฟียร์ในช่วงเวลาที่มีพายุ นักวิจัยจะใช้แผนที่ foF2 ทั่วโลกที่ผลิตขึ้นโดยแบบจำลอง IRI Real-Time Assimilative Mapping (IRTAM) โดย IRTAM นี้มีความสามารถในการผลิตแผนที่ทั่วโลกของค่า foF2 และค่า hmF2 เกือบเป็นเวลาจริง โดยอาศัยข้อมูลที่วัดได้จากสถานี ionosonde ประมาณ 70 สถานีของหน่วยงานสังเกตการณ์ไอโอโนสเฟียร์โลก (GIRO) [31] ปกติจะมีความละเอียดเท่ากับ 15 นาที IRTAM ใช้แบบจำลองความหนาแน่นอิเล็กตรอนของ IRI [32] เสมือนเป็นแบบจำลองพื้นฐานด้วยแบบจำลอง IRI นั้นใช้สัมประสิทธิ์ CCIR หรือ URSI สำหรับการกำหนดรายละเอียดของค่ามัธยฐาน foF2 และ hmF2 โดย IRTAM นั้นจะทำให้เหมือนกับข้อมูล GIRO ที่วัดได้ใน IRI โดยการปรับค่าสัมประสิทธิ์ CCIR ที่ที่ รายละเอียดเพิ่มเติมเกี่ยวกับ IRTAM สามารถศึกษาได้จากบทความ [33]

3.1.4 TIMED-GUVI global O/N2 ratio maps

เพื่อที่จะมีมุมมองโดยภาพรวมของความหนาแน่นนิวตรอลในชั้นเทอร์โมสเฟียร์ที่กำลังเปลี่ยนแปลงอยู่เราสามารถใช้แผนที่โลก O/N2 ในชั้นเทอร์โมสเฟียร์ที่ได้รับจากเครื่องมือ Global Ultraviolet Imager (GUVI) ที่อยู่บนบอร์ดของดาวเทียม TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics) โดยมันจะให้ค่า column number density ของอัตราส่วน O/N2 ที่ถูกอ้างอิงที่ระดับ column number density ของ N2 ด้วย 10^{17} cm^{-2} กระบวนการในการสร้างแผนที่โลก

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

O/N2 นั้นสามารถพบได้ที่ http://guvi.jhuapl.edu/site/data/documents/on2_info.html และแผนที่โลก O/N2 ดาร์วโนโหลดได้จาก <http://guvi.jhuapl.edu/site/gallery/guvi-gallery13on2.shtml>

3.2 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาพายุ TEC

งานวิจัยฉบับนี้จะนำข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา ผลที่ได้รับจากการศึกษา รวมถึงผลการวิเคราะห์ข้อมูลที่ได้รับจากการศึกษาพายุ TEC ในประเทศญี่ปุ่น ของ Maruyama et al. [22] มาแนะนำ ซึ่งยังไม่เคยมีการเรียบเรียงและการนำเสนอเนื้อหาในหัวข้อนี้ในรูปแบบภาษาไทยมาก่อน ดังนั้นการนำเสนอเนื้อหาเกี่ยวกับพายุ TEC ในงานวิจัยฉบับนี้ จึงนับได้ว่าเป็นเรื่องใหม่ที่ใหม่มากๆ รายละเอียดของข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาพายุ TEC ในประเทศญี่ปุ่น ของ Maruyama et al. [22] มีดังนี้

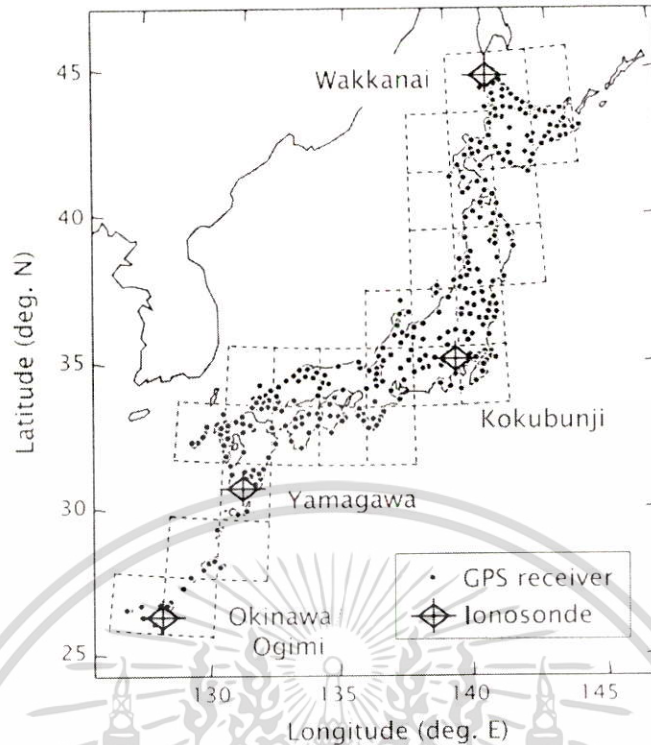
พายุ TEC GEONET ที่ถูกสร้างขึ้นโดย GSI นั้นประกอบไปด้วยเครื่องรับสัญญาณ GPS มากกว่า 1,200 ตัวที่ช่วยให้ค่า TEC ระหว่างดาวเทียมและเครื่องรับนั้นถูกประมาณค่าได้โดยใช้สัญญาณหนึ่งที่ถูกส่งไปบนความถี่ 2 ค่า ในบรรดาวิธีการต่างๆของการประมาณค่าที่นำเสนอจนถึงปัจจุบันนี้เรายังคงใช้วิธีการที่พัฒนาโดย Ma และ Maruyama [34] อ้างถึงวิธีการนี้ พื้นที่ครอบคลุมของเครือข่ายเครื่องรับถูกแบ่งออกเป็น 32 เซลล์ (2×2 องศาในละติจูด/ลองจิจูด) และด้วยค่า TEC ที่ถูกประมาณโดยใช้วิธีการ least square fitting บนสมมติฐานของค่า VTEC ที่คงที่ในแต่ละเซลล์ของเซลล์ทั้งหมดในขณะที่กระบวนการของการประมาณค่า TEC นี้ขึ้นอยู่กับความจริงที่ว่าคลื่นวิทยุที่แพร่กระจายคลื่นที่ความถี่ที่แตกต่างกัน 2 ความถี่จะประสบกับเวลาประวิงในการแพร่กระจายคลื่นที่แตกต่างกันในชั้นไอโอโนสเฟียร์ มันจะแก้ปัญหาค่าไบอัสระหว่างความถี่ไปพร้อมๆ กัน (หรือผลต่างในเวลาประวิงของอุปกรณ์ระหว่าง 2 ความถี่ภายในวงจรรีเลย์ทรอนิกส์) ที่มีค่าเฉพาะตัวต่อดาวเทียมและเครื่องรับ ค่า TEC จากทั้ง 32 เซลล์จะถูกหาค่าออกมาทุกๆ 15 นาทีจากชุดข้อมูลตลอด 24 ชั่วโมง โดยสมมติว่าค่าไบอัสดาวเทียมและเครื่องรับยังคงไม่เปลี่ยนแปลงในช่วงเวลา 24 ชั่วโมง

โดยอาศัยค่าข้อมูล TEC สหพันธ์เกิดขึ้น แผนที่ TEC ระหว่างเวลาท้องถิ่นและละติจูดได้ถูกสร้างขึ้นจากข้อมูล TEC ตลอด 24 ชั่วโมง ($24 \text{ ชั่วโมง} \times 4 \text{ ค่า/ชั่วโมง} \times 32 \text{ เซลล์}$) ด้วยวิธีการพิตติ้งแบบ SHF โดยแผนที่ของผลต่างระหว่างวันที่เทียบกับวันที่ถูกรบกวนได้ถูกสร้างขึ้นจากแผนที่ TEC นี้ จะทำให้เรามองเห็นพายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์มากยิ่งขึ้น เช่นเดียวกับที่เห็นได้จากค่า TEC

ตารางที่ 3.3 ตำแหน่งของเครื่องไอโอโนซอนเด 4 จุดในญี่ปุ่น

Station	Latitude ($^{\circ}$ N)	Longitude ($^{\circ}$ E)	Magnetic inclination ($^{\circ}$)
Wakkanai	45.39	141.69	59.8
Kokubunji (Tokyo)	35.71	139.49	49.3
Yamagawa	31.20	130.62	44.5
Okinawa/Ogimi	26.68	128.16	37.8

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 3.2 การกระจายของเครื่องรับ GPS ในเครือข่าย GEONET ที่ถูกนำมาใช้ในการหาค่า TEC

ในรูปที่ 3.2 เครื่องไอโอโนซอนเดที่ใช้งานอยู่ที่จุดสังเกตการณ์ 4 จุดที่ตั้งอยู่ที่ Wakkanai, Kokubunji, Yamagawa และ Okinawa/Ogimi ด้วยแต่ละจุดจะให้ ionogram ทุก 15 นาที ตารางที่ 1 สรุปลักษณะที่ตั้งของเครื่องไอโอโนซอนเด 4 จุดในญี่ปุ่นดังกล่าว นอกจาก $foF2$ แล้ว ค่า $M(3000)F2$ ก็เป็นพารามิเตอร์อีกตัวหนึ่งที่เป็นมาตรฐานที่ได้จากการสแกนไอโอโนแกรมเช่นกัน จากการใช้ค่า $M(3000)F2$ จะทำให้ $hmF2$ จะถูกคำนวณได้โดยใช้สมการความสัมพันธ์ (1)-(3) [35] ซึ่งถูกสร้างขึ้นจากการปรับแก้สมการที่นำเสนอก่อนหน้านี้โดย Shimazaki [36] เพื่อให้เกิดเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ด้านล่าง:

$$hmF2 = \frac{1490}{M(3000)F2 + \Delta M} - 176 \quad (1)$$

$$\Delta M = \frac{0.18}{XE - 1.4} \quad \text{for } XE > 1.7 \quad (2)$$

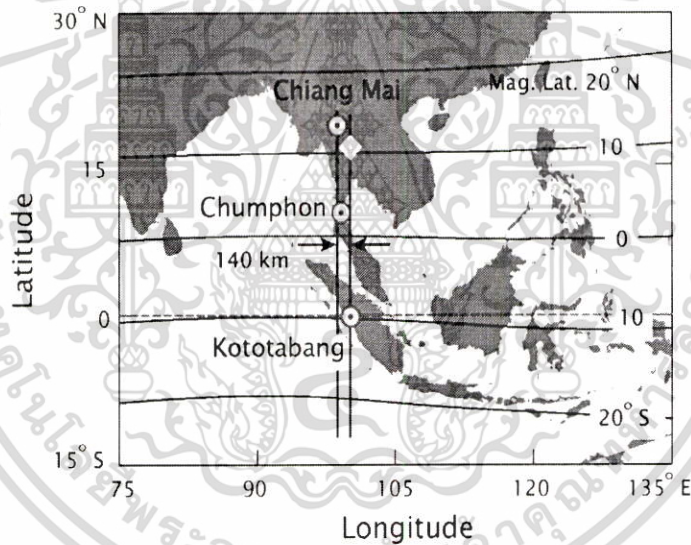
$$XE = \frac{foF2}{foE} \quad (3)$$

Berkey และ Stonehocker [37] ได้พิสูจน์และยืนยันว่าสมการนี้มีความถูกต้องเพียงพอเมื่อเปรียบเทียบกับวิธีการที่ใช้หาความสูงจริง - อาศัยร่องรอยของสัญญาณสะท้อน (echo) ทั้งหมดที่สแกนได้โดยการคำนวณแบบซ้ำ ซึ่งวิธีนี้จะใช้แรงงานและเวลาอย่างมาก เนื่องจากค่า foE ใน (3) ไม่ค่อยปรากฏเนื่องจากอิทธิพลของสปอราดิก E หรือสัญญาณแทรกสอด ดังนั้น สมการการทดลองของ Muggleton [38] ถูกนำมาใช้แทน โดยพารามิเตอร์ของชั้น E สามารถที่จะถูกนิยามได้ดีในเทอมของ solar zenith angle เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่อนุญาตให้เข้าใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

angle และดัชนีกิจกรรมสุริยะ รวมทั้งมีความอ่อนไหวต่อผลกระทบของพายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์น้อยกว่าด้วย

3.3 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาความหนาอิเล็กทรอนิกส์และค่า TEC

ข้อมูลที่ได้รับจากการศึกษาความหนาอิเล็กทรอนิกส์และค่า TEC ในแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ของผู้วิจัยเองและคณะ [39] ถูกนำมาเสนอในหัวข้อนี้ โดยข้อมูลที่ใช้ในการศึกษานั้นนำมาจากสถานีไอโอโนซอนเดจำนวน 3 สถานีในเครือข่ายสถานีไอโอโนซอนเดในโครงการ SEALION (Southeast Asia Low-Latitude Ionospheric Network) ซึ่งตั้งอยู่ในแนวเมริเดียนแม่เหล็กที่ 100°E ในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ดังแสดงในรูปที่ 3.3 โดยทั้ง 3 สถานีไอโอโนซอนเดดังกล่าวประกอบไปด้วย จังหวัดชุมพร - ตั้งอยู่ใกล้กับเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็ก, จังหวัดเชียงใหม่ - ตั้งอยู่ใกล้กับจุดยอดของบริเวณ EIA (equatorial ionization anomaly) ทางด้านซีกโลกเหนือ และเมืองโกโตตะบัง (ประเทศอินโดนีเซีย) - ตั้งอยู่ใกล้กับจุดยอดของบริเวณ EIA ทางด้านซีกโลกใต้ โดยตำแหน่งทางภูมิศาสตร์และละติจูดแม่เหล็กของสถานีไอโอโนซอนเดจำนวน 3 สถานีดังกล่าวแสดงในตารางที่ 3.4



รูปที่ 3.3 สถานีไอโอโนซอนเดจำนวน 3 สถานี (เชียงใหม่, ชุมพร และเมืองโกโตตะบัง)

ตารางที่ 3.4 ตำแหน่งทางภูมิศาสตร์และละติจูดแม่เหล็กของสถานีไอโอโนซอนเดจำนวน 3 สถานี

Station	Geographic location		Magnetic Latitude
	Longitude	Latitude	
Chiang Mai	98.93°	18.76°	12.7°
Chumphon	99.37°	10.72°	3.0°
Kototabang	100.32°	-0.2°	-10.1°

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

บทที่ 4 ผลการศึกษา

ในบทนี้จะกล่าวถึงผลการศึกษา ซึ่งแบ่งออกเป็นหัวข้อต่างๆ ได้ดังนี้ หัวข้อที่ 4.1 กล่าวถึงผลที่ได้จากการศึกษาการเกิดพายุเซนต์แพทริกในระหว่างวันที่ 17-19 มีนาคม 2015 หัวข้อที่ 4.2 บรรยายถึงผลกระทบที่เกิดขึ้นเมื่อเกิดพายุ TEC ในประเทศญี่ปุ่น หัวข้อที่ 4.3 และ 4.4 จะกล่าวถึงผลกระทบของพายุเซนต์แพทริกที่มีต่อเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์และผลของการศึกษาการเปลี่ยนแปลงความหนาอิเล็กทรอนิกส์ในแถบเอเซียตะวันออกเฉียงใต้ ตามลำดับ

4.1 ผลการศึกษาการเกิดพายุวันเซนต์แพทริก

รูปที่ 4.1 แทนการเปลี่ยนแปลงของพารามิเตอร์ไอโอโนสเฟียร์ (ค่า foF2 และค่า hmF2) ในเซกเตอร์อเมริกัน ในระหว่างวันที่ 17-19 มีนาคม 2015 รูปที่ 4.1a-4.1f แทนการเปลี่ยนแปลงในค่า foF2 ของไอโอโนสเฟียร์ ในขณะที่ รูปที่ 4.1g-4.1l แทนการเปลี่ยนแปลงในค่า hmF2 เส้นทึบสีดำแทนแบบรูปการเปลี่ยนแปลงของค่าเฉลี่ยของ foF2 และ hmF2 ในวันที่เทียบสงบพร้อมกับแท่งค่าความผิดพลาดสีเขียวในคอลัมน์ทางซ้ายและทางขวา ตามลำดับ โดยการเปลี่ยนแปลงของค่าเฉลี่ยในวันที่เทียบสงบถูกคำนวณโดยใช้ค่าข้อมูลของวันที่เทียบสงบที่สุดของเดือนจำนวน 5 วัน (วันที่ 5, 9, 10, 14, 15 มีนาคม 2015) ส่วนจุดสีแดงในคอลัมน์ทางซ้ายและทางขวานั้นแทนค่าพารามิเตอร์ foF2 และ hmF2 ตอนที่เกิดพายุ ในระหว่างวันที่ 17-19 มีนาคม 2015 สัญลักษณ์ที่เหมือนกันเหล่านี้ก็ถูกใช้ในกรออธิบายผลกระทบอื่นๆ ที่เกิดขึ้นในเซกเตอร์ยุโรปเช่นกัน ดังแสดงในรูปที่ 4.2 ทั้งนี้ ในรูปที่ 4.1 สถานี Jicamarca เป็นตำแหน่งที่อยู่ในแนวเส้นศูนย์สูตร (แนวแม่เหล็กโลก) ในขณะที่ สถานีอื่นอยู่ที่ละติจูดต่ำและกลางที่ตั้งอยู่ในซีกโลกเหนือ ในที่นี้ นักวิจัยไม่สามารถหาข้อมูลจากสถานีในซีกโลกใต้ได้ ส่วนการศึกษาในเซกเตอร์ยุโรปนั้น ประกอบไปด้วยสถานีที่อยู่ในละติจูดกลางในซีกโลกเหนือจำนวน 3 สถานีและสถานีที่อยู่ในละติจูดกลางในซีกโลกใต้อีก 3 สถานี โดยไม่มีข้อมูลของสถานีในแนวเส้นศูนย์สูตร

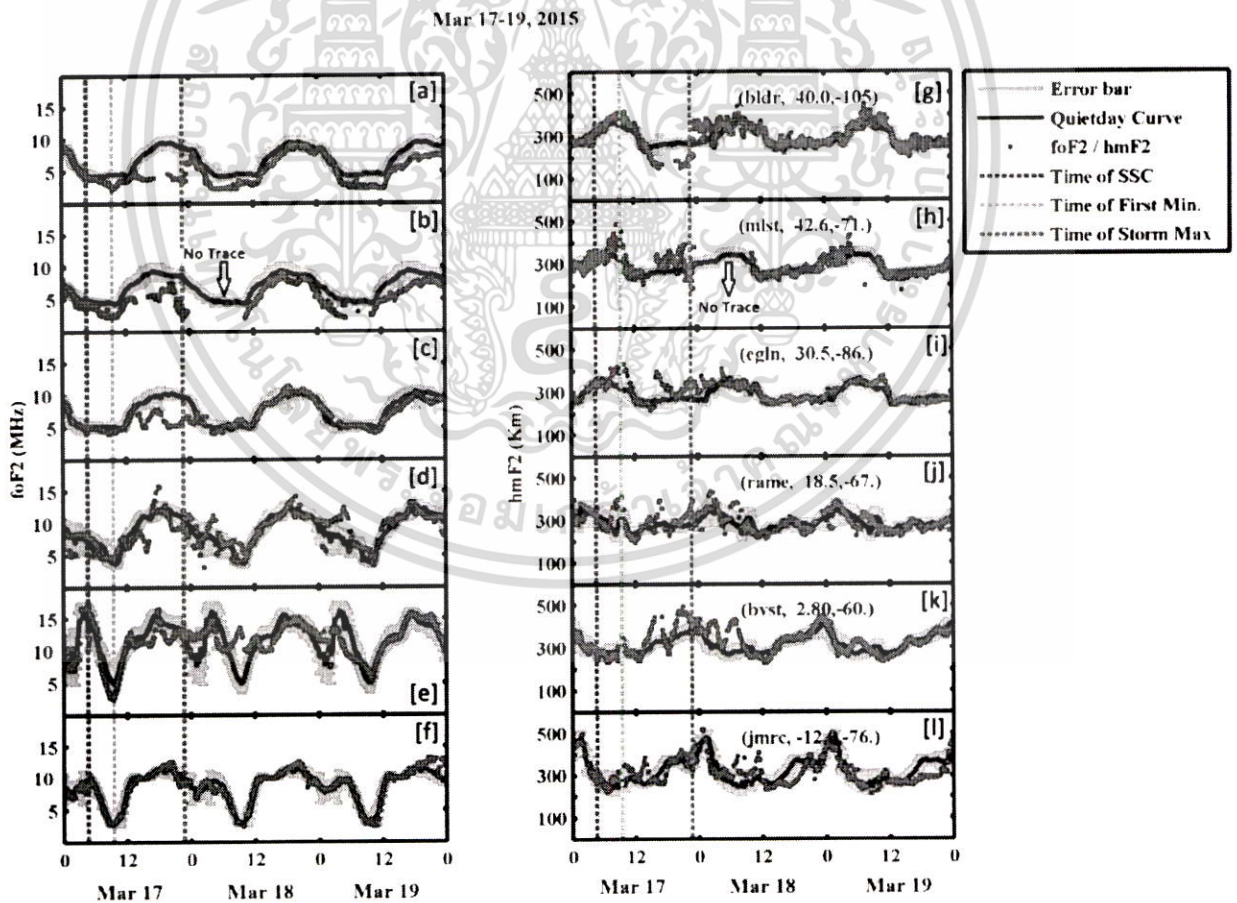
ส่วนการเปลี่ยนแปลงของ hmF2 ในเซกเตอร์อเมริกัน (รูปที่ 4.1g-4.1l) ก็ จะเห็นได้ว่าไม่มีผลกระทบที่เห็นได้ชัดในช่วงเวลาของการเริ่มต้นของพายุแบบทันที ผลกระทบแรกๆ ที่มากสามารถมองเห็นได้รอบเส้นประสีเขียวซึ่งแทนค่าที่ต่ำที่สุดค่าแรกของ SYM-H มันเป็นเรื่องง่ายที่จะสังเกตเห็นว่ามีการเพิ่มขึ้นในค่า hmF2 ที่ทุกๆ สถานี การเพิ่มขึ้นดูเหมือนว่ามีค่าที่ต่ำกว่าที่สถานี Jicamarca (สถานีในแนวเส้นศูนย์สูตร) อย่างไรก็ตาม ก็ค่อนข้างที่จะมีค่าที่สูงขึ้นที่สถานีอื่นๆ ยกเว้นสถานี Boulder การเพิ่มขึ้นที่เหมือนกันในค่า hmF2 สามารถเห็นได้ในเซกเตอร์ยุโรป (รูปที่ 4.1g-4.1l) แม้ว่าการเพิ่มขึ้นนี้จะมองเห็นไม่ชัดมากในซีกโลกใต้ มันก็สามารถเห็นได้ในซีกโลกเหนือ เหตุการณ์นี้สามารถถูกอธิบายได้โดยสนามไฟฟ้าทะเลแบบฉับพลันที่เกี่ยวข้องกับ IMF Bz ที่มีค่าผืนผวนในเวลานั้น ถึงแม้ว่า มันเป็นไปได้ที่ DDEF อาจจะถูกสร้างขึ้นเช่นกันในเวลานี้ในระดับความสูงที่สูงขึ้น อย่างไรก็ตาม มันก็อาจจะไปไม่ถึง

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ที่สถานีละติจูดในแนวเส้นศูนย์สูตรและต่ำในเวลานี้ นอกจากนี้การเพิ่มขึ้นในค่า hmF2 ถูกเห็นได้ในทุกๆ สถานีในช่วงเวลาที่สั้น (1-2 ชั่วโมง) ในกรณีของสนามไฟฟ้า DD นี้ ผลกระทบของมันสามารถที่จะอยู่ (เกิดขึ้น) ในช่วงเวลาที่นานกว่า ดังนั้น เราอาจจะอ้างถึงสิ่งนี้ว่าจะเกี่ยวข้องกับสนามไฟฟ้าทะเลแบบฉบับพลัน (PPEFs) ได้ สำหรับค่า foF2 นั้น มันแสดงการลดลงที่น้อยมากในค่า foF2 สำหรับทุกๆ สถานีที่อยู่ในเขตอเมริกา ในทางกลับกัน เขตยุโรปแสดงการเพิ่มขึ้นเพียงเล็กน้อยในค่า foF2 สำหรับทุกๆ สถานีที่เวลาประมาณ 12 UT นั่นคือหลังเส้นแนวตั้งสีเขียวไปแล้ว

4.1.1 การปรากฏพร้อมกันที่น่าจะเป็นไปได้ของการเกิดพายุไอโอโนสเฟียร์บวกและลบ

หลังจากเวลาประมาณ 1200 UT IMF Bz เริ่มที่จะหันเหไปทางทิศใต้และคงอยู่ในทิศใต้เป็นเวลาประมาณ 12 ชั่วโมงและ SYM-H ก็จะมีค่าเข้าใกล้ค่าที่ต่ำที่สุด -232 nT ที่เวลาประมาณ 2245 UT (ถูกแทนด้วยเส้นแนวตั้งสีม่วง) ในช่วงเวลานี้ การเปลี่ยนแปลงจำนวนมากได้เกิดขึ้นกับทุกๆ สถานีในทั้ง 2 เขต ในเขตอเมริกา สถานีต่างๆ แสดงการเพิ่มขึ้นในค่า hmF2 แล้วตามด้วยการลดลง ยกเว้นที่ Boulder และ Millstone Hill



รูปที่ 4.1 การเปลี่ยนแปลงค่า foF2 และค่า hmF2 ของชั้นไอโอโนสเฟียร์ในเขตอเมริกา

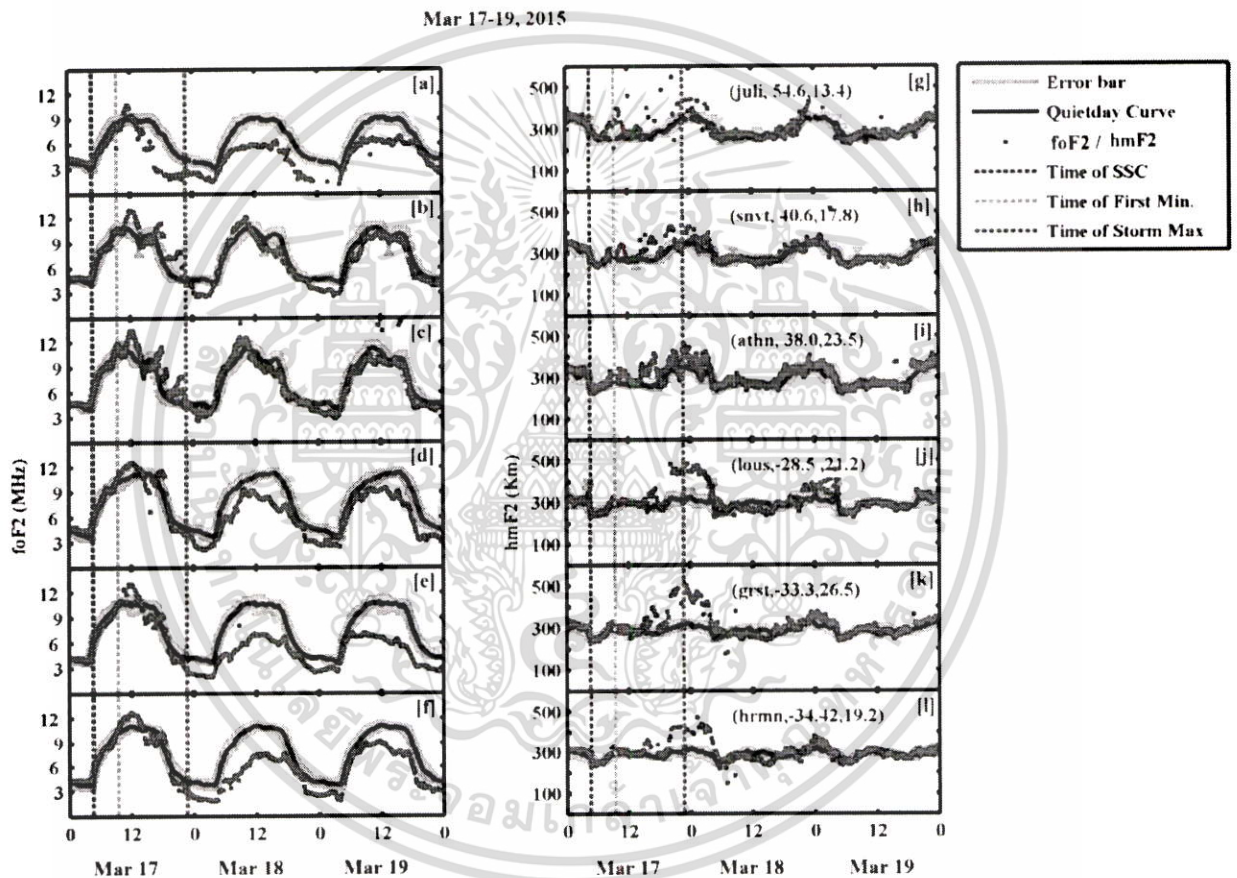
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

โดยทั่วไป ค่า hmF2 ที่เพิ่มขึ้นนี้จะแสดงพฤติกรรมการแกว่งตัว ในกรณีของ Boulder (รูปที่ 4.1g) เราสามารถมองเห็นการลดลงในค่า hmF2 ที่มากและชัดเจน ซึ่งแสดงให้เห็นชั้นไอโอโนสเฟียร์กำลังเคลื่อนตัวลงมา สำหรับค่า foF2 นั้น เราพบว่า มีการจางหายของค่า foF2 ที่รุนแรง ณ สถานี Boulder (รูปที่ 4.1a) สถานี Millstone Hill (รูปที่ 4.1b) และ สถานี Eglin (รูปที่ 4.1c) ในขณะที่ สถานีอื่นๆ ที่เหลือไม่ได้แสดงการลดลงของ foF2 ที่รุนแรง สิ่งนี้อาจจะเป็นการบ่งชี้ของการก่อตัวของไดนาโมการรบกวนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ การลดลงของ hmF2 และ foF2 ที่ Boulder เริ่มต้นประมาณ 1200 UT เนื่องจากเกือบจะ 6 ชั่วโมงที่ผ่านมาแล้วหลังจากการเกิดพายุ มันก็มีความเป็นไปได้ที่สมเหตุสมผลที่กระบวนการที่เกี่ยวข้องกับไดนาโมการรบกวนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ได้เริ่มต้นเกิดขึ้นแล้ว ซึ่งถูกสะท้อนให้เห็นในทั้ง hmF2 และ foF2 ที่สถานี Boulder ในขณะที่เราสังเกตเห็นพลาสมาลอยเลื่อนไปในทิศทางลงของชั้นไอโอโนสเฟียร์ ในกรณีนี้ การปรากฏตัวของสนามไฟฟ้าไปทางทิศตะวันตกที่ถูกสร้างขึ้นอันเนื่องมาจากไดนาโมการรบกวนก็ไม่สามารถที่จะละลายได้ อย่างไรก็ตาม มันต้องถูกพิจารณาว่าเส้นสนามแม่เหล็กโลกถูกเอียงไปอย่างมากที่ตำแหน่งของสถานี Boulder ดังนั้น E x B drift ที่สอดคล้องกันเพียงอย่างเดียวอาจจะไม่มีองค์ประกอบแนวตั้งที่แรงพอที่จะสร้าง drift ไปในทิศทางขาลงดังกล่าวของชั้นไอโอโนสเฟียร์ ดังนั้นสนามไฟฟ้าไปทางทิศตะวันตกไม่สามารที่จะเป็นสาเหตุเพียงประเด็นเดียวสำหรับการเปลี่ยนแปลงในทั้งค่า foF2 และ hmF2 ที่รวดเร็วดังกล่าว เราเชื่อว่าปัจจัยที่สำคัญอีกข้อหนึ่งในกรณีนี้ จะต้องเป็นการเปลี่ยนแปลงลมในชั้นเทอร์โมสเฟียร์ที่เกี่ยวข้องกับไดนาโมการรบกวน ซึ่งก่อให้เกิดการรวมตัวกันใหม่ที่เร็วขึ้นที่ระดับความสูงเหล่านั้น ซึ่งนำไปสู่การลดลงอย่างรวดเร็วในค่า foF2 (ความหนาแน่นอิเล็กตรอน) และการลดลงใน hmF2 ที่สอดคล้องกัน ผลของไดนาโมการรบกวนยังมองเห็นได้ที่สถานี Eglin ด้วย แม้ว่าผลจะค่อนข้างต่ำกว่าเมื่อเทียบกับสถานี Boulder และสถานี Millstone Hill สถานีที่เหลือก็ไม่ได้แสดงผลกระทบใดๆ ดังกล่าวเลย ในช่วงเวลานี้ (ระหว่างเส้นแนวตั้งสีเขียวและสีม่วง) เป็นช่วงเวลาที่เราสามารถเห็นผลกระทบที่แตกต่างชัดเจนของไดนาโมการรบกวนและสนามไฟฟ้าทะเลแบบฉับพลันที่ละติจูดที่ต่างกันผลกระทบไดนาโมการรบกวนอาจจะไปถึงละติจูดของสถานี Eglin (30.5°N) อย่างเป็นไปได้ ในขณะที่ สถานีอื่นๆ (Ramey, Boa Vista และ Jicamarca) อาจจะยังไม่ได้รับผลกระทบและยังคงอยู่ภายใต้ผลกระทบของ PPEFs อย่างไรก็ตาม เมื่อเวลาผ่านไป ไดนาโมการรบกวนจะค่อยๆ แพร่กระจายและไปถึงสถานีในแนวเส้นศูนย์สูตรและละติจูดต่ำ

ถ้าเราดูที่เชกเตอร์ยุโรป (รูปที่ 4.2) มันยากจริงๆ ที่จะแยก PPEF และผลกระทบไดนาโมการรบกวนใดๆ โดยภาพรวม สถานีทั้งหมดในซีกโลกทั้งสองแสดงให้เห็นการเพิ่มขึ้นของค่า hmF2 (รูปที่ 4.2g-4.2l) การเพิ่มขึ้นของ hmF2 ที่มากที่สุดได้ถูกบันทึกไว้ที่ช่วงเวลาประมาณเมื่อ SYM-H มีค่าต่ำที่สุด (แทนด้วยเส้นแนวตั้งสีม่วง) การเพิ่มขึ้นของค่า hmF2 เริ่มต้นประมาณ 1830 UT ในวันที่ 17 มีนาคม 2015 และมันยังคงที่อยู่เหนือเส้นกราฟวันที่เงียบสงบ (แทนด้วยเส้นที่บสีดำมีแท่งค่าความผิดพลาดสีเขียว) จนถึงเวลา 0430UT ของวันถัดไปคือวันที่ 18 มีนาคม 2015 ดังนั้นชั้นไอโอโนสเฟียร์ในเชกเตอร์ยุโรปก็จะถูกสังเกตเห็นว่าอยู่เหนือระดับความสูงปกติของมันได้เป็นอย่างดีเกือบ 10 ชั่วโมง ส่วนใหญ่ของ

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

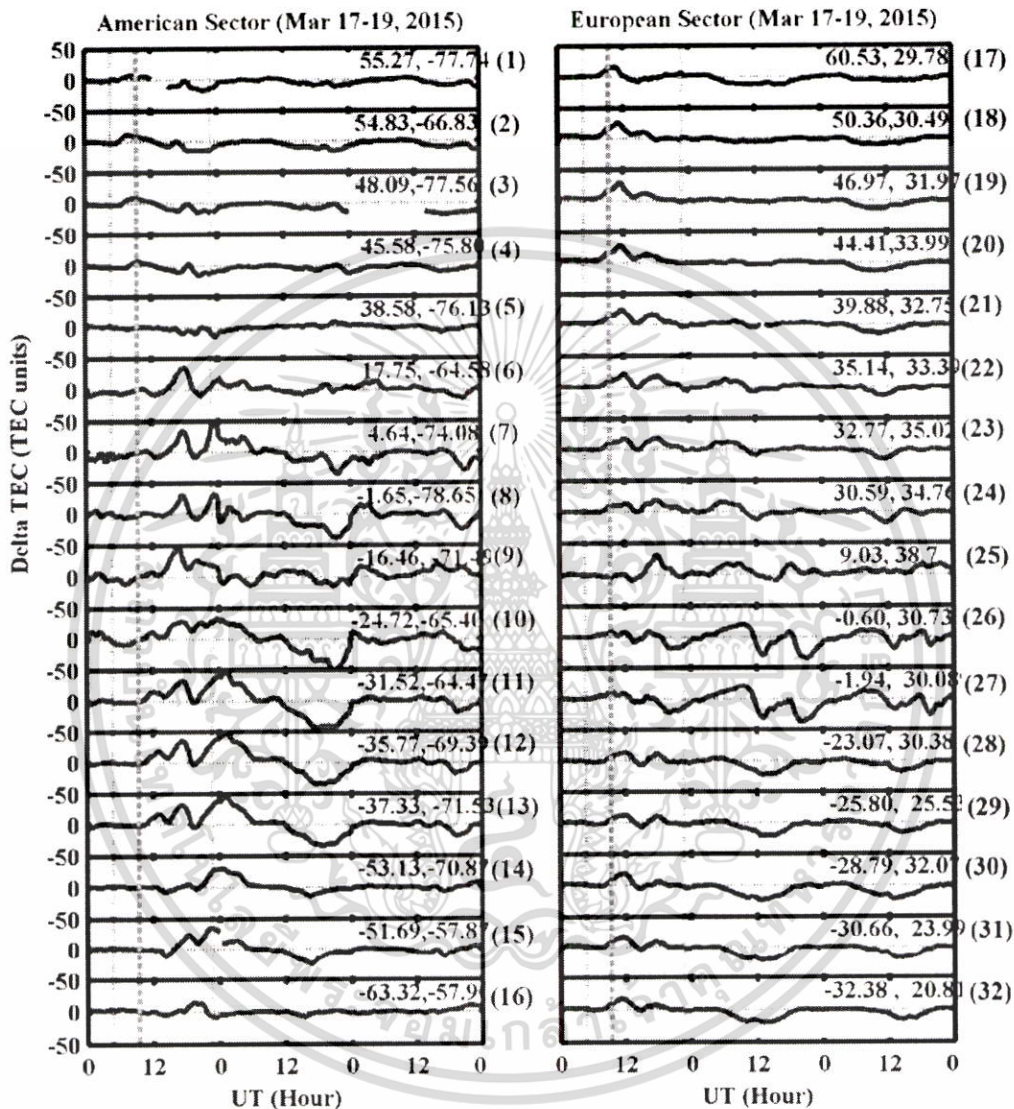
คาบเวลานี้ IMF Bz จะเคลื่อนไปทางทิศใต้ก่อนที่จะหันเหกลับไปทางทิศเหนือที่เวลาประมาณ 0000 UT ของวันที่ 18 มีนาคม 2105 การมองเข้าไปใกล้ๆ จะแนะนำที่ว่า “ผลกระทบเป็นที่โดดเด่นมากในซีกโลกใต้เมื่อเทียบกับซีกโลกเหนือ” และ “ถ้าเราพิจารณาไปที่การเปลี่ยนแปลงของค่า foF2 เราจะเห็นว่า foF2 ลดลงอย่างมากที่ทุกๆ สถานี ในขณะที่ เราจะเห็นการเพิ่มขึ้นในค่า hmF2” เหตุการณ์นี้อาจจะเกิดขึ้นเนื่องจากการสูญเสียเนื่องจากการเคลื่อนย้ายของพลาสมาไปตามเส้นสนาม ในขณะที่ชั้นไอโอโนสเฟียร์ถูกยกขึ้น ดังนั้น หลังจาก foF2 เพิ่มขึ้นในช่วงแรกประมาณ 1200 LT ของวันที่ 17 มีนาคม 2015 แล้ว foF2 จะค่อยๆ เริ่ม ลดลงทีละน้อยและกลายเป็นมีค่าที่ต่ำกว่าค่าวันที่เงียบสงบสำหรับทุกๆ สถานี ดังในรูปที่ 4.2a-4.2f ซึ่งแสดงให้เห็นถึงพายุชั้นไอโอโนสเฟียร์เชิงลบ



รูปที่ 4.2 การเปลี่ยนแปลงค่า foF2 และค่า hmF2 ของชั้นไอโอโนสเฟียร์ในเขตเตอร์ยุโรป

หลังจากเวลา 0000 UT ในวันที่ 18 มีนาคม 2015 IMF Bz จะไปถึงค่าวันที่เงียบสงบอย่างช้าๆ ประมาณ 0 nT โดยปราศจากการเปลี่ยนแปลงที่รุนแรงมาก ดังนั้น เราไม่ได้คาดหวัง PPEFs ที่มาก หลังจากช่วงเวลานี้ ผลกระทบอะไรก็ตามของ PPEFs อาจจะยังคงอยู่ ซึ่งถูกคาดว่าจะหายไปภายใน 2-3 ชั่วโมง ดังนั้น หลังจากเวลา 0400 UT ในวันที่ 18 มีนาคม 2015 สภาวะพลวัตในชั้นไอโอโนสเฟียร์ได้ถูกคาดหวังว่าจะถูกควบคุมโดยไดนาโมการรบกวน อย่างไรก็ตามระยะเวลาก่อนหน้านี้เป็นช่วงเวลาที่ยากที่จะแยกความแตกต่างระหว่างผลกระทบของสนามไฟฟ้าทะเลแบบฉับพลันกับสนามไฟฟ้าแบบไดนาโมการรบกวนเป็นเอกสารที่ส่งมอบไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่อนุญาตให้มาเป็ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

รบกวนในเวลาเดียวกันโดยทั่วไป PPEFs มักจะเกิดขึ้นในช่วงเวลาสั้นๆ และไม่สามารถที่จะทำอะไรได้เลยเป็นเวลา 10 ชั่วโมง ดังนั้นการเพิ่มขึ้นเกือบ 10 ชั่วโมงของค่า hmF2 อาจจะเป็นเพราะการกระทำของทั้งสองเหตุการณ์ร่วมกัน (DDEF และ PPEF) หรือเฉพาะ DDEF แต่มันก็อาจจะเป็นไปไม่ได้ที่จะสรุปด้วยข้อสังเกตดังกล่าวในตอนนี้นี้ก็ได้



รูปที่ 4.3 การเปลี่ยนแปลงค่า Δ TEC ในซีกเตอร์อเมริกา (คอลัมน์ทางซ้าย) และซีกเตอร์ยุโรป (คอลัมน์ทางขวา) ในระหว่างวันที่ 17-19 มีนาคม 2015

ผลการศึกษาที่คล้ายกันนี้สามารถที่จะสรุปได้จากรูปที่ 4.3 เช่นกัน รูปที่ 4.3 แสดงการเปลี่ยนแปลงของค่า Δ TEC (ค่า TEC ตอนที่เกิดพายุ - ค่า TEC ในวันที่เงียบสงบ) ในระหว่างวันที่ 17-19 มีนาคม 2015 สำหรับสถานีต่างๆ ในทั้งสองซีกเตอร์ โดยมีตำแหน่งทางภูมิศาสตร์ของแต่ละสถานีแสดงไว้ที่มุมบนขวามือของแต่ละรูป รูปในคอลัมน์ทางซ้าย (รูปเล็กที่ 1-16 ของรูปที่ 4.3) แทนการเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

เปลี่ยนแปลงของค่า ΔTEC ในเฮกเตอร์อเมริกา ในขณะที่ รูปในคอลัมน์ทางขวา (รูปเล็กที่ 17-32 ของรูปที่ 4.3) แทนการเปลี่ยนแปลงของค่า ΔTEC ในเฮกเตอร์ยุโรป

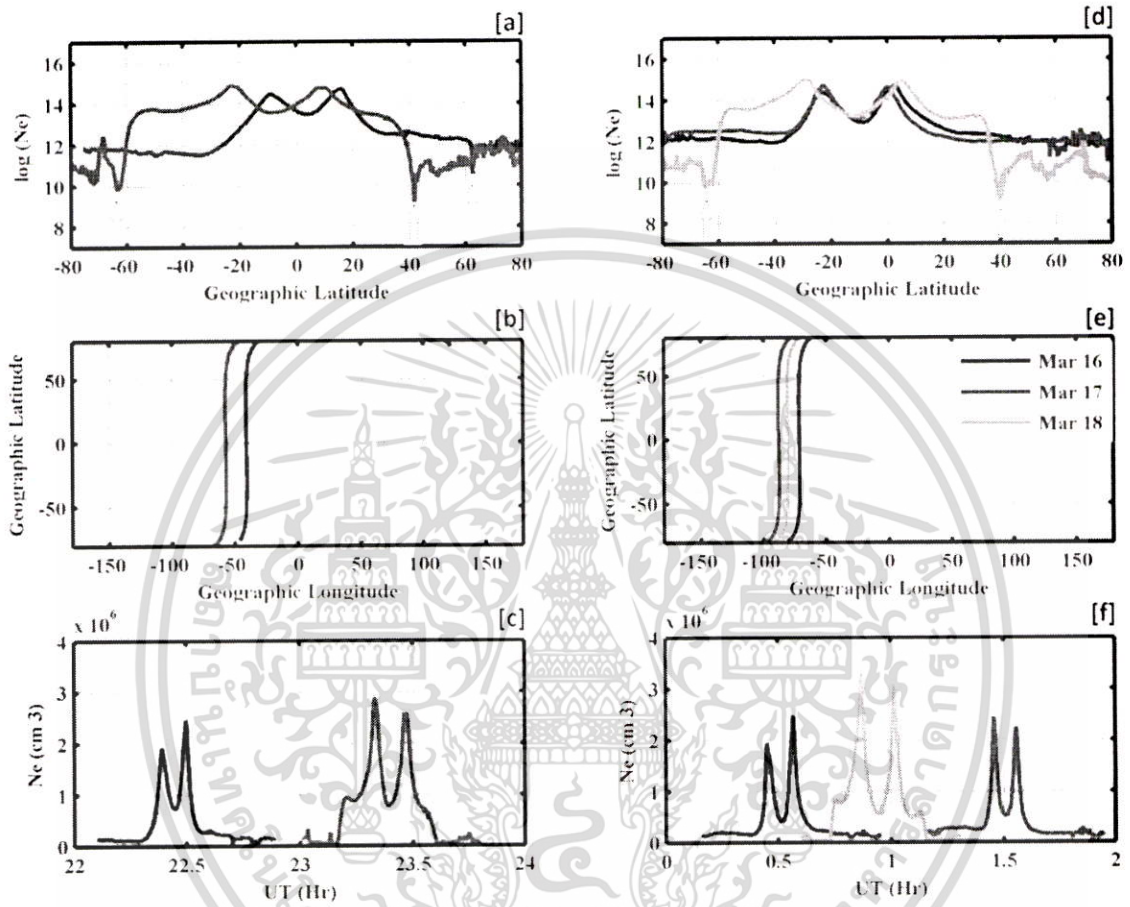
สำหรับเฮกเตอร์อเมริกัน ที่เวลาประมาณ 1830 UT ในวันที่ 17 มีนาคม 2015 การเพิ่มขึ้นในค่า TEC สามารถที่จะเห็นได้ชัดเจน ซึ่งจะเห็นได้ทุกๆ สถานีที่ต่ำกว่าเส้นละติจูด 20°N (รูปเล็กที่ 6-16 ของรูปที่ 4.3) อย่างไรก็ตาม สถานีที่อยู่เหนือกว่า 38°N (รูปเล็กที่ 1-5 ของรูปที่ 4.3) แสดงการลดลงในค่า TEC ในเวลาเดียวกัน เหตุการณ์นี้พิสูจน์ให้เห็นถึงการปรากฏตัวพร้อมกันของการเกิดพายุไอโอโนสเฟียร์เชิงบวกและเชิงลบในเฮกเตอร์อเมริกัน เหตุผลข้อหนึ่งที่สนับสนุนปรากฏการณ์นี้คือ การเปลี่ยนแปลงลมในชั้นเทอร์โมสเฟียร์และสนามไฟฟ้าไดนาโมการรบกวนไปทางทิศตะวันตกที่เกี่ยวข้องเกิดขึ้นครอบคลุมไปถึง 40°N ในเฮกเตอร์อเมริกันและในช่วงเวลาเดียวกัน PPEF ก็ยังคงแอกทีฟอยู่ที่สถานีที่ต่ำกว่า 40°N นั่นคือเหตุผลว่าทำไมเรายังสามารถที่จะเห็นเฟสพายุบวกและลบที่เกิดขึ้นพร้อมกันในเฮกเตอร์อเมริกัน การปรากฏตัวพร้อมกันที่เป็นไปได้ของการเกิดพายุไอโอโนสเฟียร์ทั้ง 2 ประเภทนี้สามารถที่จะพบได้ไปจนถึง 0200 UT ของวันที่ 18 มีนาคม 2015 อย่างไรก็ตาม เฮกเตอร์ยุโรปไม่ได้แสดงการเกิดพายุทั้ง 2 ประเภทนี้พร้อมกันดังกล่าว แต่ทั้งนี้ผลกระทบต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับไดนาโมการรบกวน (DD) นั้นจะยังคงมีอยู่ที่เหนือ 60°N นั่นคือเหตุผลว่าทำไมเราจึงไม่เห็นการเกิดพายุเชิงลบอย่างที่พบในละติจูดกลางของเฮกเตอร์ยุโรป นอกเหนือจาก DD แล้ว ปัจจัยอื่นๆ ที่ช่วยทำให้เกิดพายุเชิงลบในเฮกเตอร์อเมริกันนั้น อาจจะมาจากการขยายตัวไปทางเส้นศูนย์สูตรของร่อง (trough) ของความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ละติจูดกลางและการกดไว้ที่เส้นศูนย์สูตรของพลาสมาพอส (plasmopause) ซึ่งจะกล่าวถึงในหัวข้อถัดไป

4.1.2 ร่องความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ละติจูดกลางและไหล่ที่ละติจูดกลาง

ร่องในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่ละติจูดกลางเป็นปรากฏการณ์หนึ่งที่เกิดขึ้นได้ใกล้ๆ ขอบไปทางเส้นศูนย์สูตร (equatorward edge) ของ auroral oval ที่ถูกบ่งชี้คุณลักษณะได้โดยการจางหายความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่รุนแรง โดยทั่วไปอาจจะเกิดขึ้นยาวนานตั้งแต่ช่วงเวลาหลังเที่ยงวันไปจนถึงรุ่งอรุณ (dawn - ตอนพระอาทิตย์ขึ้น) ก็เป็นไปได้ [40] โดยทั่วไป มันจะมี 3 โครงสร้างที่เกี่ยวข้องกับประเด็นนี้คือ ขอบไปทางเส้นศูนย์สูตร, ร่องที่ต่ำสุดและขอบไปทางขั้วโลก [41] ปรากฏการณ์ที่ถูกเชื่อว่าจะเป็นต้นเหตุคือ ลักษณะตรงกันข้ามของพลาสมาลอยเลื่อนที่อยู่ในแนวอนที่จะเคลื่อนตัวไปใน 2 ทิศทาง (ส่วน) ของชั้นไอโอโนสเฟียร์ได้แก่ ส่วนที่ไปทางเส้นศูนย์สูตรและส่วนที่ไปทางขั้วโลก ในส่วนที่ไปทางเส้นศูนย์สูตรของบริเวณมิด พลาสมาลอยเลื่อนไปทางทิศตะวันออก ในขณะที่ ในส่วนที่ไปทางขั้วโลก พลาสมาลอยเลื่อนไปทางทิศตะวันตก สิ่งนี้ส่งผลให้เกิดแถบแคบของละติจูดที่มีการสูญเสียที่รุนแรงของความหนาแน่นพลาสมาที่นำไปสู่การก่อตัวของร่องของความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ละติจูดกลาง [42] โดยทั่วไปร่องถูกสังเกตเห็นได้ประมาณละติจูดทางภูมิศาสตร์ 60° ในซีกโลกทั้งสอง พร้อมกับการเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อยซึ่งขึ้นอยู่กับการวางตัวของเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็กโลก ยกตัวอย่างเช่น การใช้ระบบการสังเกตแบบเป็นเครือข่าย (constellation) ของแบบรูปความหนาแน่นอิเล็กตรอนในไอโอโนสเฟียร์และสภาพ

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ภูมิอากาศ (COSMIC) ของกรมอุตุนิยมวิทยา He et al. [43] ได้แสดงให้เห็นว่าในซีกตะวันออกอเมริกัน ร่องสามารถเกิดขึ้นประมาณละติจูด 50°N ในสภาวะที่เจียบสงบทางแม่เหล็กโลกในช่วงฤดูอิควินอกซ์เดือน มีนาคม (March Equinox) อย่างไรก็ตาม ร่องที่ละติจูดกลางถูกรู้ว่าจะเคลื่อนย้ายไปทางเส้นศูนย์สูตรในระหว่างที่มีกิจกรรมแม่เหล็กโลกเพิ่มขึ้น [44]



รูปที่ 4.4 การเคลื่อนตัวของร่อง Ne ที่ละติจูดกลางที่มุ่งไปสู่เส้นศูนย์สูตรเหนือซีกตะวันออกอเมริกัน

เพื่อที่จะพิสูจน์ประเด็นนี้เพิ่มเติม ผู้วิจัยจึงได้แสดงผลการศึกษาเพิ่มเติมในรูปที่ 4.4 ซึ่งแสดงการวัดความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่จุดๆ หนึ่ง (in situ) โดยดาวเทียม SWARM-A ดาวเทียมที่ประมาณ 450 กิโลเมตร ในที่นี้ เราจะพิจารณาเส้นทางของ SWARM-A ที่ติดกันสองเส้นทาง ในช่วงเวลาหลังพระอาทิตย์ตกดินที่ผ่านเหนือซีกตะวันออกอเมริกัน เพื่อพิสูจน์ความถูกต้องของการเกิดปรากฏการณ์พร้อมกันของพายุไอโอโนสเฟียร์บวกและลบ ในรูปที่ 4.4 นี้ เส้นกราฟสีน้ำเงิน, สีแดงและสีเขียวแทนเส้นทาง SWARM-A ในวันที่ 16, 17 และ 18 มีนาคม 2015 ตามลำดับ เส้นทางเหล่านี้ทั้งหมดเกิดขึ้นหลังพระอาทิตย์ตกดินและเวลาท้องถิ่นของแต่ละเส้นทางในลองติจูดที่ศึกษาจะอยู่ใกล้กันประมาณ 20 ชั่วโมงของเวลาท้องถิ่น แถวบนแสดงความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่จุดๆ หนึ่งเสมือนเป็นฟังก์ชันของละติจูด แถวกลางแทนพื้นที่ครอบคลุมในทางละติจูด-ลองติจูดของแต่ละเส้นทาง ในขณะที่แถวล่างแทนค่าความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

จุดๆ หนึ่งของแต่ละเส้นทางเสมือนเป็นฟังก์ชันของเวลาสากล (UT) ทางด้านซ้ายมือของรูปที่ 4.4 (รูปที่ 4.4a-4.4c) เส้นกราฟสีแดงเป็นเส้นทางของ SWARM-A ในช่วงเวลา 2300-2340 UT ในวันที่ 17 มีนาคม 2015 ซึ่งพาดผ่านลองจิจูด -60° ส่วนเส้นทางในวันที่ 16 มีนาคม 2015 ที่แสดงในเส้นสีน้ำเงินนั้นพาดผ่านลองจิจูดที่อยู่ใกล้กัน ซึ่งสามารถที่จะถูกพิจารณาเสมือนเป็นแบบรูปช่วงเวลาที่ยืดหยุ่นในกรณีนี้ได้ หรือกล่าวโดยย่อว่า รูปที่ 4.4 แสดงการเคลื่อนตัวของร่องความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ละติจูดกลางที่มุ่งหน้าไปสู่เส้นศูนย์สูตร (มีลูกศรชี้ไว้) ที่ตรวจพบโดยดาวเทียม SWARM-A ในซีกโลกเหนือของเซกเตอร์อเมริกา ค่าที่ต่ำที่สุดของร่องถูกสังเกตเห็นได้ว่ามีค่าสูงถึง 40°N ในระหว่างช่วงเวลาที่เกิดพายุ การพาดผ่านในช่วงเวลาที่ไม่เกิดพายุไม่ได้แสดงการเคลื่อนตัวที่มุ่งไปสู่เส้นศูนย์สูตรแต่อย่างใด

ประการแรก การเพิ่มขึ้นในความหนาแน่นอิเล็กตรอนพีคในบริเวณยอด (crest) และการเพิ่มขึ้นที่สูงมากในขอบเขตทางละติจูดของบริเวณ EIA สามารถที่จะถูกสังเกตเห็นได้ในวันที่ 17 มีนาคม 2015 สิ่งนี้เป็นบทพิสูจน์ของการปรากฏตัวของ PPEF ที่ซึ่งนำไปสู่การก่อตัวของความผิดปกติ (anomaly) ที่แรงขึ้นในครั้งนี้ ซึ่งบางครั้งอาจจะถูกเรียกว่า “super fountain effect” [45]

สิ่งที่สำคัญเป็นอันดับ 2 ที่ต้องบันทึกไว้ก็คือ “การลดลงแบบรวดเร็วมาก” (sharp drop) ในค่าความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ละติจูด 40°N ในซีกโลกเหนือและที่ประมาณ -60° ในซีกโลกใต้พร้อมกับการจางหายเป็นรูปทรง V เพียงแต่หันเหไปทางขั้วโลกต่อทิศทางของมันเท่านั้น โดย sharp drop ในความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ละติจูด 40°N นี้รู้จักกันก่อนหน้านี้แล้วและถูกเรียกว่าเป็น “ไหลที่ละติจูดกลาง” โดยไหลที่ละติจูดกลางนี้ยังเป็นสัญลักษณ์ (signature) ของพลาสมาพอส ซึ่งโดยทั่วไป “ไหล” จะถูกสร้างขึ้นเมื่อความหนาแน่นพลาสมาที่ละติจูดกลาง/ละติจูดสูงถูกบีบกดเนื่องจากการบีบอัดของ plasmopause ภายใต้การกระทำของสนามไฟฟ้าคอนเวกชันชั้นแมกเนโตสเฟียร์ [46] การจางหายรูปตัววีแบบฉับพลันที่หันเหไปทางขั้วโลกของ “ไหล” แทนร่องของความหนาแน่นที่ละติจูดกลาง ในกรณีนี้ ร่องของความหนาแน่นที่ละติจูดกลางได้ย้ายหันเหไปทางเส้นศูนย์สูตรจนถึง 40°N ในซีกโลกเหนือภายใต้สภาวะ (เงื่อนไข) ที่ถูกรบกวนทางแม่เหล็กโลก

เส้นทางของ SWARM-A ที่ต่อเนื่องตามลำดับ (consecutive) ถัดไปตอน 0035-0125 UT ในวันที่ 18 มีนาคม 2015 จะปรากฏอยู่ทางขวามือ (รูปที่ 4.4(d-f)) ในกรณีนี้เส้นกราฟสีเขียวแทนเวลาที่ถูกรบกวนที่ผ่านลองจิจูดประมาณ -80° ส่วนเส้นกราฟสีน้ำเงินสำหรับวันที่ 16 มีนาคม แทนแบบรูปในช่วงเวลาที่ยืดหยุ่นตามปกติ ในเวลาเดียวกันเส้นกราฟสีแดงสำหรับ 17 มีนาคม แทนแบบรูปในช่วงเวลาที่ยืดหยุ่นในกรณีนี้ ในขณะที่เวลาของการผ่านดาวเทียม (0105-0150 UT) ยังอยู่ดี (เป็นปกติ) ก่อนการเกิดขึ้นของพายุแม่เหล็กโลกเส้นกราฟสีเขียวของรูปที่ 4.4(d) ยังแสดงให้เห็นถึงการเพิ่มขึ้นตามแนวละติจูดของ EIA ที่รุนแรงที่ซึ่งสอดคล้องกับรูปที่ 4.4(a) ซึ่งจะป้องกันผลกระทบของ EIAs สำหรับเส้นกราฟสีน้ำเงินและสีแดง การจางหายที่รวดเร็วมากในค่าความหนาแน่น (sharp drop) ได้ถูกสังเกตเห็นที่ละติจูดประมาณ 40° และ -60°

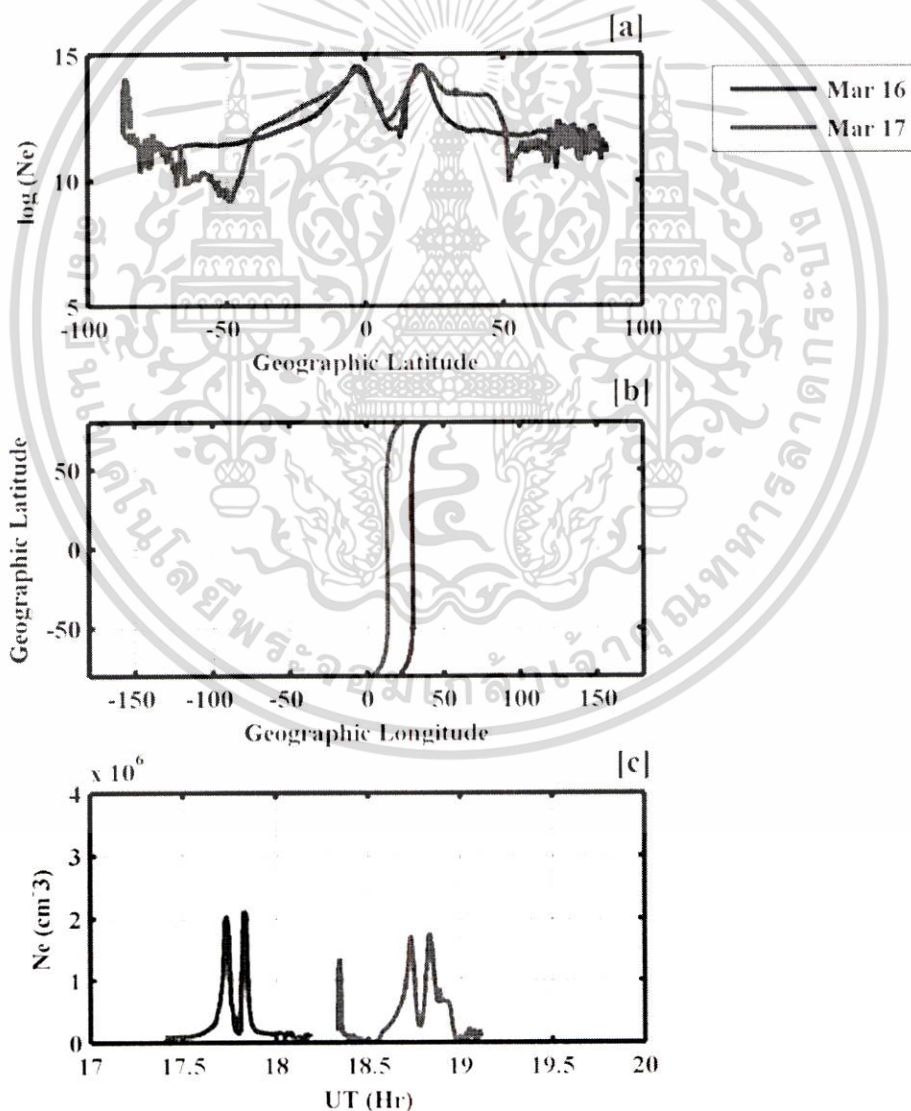
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

การจางหายแบบเดียวกันถูกสังเกตได้ใน ionograms จากภาคพื้นดินตามที่แสดงในรูปที่ 4.1(a-b) สำหรับ Boulder และ Millstone Hill ตามลำดับ ในความเป็นจริงในกรณีของสถานี Millstone Hill (44.4°N) การจางหายไปที่สมบูรณ์ใน ionograms จะสังเกตได้ในช่วงเวลา 0000-1100 UT ของวันที่ 18 มีนาคม 2015 เมื่อไม่ได้รับ echoes ที่สะท้อนกลับมา การจางหายไปดังกล่าวอาจจะเกิดขึ้นเป็นหลักเนื่องด้วยเหตุผลสองประการ (i) การลดลงของความหนาแน่นอิเล็กตรอนในชั้น F ที่เกินกว่าความสามารถขั้นต่ำในการวินิจฉัย (ii) การดูดกลืนคลื่นวิทยุที่เคลื่อนที่อยู่ที่ชั้น D เนื่องจากการเร่งรัดของอนุภาคที่รุนแรงในบรรยากาศด้านล่างในกรณีของเรา ทั้งสองเหตุการณ์อาจจะจะเป็นเหตุผลดังกล่าว ดังที่แสดงไว้ในรูปที่ 4.4 ความหนาแน่นอิเล็กตรอนชั้นไอโอโนสเฟียร์ยังอยู่ที่ต่ำกว่าค่าปกติของมัน ในเวลาเดียวกัน การจางหายไปที่รุนแรงมากที่สุดที่ 40°N สามารถที่จะถูกรูปเป็นหลักฐานอันหนึ่งของการขยายตัวที่หันเหไปทางเส้นศูนย์สูตรของร่องที่ละติจูดกลางและเป็นหลักฐานทางอ้อมของการขยายตัวที่หันเหไปทางเส้นศูนย์สูตรของ auroral oval ในซีกโลกเหนือของเขตเตอร์อเมริกันสัญลักษณ์ของ auroral oval สามารถที่จะเห็นได้ประมาณ 50°N เสมือนเป็นพีคเล็กๆ ในค่าความหนาแน่นที่ซึ่งเกิดขึ้นเนื่องจากการไอออนไนซ์ยามรุ่งอรุณ (auroral ionisation) อย่างไรก็ตาม ในซีกโลกใต้ การจางหายไปพบได้ที่ละติจูดประมาณ -60°N เนื่องจากทั้งร่องที่ละติจูดกลางและไหล่ถูกตั้งวางไว้ที่บริเวณละติจูดดังกล่าว อย่างไรก็ตาม การจางหายในค่า foF2 ที่ถูกพบที่สถานี Eglin (รูปที่ 4.1c) ไม่สามารถที่จะเกี่ยวข้องกับ (ไม่สามารถที่จะถูกโยงไปหา) ร่องความหนาแน่นที่ละติจูดกลางได้ เนื่องจากตำแหน่งที่ตั้งของเมือง Eglin (30.5°N) นั้นอยู่นอกขอบเขตของร่องละติจูดกลาง

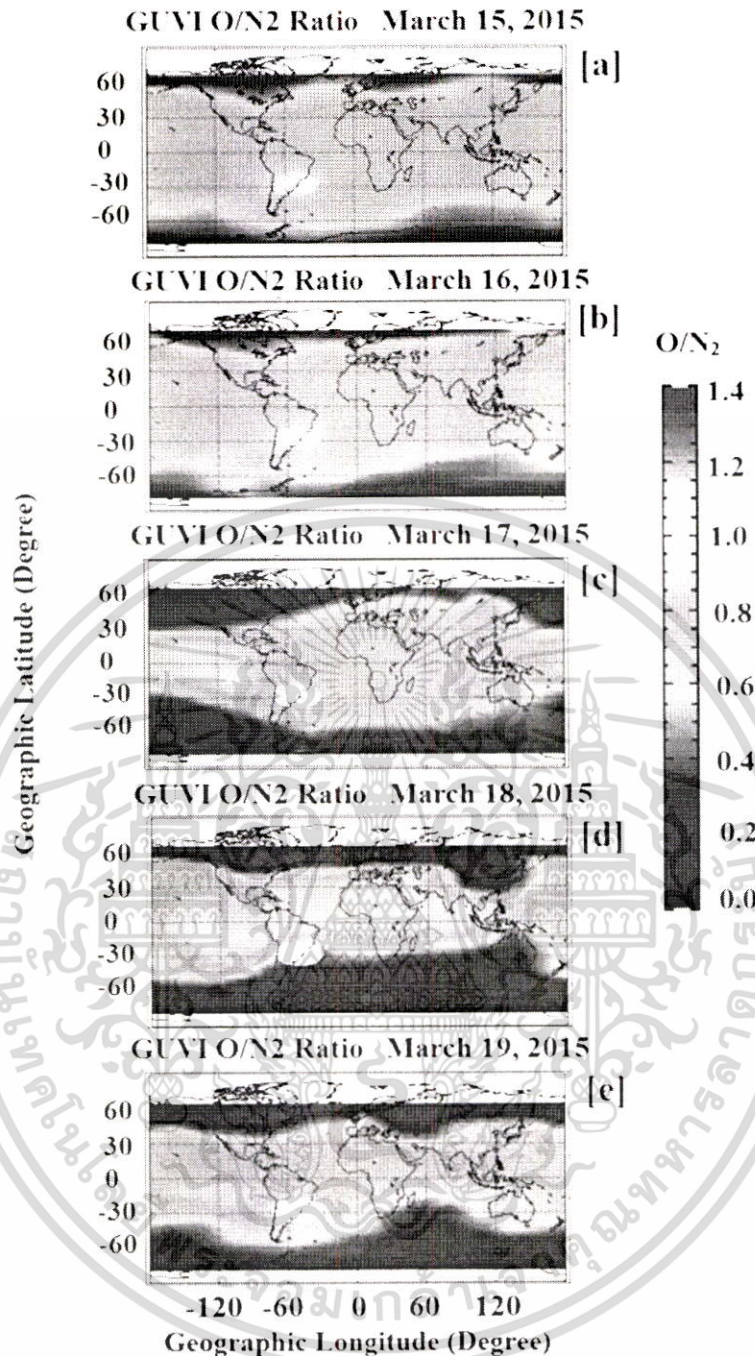
รูปที่ 4.5 แสดงผลการศึกษาที่คล้ายกับรูปที่ 4.4 แต่เป็นการพิจารณาที่เขตเตอร์ยุโรป เส้นทางของ SWARM-A ในกรณีนี้คือผ่านลองจิจูด -10°E ระหว่าง 1820-1905 UT ในวันที่ 17 มีนาคม 2015 ขอบเขตที่ถูกทำเครื่องหมายไว้ด้วยการจางหายไปของความหนาแน่นอิเล็กตรอนตั้งอยู่ที่ละติจูด 50° ในซีกโลกทั้งสอง นอกจากนี้ การจางหายไปดูเหมือนว่าจะไม่รุนแรงเมื่อเทียบกับเขตเตอร์อเมริกัน นอกจากนี้ขอบเขตเชิงละติจูดของ EIA ก็ดูเหมือนว่าจะค่อนข้างน้อยเมื่อเทียบกับเขตเตอร์อเมริกัน อย่างไรก็ตาม เราก็ต้องจำไว้ว่า EIA ส่วนใหญ่จะถูกสร้างขึ้นชนิดที่รุนแรงมากกว่าอย่างมากในเขตเตอร์ลองจิจูดอเมริกันเมื่อเปรียบเทียบกับลองจิจูดตำแหน่งอื่นๆ [45] เนื่องจากความผิดปกติแม่เหล็กทางแอตแลนติกตอนใต้ สิ่งนี้จึงอาจจะเป็นเหตุผลข้อหนึ่งที่อยู่เบื้องหลังผลกระทบเร็วที่ค่อนข้างช้าที่ถูกสังเกตได้ในเขตเตอร์ยุโรปและรอบๆ เฟสหลักของพายุเมื่อเปรียบเทียบกับเขตเตอร์อเมริกัน

ดังนั้นบนพื้นฐานของหลักฐานดังกล่าวข้างต้น มันสามารถถูกรูปได้ว่าเฟสพายุเชิงลบที่ถูกสังเกตได้ในซีกโลกเหนือของเขตเตอร์อเมริกันมีส่วนที่นำมาเกี่ยวข้องได้หลายประเด็น ได้แก่ การขยายตัวที่หันเหไปทางเส้นศูนย์สูตรของร่องความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ละติจูดกลาง, การบีบอัดของพลาสมาพอสซึ่งถูกมองว่าเป็น “ไหล่” ความหนาแน่น และการปรากฏที่เป็นไปได้ของสนามไฟฟ้าไดนาโมการรบกวน Lu et al. [47] เป็นคนแรกที่รายงานการปรากฏตัวพร้อมกันของเฟสพายุไอโอโนสเฟียร์บวกและลบในขณะที่ทำการศึกษาพายุแม่เหล็กโลกในวันที่ 10 ม.ค. 1997 ในที่นี้ ผู้วิจัยได้ตั้งข้อสังเกตการเกิดร่วมกันของทั้งเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

เฟสพายุบวกและลบในซีกโลกเหนือ (ฤดูหนาว) การปรากฏของเฟสที่ตรงข้ามกันทั้งสองจะถูกนำไปเกี่ยวข้องกับปฏิกิริยาทางเคมีและเป็นแบบไดนามิกที่ซับซ้อนระหว่างอนุภาคที่ถูกประจุกับบรรยากาศ (อนุภาคนิวทรอลในช่วงที่เกิดการรบกวนแม่เหล็กโลกอย่างไรก็ตาม ในกรณีนี้ ลมเมอริโดนัลที่ไม่สมมาตร (ไม่เท่ากัน) จากซีกโลกฤดูร้อนไปยังฤดูหนาวก็อาจจะถูกพิจารณาได้ด้วยว่าเป็นตัวกระตุ้น (สาเหตุ) หลักตัวหนึ่งก็ได้ สิ่งที่ต้องเก็บบันทึกไว้ก็คือ “การปรากฏตัวของทั้งเฟสพายุบวกและลบในช่วงฤดูอิวินอกซ์นั้นเป็นเรื่องที่ยากที่จะอธิบาย” นอกจากนี้ แม้ว่าการมีส่วนร่วมเกี่ยวข้องของบรรยากาศนิวทรอลที่เปลี่ยนแปลงแบบไดนามิกในช่วงที่เกิดการรบกวนแม่เหล็กโลกจะสอดคล้อง (ยอมรับ) กับสิ่งที่เกิดขึ้นก็ตาม การมีส่วนร่วมเกี่ยวข้องของโครงสร้างสนามแม่เหล็กโลกในเขตเตอร์อเมริกันก็ควรที่จะต้องถูกมองร่วมด้วย เนื่องจากการปรากฏตัวพร้อมกันของทั้งเฟสพายุบวกและลบนั้นโดยทั่วไปถูกสังเกตได้ในเขตเตอร์ที่เฉพาะเจาะจง (อเมริกัน) นี้ [48]



รูปที่ 4.5 การเคลื่อนตัวของร่อง Ne ที่ละติจูดกลางที่มุ่งไปสู่เส้นศูนย์สูตรเหนือเขกเตอร์ยุโรป เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 4.6 แผนที่โลกของอัตราส่วน O/N_2 ในชั้นเทอร์โมสเฟียร์ในวันที่ 15 - 19 มีนาคม 2015

4.1.3 การเกิดพายุไอโอโนสเฟียร์เชิงลบในระหว่างที่เกิดการฟื้นตัวของพายุ

หลังจากเวลา 04 UT ของวันที่ 18 มีนาคมไปแล้ว IMF Bz เกือบจะฟื้นคืนสู่สภาวะปกติ (ค่าเข้าใกล้ 0 nT) ด้วยความผันผวนที่ค่อนข้างเล็กน้อย หลังจากคาบของเวลานี้ อิทธิพลของสนามไฟฟ้าทะเลแบบฉับพลันลดลงที่ละน้อยในทำนองเดียวกันสนามไฟฟ้าไดนามิการบวงก็เริ่มที่จะเข้ามาแทนที่ความเป็นไดนามิกในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่ละจุดในแนวเส้นศูนย์สูตร, ต่ำและกลางเซกเตอร์อเมริกัน (รูปที่ 4.1) ไม่ได้เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

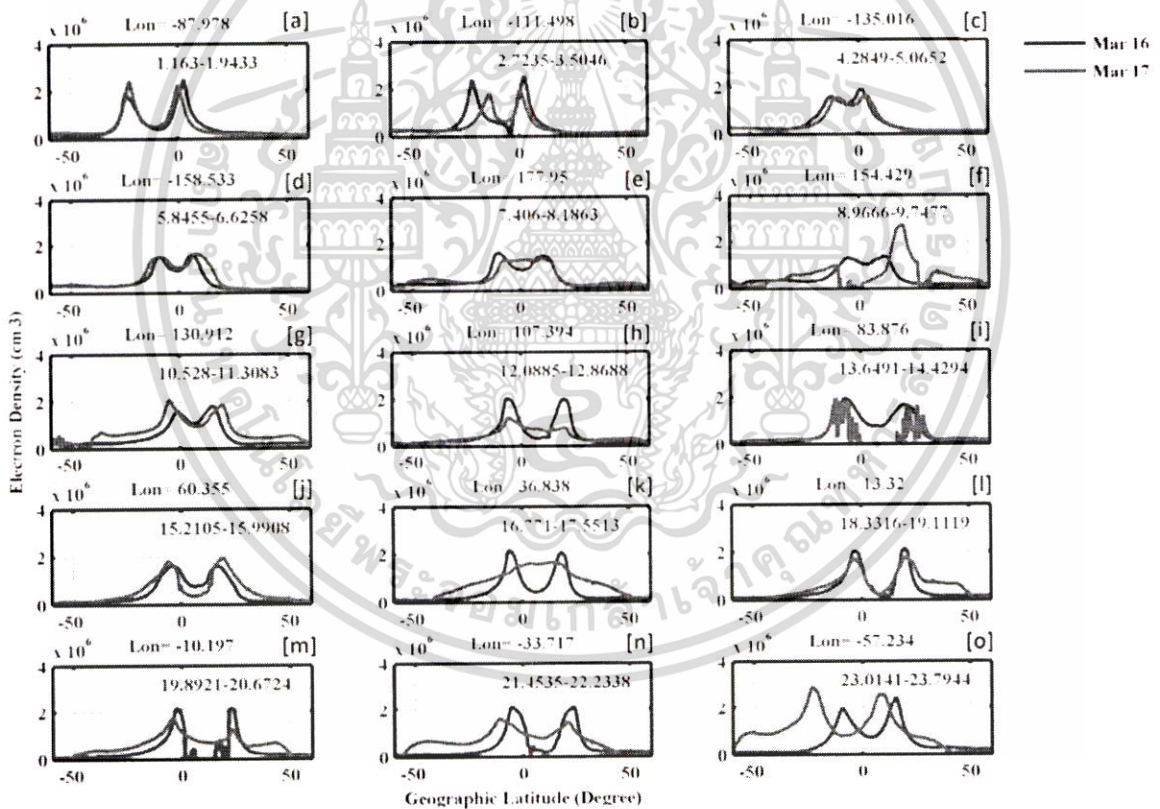
แสดงความเปลี่ยนแปลงมากนักรูปในวงเวลาที่เสียบสงบเชกเตอร์ยุโรปได้รับผลกระทบอย่างรุนแรง ค่า $hmF2$ แสดงการเพิ่มขึ้นเล็กน้อยจากแบบรูปในวงเวลาที่เสียบสงบปกติของมัน (รูปที่ 4.2(g-l)) ในทางตรงกันข้าม ค่า $foF2$ (รูปที่ 4.2(a-f)) ยังคงอยู่ที่ด้านต่ำกว่าอย่างต่อเนื่องเมื่อเทียบกับแบบรูปในวงเวลาที่เสียบสงบปกติของมัน ซึ่งบ่งบอกถึงพายุไอโอโนสเฟียร์เชิงลบที่เกิดขึ้นต่อเนื่องในวันที่ 18 และวันที่ 19 มีนาคม ดังนั้นสำหรับระยะเวลาเกือบ 48 ชั่วโมง ชั้นไอโอโนสเฟียร์ในเชกเตอร์ยุโรปได้ประสบกับพายุไอโอโนสเฟียร์เชิงลบในช่วงการฟื้นตัวของพายุแม่เหล็กโลกผลกระทบเป็นที่โดดเด่นมากขึ้นในซีกโลกใต้เมื่อเทียบกับซีกโลกเหนือ ในความเป็นจริง สำหรับสถานี Athens การลดลงในค่า $foF2$ ดูเหมือนว่าจะเล็กน้อยมาก มันจะเห็นได้ว่าวันที่ 18 และ 19 มีนาคม 2015 หลายสถานีในซีกโลกใต้แสดงการลดลงในค่า TEC ที่ชัดเจนทั้งสองเชกเตอร์ซึ่งแทนพายุไอโอโนสเฟียร์เชิงลบ สำหรับหลายสถานีในซีกโลกเหนือแม้ว่าจะมีการลดลงในค่า TEC มันเห็นไม่ชัดเมื่อเทียบกับซีกโลกใต้

การปรากฏตัวของพฤติกรรมที่ไม่เท่ากันในซีกโลกดังกล่าวเป็นเรื่องยากที่จะอธิบายซึ่งพิจารณาข้อเท็จจริงที่ว่าพายุลูกนี้ (17 - 19 มีนาคม 2015) เกิดขึ้นในฤดูอควินอกซ์ หรือพูดง่าย ๆ ว่า โดยทั่วไปความไม่เท่ากันในซีกโลกถูกสร้างขึ้นเนื่องจากความไม่เท่ากันในแบบรูปลมเทอร์โมสเฟียร์ในทั้งสองซีกโลก ลมจะยังไม่เท่ากันมากยิ่งขึ้นในช่วงฤดูโซลส์ติซส์ (ฤดูร้อน/ฤดูหนาว) ในทางตรงข้าม ในช่วงฤดูอควินอกซ์ ลมจะไม่เท่ากันค่อนข้างน้อยลง อย่างไรก็ตาม มันก็น่าจะผิดที่จะพูดว่า “ลมจะสมมาตรอย่างแน่นอนในช่วงฤดูอควินอกซ์” โดยทั่วไป ในช่วงที่เกิดการรบกวนแม่เหล็กโลก แบบรูปลมที่ถูกปรับแก้จะได้รับถูวางซ้อนทับไปบนแบบรูปลมพื้นฐานซึ่งโดยทั่วไปจะเคลื่อนตัวจากซีกโลกฤดูร้อนไปยังซีกโลกฤดูหนาว [4]

เพื่อที่จะมีความคิดที่ดีขึ้นเกี่ยวกับความหนาแน่นนิวตรอลชั้นเทอร์โมสเฟียร์เราจะมองไปที่แผนที่โลกในแต่ละวันของอัตราส่วน O/N_2 ในชั้นเทอร์โมสเฟียร์ที่ถูกสร้างขึ้นโดยใช้อุปกรณ์ Global UV Imager (GUVI) บนบอร์ดของยานอวกาศ TIMED รูปที่ 4.6(a-e) แทนอัตราส่วน O/N_2 ทั่วโลกสำหรับวันที่ 15 - 19 มีนาคม 2015 ตามลำดับ สีเหลืองเปิดสีขาวในรูปที่ 4.6(a-e) แทนบริเวณที่ผิดปกติแอดแลนติกทางตอนใต้ ในบริเวณนี้ สัญญาณจากการปลดปล่อยคลื่นในชั้นบรรยากาศจะถูกปนเปื้อนอันเนื่องมาจากการแผ่รังสีที่เพิ่มขึ้นจากอนุภาคจำนวนมากที่มาจาก radiation belt ของดวงอาทิตย์ ดังนั้นข้อมูลจากบริเวณดังกล่าวนี้จึงไม่มีและถูกแทนด้วยสีเหลืองเปิดสีขาว อย่างที่เห็นในรูปที่ 4.6c อัตราส่วน O/N_2 แสดงการลดลงที่รวดเร็วมากในเชกเตอร์อเมริกันเมื่อเปรียบเทียบกับค่านี้ในวันที่เสียบสงบของวันที่ 15-16 มีนาคม (รูปที่ 4.6(a-b)) การลดลงในค่าอัตราส่วน O/N_2 ในวันที่ 17 มีนาคม นี้ยืนยันการเกิดขึ้นของพายุเชิงลบในเชกเตอร์อเมริกันอย่างเช่นที่พบในค่า $foF2$ (รูปที่ 4.1) GPS-TEC (รูปที่ 4.3) และ SWARM-A ที่เคลื่อนที่ผ่านเชกเตอร์อเมริกัน (รูปที่ 4.4) ในวันที่ 18 มีนาคม (รูปที่ 4.6d) การลดลงในค่าอัตราส่วน O/N_2 ดูเหมือนว่าจะเข้าไปถึงบริเวณที่หันเหไปทางเส้นศูนย์สูตรมากขึ้น โดยเฉพาะอย่างยิ่งในซีกโลกใต้เมื่อเทียบกับซีกโลกเหนือ สิ่งนี้อาจจะอธิบายการเกิดพายุเชิงลบที่ถูกสังเกตได้ในซีกโลกใต้ทั้งในเชกเตอร์อเมริกันและยุโรปดังที่เห็นในรูปที่ 4.3 ในวันที่ 19 มีนาคม ค่าอัตราส่วน O/N_2 ดูเหมือนว่าจะฟื้น

ตัวเล็กน้อยที่มุ่งไปสู่ค่าปกติในช่วงเวลาที่เงียบสงบของมัน แม้ว่ามันยังคงแสดงค่าที่ลดลงในเขตเตอร์ยุโรป
สิ่งนี้อธิบายการเกิดพายุเชิงลบที่ยังคงมีอยู่ ดังที่เห็นในรูปที่ 4.3 ในวันที่ 19 มีนาคม

ในการศึกษาเมื่อไม่นานมานี้ Astafyeva et al. [17] ยังได้กล่าวถึงการเกิดพายุเชิงลบที่รุนแรง
และความไม่เท่ากันของซีกโลกในระหว่างเกิดการฟื้นตัวของพายุในวันที่ 17 - 19 มีนาคม เช่นกัน
รวมถึงยังได้พยายามที่จะอธิบายความไม่เท่ากันของซีกโลกในเทอมของความไม่เท่ากันในสนามแม่เหล็ก
โลกของโลกและการวางตัวของ IMF By มันต้องถูกพิจารณาที่ว่า IMF By แสดงบทบาทหนึ่งในการสร้าง
ความไม่เท่ากันในระหว่างไดนามิกเวลาที่เกิดพายุ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในละติจูดสูง [49] สิ่งที่เป็นต้นเหตุที่
สำคัญที่สุดเบื้องหลังการเกิดพายุเชิงลบนี้ก็คือ การเปลี่ยนแปลงส่วนผสมในลมนิวโทรลชั้นเทอร์โมสเฟียร์
ในช่วงระยะเวลาที่ถูกรบกวนแม่เหล็ก [50] เหตุผลหลักเบื้องหลังความไม่เท่ากันดังกล่าวนี้ขึ้นอยู่กับบาง
สถานที่ที่เกิดไดนามิกของลมเทอร์โมสเฟียร์เมอริโดนัล แต่น่าเสียดาย ไม่มีการวัดลมนิวโทรลที่มากพอ
ในตอนนี ในอนาคต ถ้ามีความพร้อมของการวัดลมที่มากขึ้น คำถามดังกล่าวก็น่าที่จะถูกตอบได้



รูปที่ 4.7 การก่อตัวของ EIA ในวันที่ 17 มีนาคม 2015 ที่พบเห็นในแนวลองจิจูดที่ต่างๆ กัน

4.1.4 ภาพของ EIA ที่เห็นได้ผ่านดาวเทียม SWARM

อย่างที่เคยกล่าวไว้ในบทที่ 3 ว่าดาวเทียมทั้ง 3 ดวงในกลุ่มก้อนของ SWARM นั้นมีวงโคจรที่ขั้ว
โลกด้วยการเอียงของวงโคจรของแต่ละดวงเท่ากับ 87.5° ดังนั้น แต่ละเส้นทางของดาวเทียมดวงหนึ่งจะ
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ครอบครัวหนึ่งเซกเตอร์ทางลองติจูดในทางปฏิบัติ ดังนั้น มันจึงเป็นเครื่องมือที่ยอดเยี่ยมอันหนึ่งของเราในการมองไปที่ความเป็นไดนามิกของบริเวณ EIA รูปที่ 4.7(a-o) และรูปที่ 4.8(a-o) แสดงเส้นทางของ SWARM-A ที่ต่อเนื่องกันตามลำดับในตอนหลังพระอาทิตย์ตกดินของโลกในช่วงวันที่ 17 และ 18 มีนาคม ตามลำดับ ระดับความสูงของดาวเทียมจะอยู่ที่ประมาณ 450km ในรูปทั้งสองนั้น เส้นกราฟสีน้ำเงินแทนเส้นทางในวันที่ 16 มีนาคม ซึ่งสามารถที่จะถูกนำมาใช้เสมือนเป็นแบบรูปในวันที่เจียบสงบในกรณีนี้ได้ ในรูปที่ 4.7 เส้นกราฟสีแดงแทนเส้นทางในวันที่ 17 มีนาคม ลองติจูดของแต่ละเส้นทางที่ข้ามผ่านแนวเส้นศูนย์สูตรจะถูกแสดงไว้ที่ด้านบนของแต่ละแถวและช่วงเวลาของแต่ละเส้นทางก็ถูกแสดงไว้เป็นเวลา UT ในรูปตัวอักษรที่อยู่ด้านในแต่ละรูป มันควรจะถูกตั้งข้อสังเกตไว้ว่า สำหรับรูปที่ 4.7(a-c) คาบเวลาก็ยังคงเจียบสงบทางแม่เหล็กโลก ดังนั้นผลกระทบของพายุควรจะมองเห็นได้ในรูปที่ 4.7(d-o)

รูปที่ 4.7e แสดง EIA ที่แปลกที่ว่า “ไม่มีการปรากฏทั้งร่อง (trough) และยอด (crest)” แต่แทนที่ แบบรูปความหนาแน่นอิเล็กตรอนดูเหมือนว่าจะแบนราบระหว่าง 2 ยอดที่บ่งชี้ถึงความหนาแน่นที่มีค่าเกือบจะเหมือนกันระหว่างเส้นละติจูดทั้งหมดที่อยู่ระหว่าง 2 ยอด รูปถัดไป (รูปที่ 4.7f) แสดงคุณลักษณะที่น่าสนใจอีกประเด็นหนึ่ง กล่าวคือเราสามารถเห็นได้ว่า EIA จะถูกกดไว้อย่างสิ้นเชิงในซีกโลกใต้ ในขณะที่ในซีกโลกเหนือ EIA ถูกสร้างขึ้นอย่างรุนแรงมาก ความหนาแน่นที่คของยอดมีค่าเกือบเป็น 2 เท่าของความหนาแน่นของยอดในช่วงเวลาที่เจียบสงบปกติ 2 รูปถัดไปแสดงพฤติกรรมที่ตรงข้ามกัน ในอีกด้านหนึ่ง รูปที่ 4.7g แสดงการเพิ่มขึ้นของ EIA ที่ลองติจูดประมาณ 130° ในขณะที่รูปที่ 4.7h แสดงการระงับไว้ของ EIA ที่ลองติจูดประมาณ 107°

ในรูปถัดไปที่แสดงในรูปที่ 4.7i แสดงคุณลักษณะที่น่าสนใจมากที่สุดอีกประเด็นหนึ่งในกรณีนี้มันควรที่จะถูกตั้งข้อสังเกตที่ว่า แทนที่จะเป็นแบบรูปที่รู้จักเป็นอย่างดี เส้นกราฟสีแดงแสดงแบบรูปที่ผันผวนอย่างมาก สิ่งนี้แสดงให้เห็นถึงการปรากฏตัวของพลาสมาบับเบิ้ลที่เซกเตอร์ทางลองติจูด (อินเดีย) การปรากฏตัวของพลาสมาบับเบิ้ลดังกล่าวและการจางหายไปของความหนาแน่นที่เกี่ยวข้องในระหว่างที่เกิดพายุแม่เหล็กไม่ได้เป็นปรากฏการณ์ใหม่ อย่างไรก็ตาม มันก็ควรที่จะถูกตั้งข้อสังเกตอีกเช่นกันที่ว่า ใกล้เคียงบริเวณร่องของ EIA ซึ่งแทนเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็กโลก ความหนาแน่นถูกพบว่ามีค่าน้อยกว่า $1,000/\text{cm}^3$ ซึ่งเป็นค่านี้น้อยกว่าค่าในช่วงเวลาที่เจียบสงบอย่างมาก คุณลักษณะที่คล้ายกันอีกอันหนึ่งที่มองเห็นได้เช่นกันคือ เส้นกราฟสีน้ำเงิน (16 มีนาคม) ดังในรูปที่ 4.16m ปรากฏการณ์ที่แปลกดังกล่าวถูกสร้างขึ้นเนื่องจากการปรากฏตัวของสนามไฟฟ้าโซนลไปทางทิศตะวันออก ซึ่งจะยกชั้น F ทั้งหมดเป็นอย่างดีให้เหนือกว่าความสูงของดาวเทียม (450 km ในกรณีนี้) เนื่องจากชั้นไอโอโนสเฟียร์ถูกยกตัวได้เป็นอย่างดีเหนือเส้นทางของมันด้วยตัวมันเอง ดาวเทียมจึงวัดค่าความหนาแน่นได้น้อยดังที่กล่าวไปแล้ว ซึ่งดูเหมือนว่าจะมีค่านี้น้อยกว่าค่าในช่วงเวลาที่เจียบสงบเสียด้วย คุณลักษณะดังกล่าวนี้ได้ถูกตรวจพบครั้งแรกและได้ถูกอธิบายไว้โดย Greenspan et al. [51] โดยใช้ข้อมูลที่ได้จากการสังเกตด้วยดาวเทียม DMSP ในระหว่างวันที่ 13 – 14 มีนาคม 1989 โดยผู้วิจัยได้ตั้งชื่อปรากฏการณ์นี้ว่า "หลุมในแนวเส้นศูนย์สูตร" การสังเกตของ SWARM โดยเฉพาะนี้ (ดังในรูปที่ 4.7i) ก็ได้ถูกกล่าวถึงเช่นกัน ในการศึกษาล่าสุดโดย

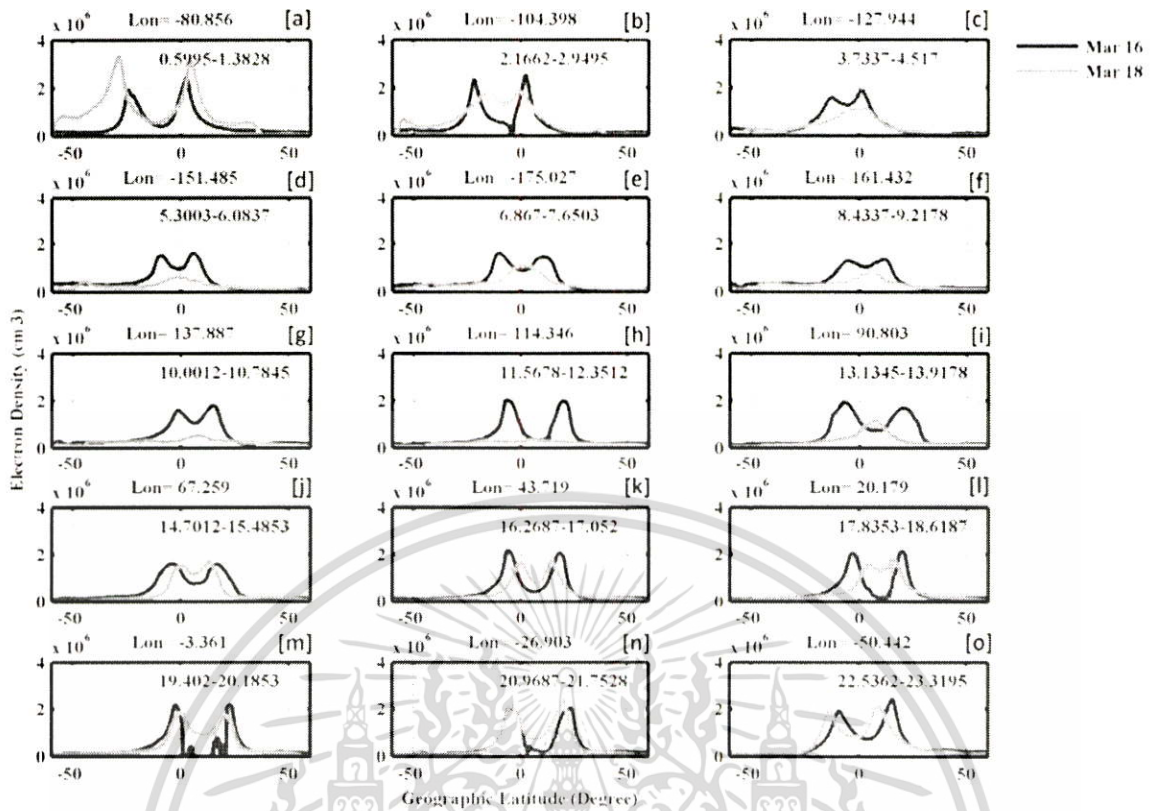
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Ram et al. [18] พวกเขายังชี้ให้เห็นถึงการปรากฏตัวของสนามไฟฟ้าทะเลแบบฉับพลันไปทางทิศตะวันออกเฉียงในลองจิจูดอินเดีย ซึ่งวางทับซ้อนไปบนสนามไฟฟ้าการเพิ่มขึ้นที่พลิกกลับมาก่อน – pre-reversal (PRE) เพื่อที่จะยกพลาสมาในแนวเส้นศูนย์สูตรไปยังความสูงที่มากขึ้นและเป็นการเพิ่ม EIA ที่สอดคล้องกันการปรากฏตัวของ PPEF ก็ถูกรายงานด้วยเช่นกันโดย Ramsingh et al. [19] ในลองจิจูดอินเดียในวันที่ 18 มีนาคม โดยใช้ข้อมูล ionosonde ที่ได้จากภาคพื้นดิน ผู้วิจัยได้แสดงให้เห็นถึงการยกขึ้นที่มากของชั้น F ในช่วงเวลาหลังพระอาทิตย์ตกดิน ผู้วิจัยยังได้รายงานถึงการเกิดขึ้นของชั้น F3 ในวันที่ 18 มีนาคมที่สถานี Tirunelveli ในแนวเส้นศูนย์สูตร มันควรจะตั้งข้อสังเกตว่า โดยทั่วไป ชั้น F3 มักเกิดขึ้นในช่วงเวลาที่กิจกรรมสุริยะต่ำ ในขณะที่ ปี 2015 ก็ยังคงอยู่ใกล้กับจุดสูงสุด (พีค) ของวัฏจักรสุริยะ 24 โดยทั่วไป ชั้น F3 (ซึ่งเป็นปรากฏการณ์ในตอนกลางวัน) ก็จะก่อตัวในช่วงเวลาหนึ่งเมื่อพลาสมาลอยเลื่อน (E x B drift) ที่เส้นศูนย์สูตรมีความรุนแรงและเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว (แทนที่จะเป็น E x B drift ที่เพิ่มขึ้นแบบคงตัว) [52] ในระหว่างที่ถูกรบกวนด้วยสนามแม่เหล็กนั้น การก่อตัวของชั้น F3 นั้นต้องการการปรากฏตัวของสนามไฟฟ้าที่ทะเลแบบทันที (PPEFs) [53] ดังนั้น การปรากฏตัวของชั้น F3 ที่ Tirunelveli ก็เป็นการแสดงให้เห็นทางอ้อมเกี่ยวกับการปรากฏตัวของ PPEFs ที่ไปทางทิศ E ที่เส้นศูนย์สูตรแม่เหล็กในเซกเตอร์อินเดีย

EIA ถูกมองเห็นว่ากำลังจะถูกก่อตัวขึ้นอย่างชัดเจนดังในรูปที่ 4.7(j-o) ยกเว้นรูปที่ 4.7k โดยรูปที่ 4.7k แสดงให้เห็นปรากฏการณ์ที่น่าประหลาดอันหนึ่งที่ว่า EIA ถูกกดไว้ได้ทั้งหมดด้วยค่าพีคที่อยู่ที่เส้นศูนย์สูตร ซึ่งสิ่งนี้จะคล้ายกับรูปที่ 4.7e เลยทีเดียว พฤติกรรมนี้อาจจะเกิดขึ้นเนื่องจากการปรากฏตัวที่เป็นไปได้ของ TIDs (การรบกวนชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่เคลื่อนที่อยู่) โดย Horvath และ Lovell [54] ได้แสดงให้เห็นว่า “การปรากฏตัวของ TIDs สามารถที่จะส่งผลกระทบต่ออย่างมากต่อการก่อตัวของ EIA ในช่วงเวลาที่จะถูกกดไว้ตามที่กล่าวไว้ข้างต้น”

รูปที่ 4.8(a-o) ถูกมองว่ามีความต่อเนื่องมากขึ้นเป็นอย่างดีจากรูปที่ 4.7 เพราะมันแสดงเส้นทางที่ต่อเนื่องตามลำดับในเซกเตอร์หลังจากพระอาทิตย์ตกดินในวันที่ 18 มีนาคม 2015 รูปที่ 4.8a แสดงการก่อตัวของ EIA ที่ลองจิจูด -80° ในเซกเตอร์อเมริกันอย่างโดยบังเอิญ อันนี้เป็น EIA ที่ถูกสร้างขึ้นที่แรงมากที่สุด ในเทอมของขอบเขตเชิงละติจูดที่มียอดทางด้านใต้อยู่ที่ (30° S) และยอดทางตอนเหนืออยู่ที่ (5° N) แม้กระทั่งที่ละติจูดหลายค่า, ที่หลายๆ ยอดที่หันเหไปทางขั้วโลก, ที่หลายๆ ยอด, การไอออนไนซ์นั้นมีค่าที่สูงกว่าค่าในช่วงเวลาที่เสียบสงบอย่างน่าทึ่ง อย่างที่ไม่ต้องสงสัยเลย สิ่งนี้สามารถที่จะถูกจัดประเภทว่าเป็น “super-fountain effect” ตามที่กล่าวไว้โดย [45] ซึ่งเกิดขึ้นจาก “การเข้มข้นขึ้นของสนามไฟฟ้าการเพิ่มขึ้นที่พลิกกลับมาก่อน (PRE หรือ pre-reversal enhancement electric field) อันเนื่องมาจากการปรากฏตัวที่เพิ่มขึ้นของ PPEFs และผลกระทบของความผิดปกติทางแม่เหล็กที่แอตแลนติกทางตอนใต้ (SAMA หรือ south Atlantic magnetic anomaly) ซึ่งโดยทั่วไป จะทำให้ EIA มีความแรงมากกว่าในเซกเตอร์อเมริกันเมื่อเทียบกับเซกเตอร์ในแนวลองจิจูดตำแหน่งอื่นๆ [45]

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

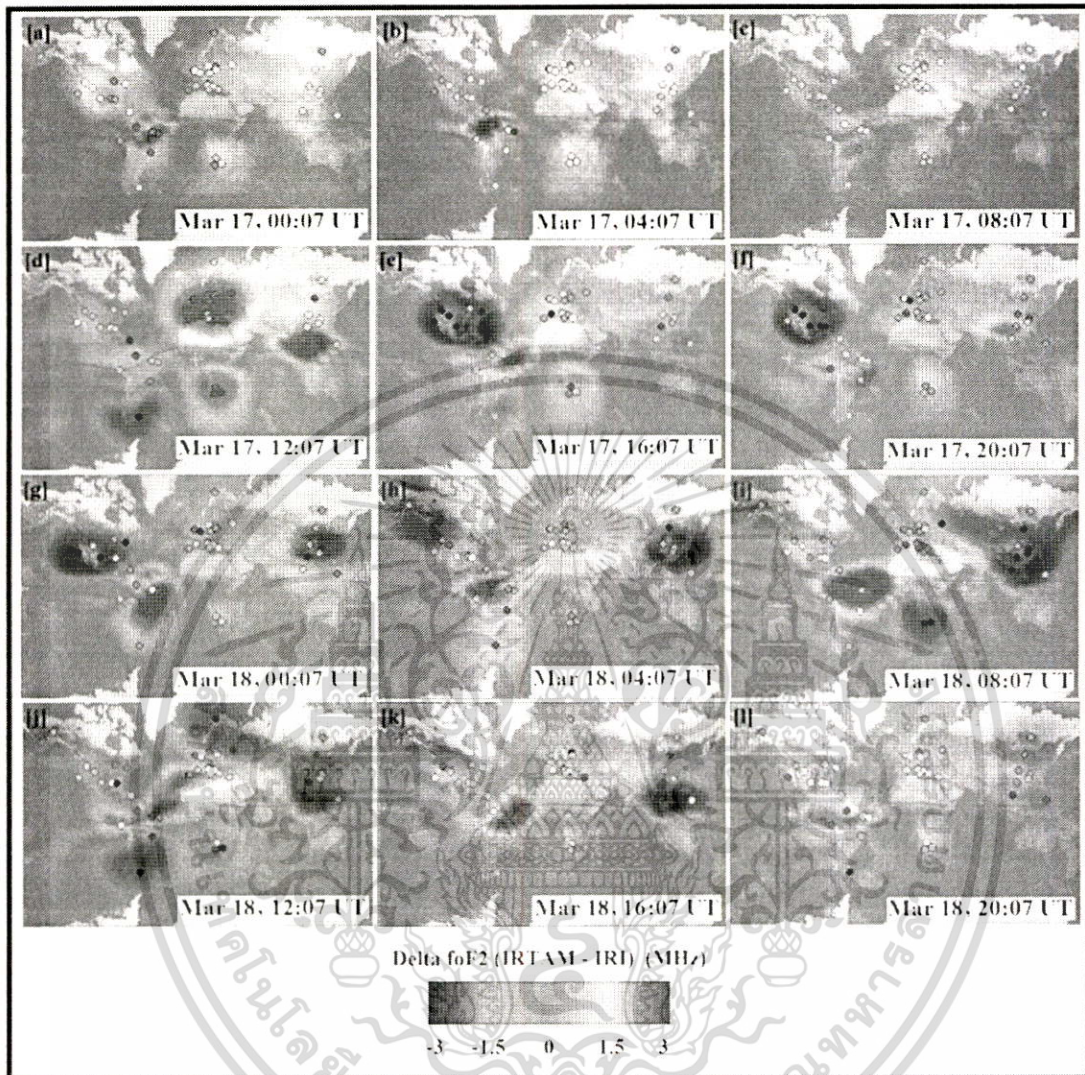


รูปที่ 4.8 การก่อตัวของ EIA ในวันที่ 18 มีนาคม 2015 ที่พบเห็นในแนวลองจิจูดที่ต่างๆ กัน

หลังจากตอน 02UT ในวันที่ 18 มีนาคม เป็นต้นไป ในช่วงเวลาการฟื้นตัวของพายุนั้น ตัว IMF Bz เองจะมีค่าเข้าใกล้ 0 nT อย่างช้าๆ ปราศจากความผันผวนอย่างฉับพลันที่มาก อย่างที่เห็นจากรูปที่ 2.1 ดังนั้น การเกิด PPEFs ที่รุนแรงประการใดก็ตามสามารถที่จะถูกขัดขวางไม่ให้เกิดหลังจากนี้ไป อย่างไรก็ตาม มีความเป็นไปได้ของ DDEFs ที่จะเกิดเข้าไปถึงละติจูดในแนวเส้นศูนย์สูตรในเวลาสั้นๆ สิ่งนี้สามารถที่จะถูกรูปร่างจากรูปที่ 4.8(b-l) ที่ว่าเราสามารถมองเห็นการระงับไว้อย่างช้าๆ ของ EIA พร้อมกับ การลดลงของความหนาแน่นอิเล็กตรอนด้วยเช่นกัน เรื่องสถานการณ์ดังกล่าวนี้มุ่งไปสู่การปรากฏตัวของ DDEF ที่ไปทางทิศตะวันตก โดยสนามไฟฟ้าที่ไปทางทิศตะวันตกนี้ก่อให้เกิด ExB Drift ที่เคลื่อนตัวลงใน แนวตั้ง โดย ExB Drift ที่เคลื่อนตัวลงในแนวตั้งนี้เป็นตัวผลักดันให้พลาสมาเคลื่อนตัวลงตามความสูงข้าม ผ่านเส้นสนามแม่เหล็กที่อยู่ในแนวนอน ซึ่งก่อให้เกิดบริเวณที่มีแรงดันของพลาสมาที่ต่ำในชั้นไอโอโนสเฟียร์ด้านบน เหตุการณ์นี้นำไปสู่การก่อตัวของน้ำพุพลาสมาย้อนกลับอย่างช้าๆ ณ ตรงนี้ พลาสมาจะไหล มุ่งไปสู่เส้นศูนย์สูตรแม่เหล็กจากบริเวณยอดที่มีแรงดันสูงเพื่อที่จะรักษาสมดุลให้แก่บริเวณที่มีแรงดันของ พลาสมาต่ำดังกล่าว [55] ในทางกลับกัน น้ำพุพลาสมาย้อนกลับนี้จะแตกและระงับ EIA นอกจากนี้ ละติจูดที่ต่ำกว่าก็ก่อให้เกิดการรวมตัวกันใหม่ที่เพิ่มขึ้นและการไอออนไนส์ลดลงที่สัมพันธ์กัน สิ่งนี้เห็นได้ ชัดจากในรูปที่ 4.8(f-h) ณ ที่นั้น ความหนาแน่นอิเล็กตรอนพีคที่เส้นศูนย์สูตรมีขนาดที่น้อยกว่าค่าใน

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ช่วงเวลาที่ยียบสงบปกติ หลังจากเวลา 14UT ไปแล้ว EIA ดูเหมือนว่าจะเริ่มก่อตัวที่ลองจิจูดที่ต่างกันและ ดูเหมือนว่าจะไปถึงขอบเขตทางแนวละติจูดปกติของมัน ดังที่เห็นในรูปที่ 4.8(j-o)



รูปที่ 4.9 แผนที่ IRTAM Δ foF2 ในวันที่ 17-18 มีนาคม 2015

4.1.5 ชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่ถูกรบกวนดังที่เห็นผ่านแผนที่โลก IRTAM

ตามที่กล่าวไว้ในหัวข้อที่ 3.1.3 IRTAM มีศักยภาพที่ถูกนำมาใช้งานเสมือนเป็นเครื่องมือที่ให้ค่าข้อมูลใกล้เวลาจริงตัวหนึ่งในการศึกษาการเปลี่ยนแปลงชั้นไอโอโนสเฟียร์ในสภาวะที่ถูกรบกวนทางแม่เหล็กโลกในเรื่องนี้เราได้มองไปที่แผนที่ foF2 ทั่วโลกสำหรับวันที่ 17-18 มีนาคม รูปที่ 4.9(a-l) แสดงแผนที่ทั่วโลกของค่า Δ foF2 (IRTAM-IRI) ที่มีค่าความละเอียดของข้อมูลทุกๆ 4 ชั่วโมง โดยแผนที่ Δ foF2 นี้ถูกสร้างขึ้นโดยคิดผลต่างของค่า foF2 ที่ได้จาก IRTAM กับค่า foF2 ที่ได้จากแบบจำลอง IRI ณ ตรงนี้ IRI ถูกพิจารณาว่าเป็นแบบจำลองที่ใช้ศึกษาสภาวะภูมิอากาศที่แทนสภาวะที่ถูกรบกวนทางแม่เหล็กโลก รูปที่ 4.9(a-c) ไม่ได้แสดงผลกระทบใดๆ มากนักในเมื่อชั้นไอโอโนสเฟียร์ยังไม่ได้รับเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ผลกระทบจากพายุ ผลกระทบเริ่มที่จะแสดงจนถึงเวลา 1207 UT ของวันที่ 18 มีนาคม 2015 (รูปที่ 4.9d) ณ ตรงนี้ เราสามารถดูความเข้มข้นที่ชัดเจนขึ้นของค่า foF2 ในบริเวณยอดของ EIA ของเซกเตอร์ยุโรปการเพิ่มขึ้นที่คล้ายกันในค่า foF2 ยังสามารถมองเห็นได้ในรูปที่ 4.1.3 ใน 3 รูปแผนที่ถัดไป (รูปที่ 4.9(e-g)) เราสามารถเห็นการปรากฏตัวของหลุมความหนาแน่นในเซกเตอร์อเมริกันซึ่งแทนของเฟสพายุเชิงลบในระหว่างเฟสหลักของพายุที่เราได้กล่าวถึงในหัวข้อที่ 4.1.1 และ 4.1.2 ในทำนองเดียวกันเราสามารถเห็นการเพิ่มขึ้นในค่า foF2 ใกล้เคียงบริเวณเส้นศูนย์สูตร ที่บ่งชี้การปรากฏตัวที่เป็นไปได้ของทั้งเฟสพายุบวกและลบ รูปที่ 4.9(i-l) แสดงถึงการระงับไว้ของ EIA ในวันที่ 18 มีนาคม 2015 ภายใต้การปรากฏตัวของ DDEFs ที่ไปทางทิศตะวันตก เนื่องจากปรากฏการณ์ดังกล่าวนี้ เราสามารถเห็นการเพิ่มขึ้นในค่า foF2 ในบริเวณเส้นศูนย์สูตร แบบรูปความหนาแน่นอิเล็กทรอนิกส์ของ SWARM-A ก็ยังให้ภาพที่คล้ายกันตามที่กล่าวไว้ในหัวข้อที่ 4.1.2

อย่างไรก็ตาม แผนที่ IRTAM ก็ไม่ได้แสดงเฟสพายุเชิงลบที่ชัดเจนในวันที่ 18 มีนาคม 2015 ในซีกโลกใต้ตามที่เคยกล่าวไว้ในหัวข้อที่ 4.1 แม้ว่ารูปที่ 4.9(i-j) จะแสดงการจางหายในค่า foF2 ก็ตาม แต่มันก็ล้มเหลวในการแสดงการจางหายเดียวกันในรูปที่ 4.9(k-l) นอกจากนี้ มันก็ล้มเหลวในการแสดงความไม่เท่ากันของซีกโลกในกรณีนี้เช่นกัน อย่างไรก็ตามแผนที่ IRTAM แสดงคุณลักษณะที่น่าสนใจอีกอันหนึ่ง ในรูปที่ 4.9g เราสามารถมองเห็นหลุมความหนาแน่นหลุมหนึ่ง (การจางหายในค่า foF2) ที่ปรากฏตัวเหนือบริเวณประเทศจีนที่เวลา 0007 UT ในวันที่ 18 มีนาคม 2015 ในแผนที่ถัดไป (รูปที่ 4.9(h-k)) หลุมความหนาแน่นสามารถที่จะถูกเห็นถึงการพัฒนาและการเคลื่อนตัวที่มุ่งไปสู่เส้นศูนย์สูตร สิ่งนี้อาจจะเป็นตัวแทนของการรบกวนชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่เคลื่อนตัว (TIDs) อย่างไรก็ตาม สิ่งนี้อยู่เหนือขอบเขตของการศึกษาในครั้งนี้ โดยรวมแล้ว IRTAM ดูเหมือนว่าจะดำเนินการได้ค่อนข้างดีเมื่อเทียบกับการวัดที่อิสระชนิดอื่นๆ และมันสามารถที่จะถูกนำมาใช้งานเป็นเครื่องมือตัวหนึ่งเพื่อที่จะศึกษาสภาวะอากาศอวกาศเนื่องจากความสามารถของมันที่มีต่อการทำงานใกล้เคียงเวลาจริง

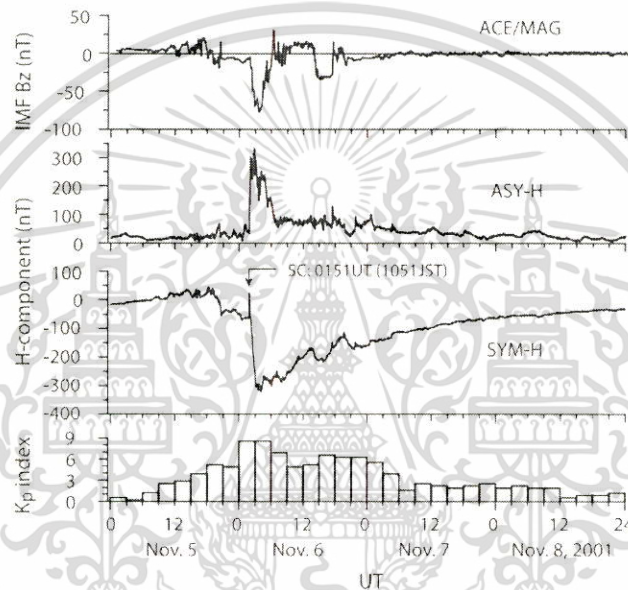
4.2 ผลกระทบที่เกิดขึ้นเมื่อเกิดพายุ TEC ในประเทศญี่ปุ่น

ในหัวข้อนี้จะนำผลการศึกษาและผลการวิเคราะห์ข้อมูลที่ได้จากการศึกษาพายุ TEC ในประเทศญี่ปุ่น ของ Maruyama et al. [22] มานำเสนอ เพื่อเป็นแนวทางในการศึกษา TEC storm ที่เกิดขึ้นในช่วงเวลาอื่นๆ ของโลก รายละเอียดมีดังนี้

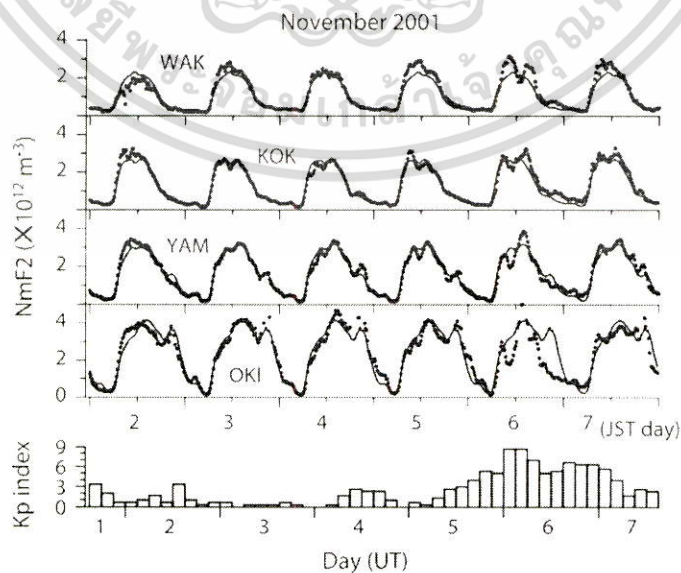
รูปที่ 3 แสดงดัชนี IMF Bz, องค์ประกอบทาง H และดัชนี Kp ในวันที่ 5-8 พ.ย. 2001 < 2 รูปล่างของรูปที่ 3 คือ พารามิเตอร์การเปลี่ยนแปลงแม่เหล็กโลก (ดัชนีการรบกวนทางแม่เหล็ก) > โดยแถบบนสุดแทนองค์ประกอบที่ไปทางทิศใต้ของสนามแม่เหล็กอินเทอร์พลาเนตอะรี (IMF) – IMF Bz ที่ถูกสังเกตได้โดยดาวเทียม ACE ที่จุด L1 (จุดลากรองจ์) ในที่นี้ ร่องรอยถูกเลื่อนออกไป 1 ชั่วโมง เพื่อให้ครอบคลุมเวลาการแพร่กระจายของลมสุริยะจากจุด L1 ไปยังพื้นผิวโลก ส่วน 2 แถวกลางแสดงดัชนีการรบกวนแม่เหล็กคือ ASYM-H และ SYM-H [56] ดัชนี ASYM-H (ดัชนีการรบกวนที่ไม่สมมาตร) ถือว่าเป็น

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตัวบ่งชี้ที่ดีของ auroral substorm (พายุย่อยยามรุ่งอรุณ) ส่วนดัชนี SYM-H (ดัชนีการรบกวนสมมาตร) จะคล้ายกับดัชนี Dst อย่างมาก เพียงแต่ว่ามันมีความละเอียดทางเวลาที่สูงและใช้การสังเกต (วัด) ค่าที่ค่อนข้างจะแตกต่างกันในการหาค่าดัชนีแต่ละตัว แผลว่ล่งสุดบ่งชี้ดัชนีการรบกวนแม่เหล็กตัวที่ 3 คือดัชนี Kp พายุแม่เหล็กจะเริ่มก่อตัว (SC-storm sudden commencement คือจุดเริ่มต้นทันทีของพายุ) เริ่มต้นที่เวลา 0151 UT ในวันที่ 6 พ.ย. ด้วยกระแสแหวน ASYM ที่เพิ่มขึ้นทันที (ASYM-H) ดัชนี Kp มีค่าสูงสุดเท่ากับ 9 ในช่วงระยะเวลา 7 ชั่วโมงก่อนที่จะเกิด SC ของพายุแม่เหล็ก IMF Bz อยู่ทางทิศใต้ ด้วยค่ากระแสแหวนที่เพิ่มขึ้นที่น้อยกว่าตอน 19 UT ของวันที่ 5 พ.ย. ในการตอบสนองต่อเหตุการณ์นี้ ดัชนี Kp จะมีค่าเพิ่มขึ้นจาก 3 ไปยัง 5



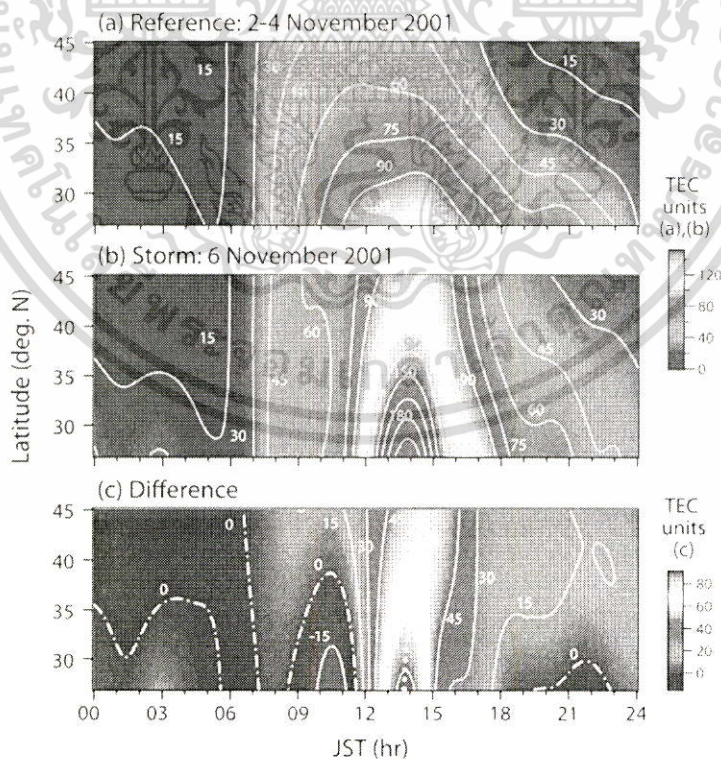
รูปที่ 4.10 ดัชนี IMF Bz, องค์ประกอบทาง H และดัชนี Kp ในวันที่ 5-8 พ.ย. 2001



รูปที่ 4.11 การเปลี่ยนแปลงของค่า NmF2 ที่ 4 สถานี ในวันที่ 2-7 พ.ย. 2001 และค่า Kp index เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

รูปที่ 4.11 แสดงการเปลี่ยนแปลงในค่า NmF2 ที่สังเกตได้จากทั้ง 4 สถานี จากสถานี Wakkanai ไป Okinawa ในวันที่ 2-7 พ.ย. พร้อมกับดัชนี Kp แต่ละจุดหมายถึงค่าของ NmF2 ที่สังเกตได้ทุกๆ 15 นาทีของวันที่ 2-7 พ.ย. แต่ละเส้นทึบหมายถึงค่าเฉลี่ยของ NmF2 ในวันที่เงียบสงบ [โดยค่าเฉลี่ยตั้งแต่วันที่ 2-4 พ.ย. ถูกใช้เป็นค่าอ้างอิงในวันที่เงียบสงบ] - พล็อตเป็นเส้นทึบ

ค่า NmF2 ถูกพบว่ายังคงเกิดการรบกวนที่ทุกสถานีหลังจากที่มีการรบกวนแม่เหล็กในวันที่ 6 พ.ย. การรบกวนเริ่มต้นด้วยการเพิ่มขึ้นใน NmF2 ตอนพระอาทิตย์ แล้วตามด้วยการลดลงทันที ณ ตรงนั้น ที่สถานีละติจูดต่ำกว่า (ที่โอกินาวา) ส่วนหน้าจะเริ่มต้นด้วยการลดลงในค่า NmF2 ในปริมาณที่มาก การรบกวนค่า NmF2 จะกลับเป็นค่าบวกที่เวลา 1200 JST ที่สถานีละติจูดต่ำกว่า (โอกินาวา, ยามากาวา, โทคุบุนจิ) แล้วค่อยตามด้วย Wakkanai ที่กลับไปเป็นค่าบวกที่เวลา 1330 JST หลังจากนั้น NmF2 จะยังคงมีค่าสูงกว่าในวันที่เงียบสงบจนถึงเที่ยงคืนที่ละติจูดสูงกว่า (Wakkanai และ Kokubunji) ในขณะที่การรบกวน NmF2 จะกลับไปเป็นค่าลบอีกครั้งที่เวลาประมาณ 1500 น JST ที่ละติจูดต่ำ (Yamagawa และ Okinawa) โดยเฉพาะอย่างยิ่ง NmF2 จะลดลงอย่างเห็นได้ชัดที่เมือง Okinawa และการลดลงยังคงยาวนานไปจนถึงเที่ยงคืน NmF2 เริ่มที่จะมีการเปลี่ยนแปลงไปเป็นการรบกวนแบบบวกที่เวลา 2200 JST ที่ Yagagawa และ 0130 JST ในวันถัดไป ที่ Okinawa ด้วย ในลักษณะดังที่กล่าวไปนี้การรบกวนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่สังเกตเห็นได้ในค่า NmF2 นั้นค่อนข้างจะซับซ้อนทั้งในแง่ของเส้นรุ้งและเวลา แต่แสดงการเปลี่ยนแปลงที่ค่อนข้างน้อยสำหรับขนาดของพายุแม่เหล็กยกเว้นในช่วงเย็นวันที่เมือง Okinawa



รูปที่ 4.12 ค่า TEC ที่ถูกรบกวน (a) พายุแม่เหล็กทั่วไปตอนไม่มีพายุ

(b) พายุ TEC ในวันที่ 6 พ.ย. 2001 (c) ผลต่างของค่า TEC จากวันที่ไม่มีพายุ

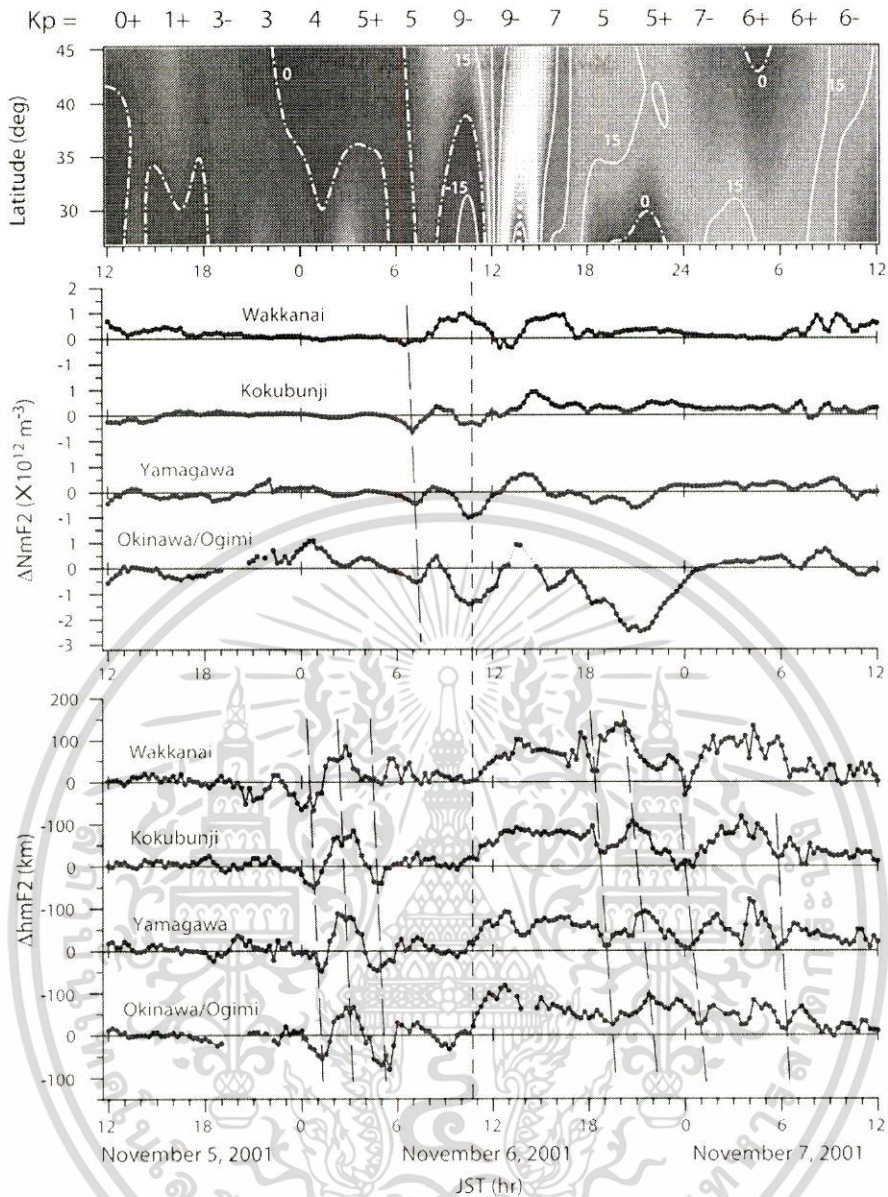
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

รูปที่ 4.12 แสดงแผนที่การกระจายในเชิงเวลา-ละติจูดของ TEC แถวบนแสดงค่าเฉลี่ยในวันที่ เรียบสงบตั้งแต่วันที่ 2-4 พ.ย. เช่นเดียวกับในกรณีของ NmF2 พร้อมกับแต่ละค่าตัวเลขที่กำกับเส้น Contour ที่แสดงถึงค่า TEC (10^{16} อิเล็กตรอน/ m^2) โดยค่า TEC เริ่มที่จะมีค่าเพิ่มขึ้นตอนพระอาทิตย์ขึ้น และมีค่าสูงสุดประมาณเที่ยงวันที่ภาคเหนือ ($45^{\circ}N$) และราวๆ 1430 JST ทางภาคใต้ ($27^{\circ}N$) ค่าพีคอันดับที่ 2 จะปรากฏที่เส้นละติจูดต่ำกว่า $30^{\circ}N$ หลังจากที่พระอาทิตย์ตกดิน ราวกับว่าเป็นผลที่มาจากความผิดปกติในแถบเส้นศูนย์สูตร (EIA) ที่เริ่มต้นจะก่อตัวอีกครั้งหนึ่งเสมือนว่าถูกขับเคลื่อนด้วย ExB drift ที่เพิ่มขึ้นที่ ซึ่งเป็นผลมาจาก prereversal enhancement (PRE) ของสนามไฟฟ้าที่ไปทางทิศ E แถวกลาง แสดงให้เห็นถึงการกระจายของ TEC ในช่วงที่เกิดพายุแม่เหล็กในวันที่ 6 พ.ย. สิ่งที่ควรบันทึกไว้ว่า “การเพิ่มขึ้นของค่า TEC ที่ถูกสังเกต (มาร์ค) เห็นได้อย่างชัดเจนในเวลากลางวันในรูปที่ 4.12” TEC มีค่ามากที่สุดที่เวลา 1345 JST ทางตอนใต้สุด ($27^{\circ}N$) และค่อนข้างจะเกิดขึ้นภายหลังที่เวลาประมาณ 1415-1430 JST ที่ทางตอนเหนือ ($45^{\circ}N$)

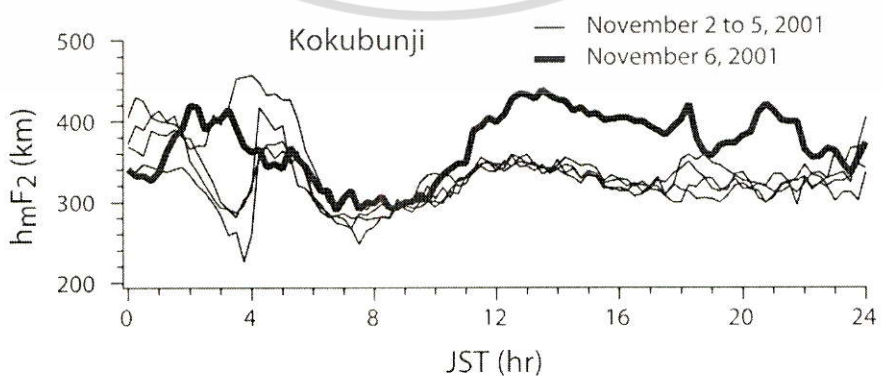
แผนที่ผลต่าง (Δ TEC) ที่เกิดขึ้นจากการลบแผนที่ในวันที่ เรียบสงบออกจากแผนที่ TEC ในวันที่ 6 พ.ย. แสดงไว้ในแถวล่าง เพื่อที่จะจัดให้มีหลักฐานมากขึ้นของลักษณะของการรบกวนแผนที่ผลต่างไม่เพียงแต่จะแสดง (จุด) การเพิ่มขึ้นอย่างผิดปกติในค่า TEC อย่างเห็นได้ชัดแล้ว แต่มันยังแสดงให้เห็นว่าการเพิ่มขึ้นเริ่มต้นที่เวลา 1100-1200 JST ที่เวลาใกล้ๆ กันที่ละติจูดทั้งหมด เวลาของการเพิ่มขึ้นในค่า TEC ไปจนถึงค่าพีคนั้น เรพบว่ามันจะเกิดขึ้นแบบเลื่อนไปตามเวลาที่เกิดขึ้นในภายหลังตามเส้นละติจูดดังที่ถูกระบุไว้ด้วยเส้นจุด มันเกิดขึ้นที่เวลา 1345 JST ทางตอนใต้สุดและเวลา 1445 JST ทางตอนเหนือที่ละติจูดสูงกว่าประมาณ $33^{\circ}N$ การรบกวนแบบบวกระดับปานกลางจะยังคงเกิดขึ้นยาวนานไปจนถึงเที่ยงคืน หลังจากที่มีการเพิ่มขึ้นไปจนถึงค่าสูงสุดของค่า TEC แล้วความเป็นจริงอีกหนึ่งประเด็นที่ถูกเปิดเผยจากแผนที่ผลต่างก็คือ “การเพิ่มขึ้นที่ผิดปกติในค่า TEC ถูกนำหน้าด้วยการลดลงใน TEC เวลา 0900- 1130 JST ที่ละติจูดต่ำ” ขนาดของการลดลงของค่า TEC นี้จะเด่นชัดมากขึ้นในบริเวณละติจูดที่ต่ำกว่า เช่นเดียวกับในกรณีของการเพิ่มขึ้นในค่า TEC ที่อยู่ต่อไปจากมัน

เนื่องจากค่า TEC ที่ศึกษาในที่นี้เป็นค่าที่ถูกปรับที่ได้ตามเส้นทางการแพร่กระจายคลื่นจากดาวเทียม GPS ไปยังพื้นดิน การมีส่วนต่อค่าที่สูงขึ้นนั้นเกิดจากค่า hmF2 ดังนั้น ลักษณะของพายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์จะถูกสังเกตได้ในแง่ของ NmF2 และ TEC ควรจะคล้ายกันสองแถวบนในรูปที่ 4.13 จะเปรียบเทียบขององค์ประกอบการรบกวนของ NmF2 และ TEC ตั้งแต่เวลา 1200 JST วันที่ 5 พ.ย. ไปจนถึง 1200 JST วันที่ 7 พ.ย. ที่เมือง Wakkanai ท่ามกลางการรบกวนที่มีขนาดใหญ่ ค่า Δ TEC และ Δ NmF2 จะให้มุมมองที่ค่อนข้างจะต่างกับความคาดหวัง ค่า Δ TEC มีค่าเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ ตั้งแต่เวลา 0600 JST ในวันที่ 6 พ.ย. และมีค่าเพิ่มรวดเร็วขึ้นที่เวลา 1100 JST และมีค่าพีคที่เวลา 1445 JST ก่อนที่จะลดลงในอัตราที่คงที่ ในทางกลับกัน ค่า Δ NmF2 พบว่าจะมีค่าพีคปานกลางประมาณ 1000 และ 1530 JST ระหว่างพีคเหล่านี้ มันจะลดลงไปสู่ค่าที่เป็นลบ ในขณะที่ มันจะมีลักษณะขึ้นๆ ลงๆ อย่างรวดเร็วในค่า Δ TEC ในระหว่างช่วงเวลาเดียวกัน

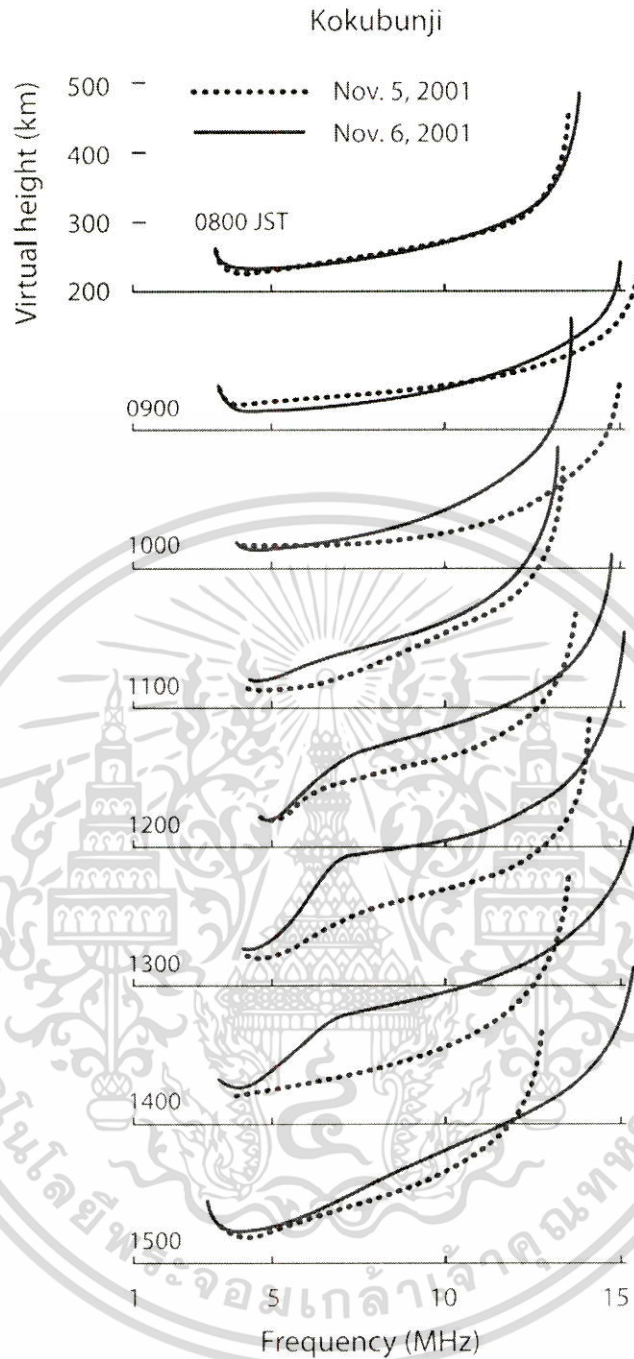
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 4.13 ผลต่างในค่า TEC, ค่า NmF2 และค่า hmF2 จากค่าเฉลี่ยในวันที่ไม่มีพายุ



รูปที่ 4.14 การเปลี่ยนแปลงความสูงของชั้น F2 (ค่า hmF2) ระหว่างวันที่ 2 - 6 พ.ย. 2001 เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 4.15 การสังเกตภาพของไอโอโนแกรมในวันที่เกิด TEC storm และวันก่อนหน้า (โหนด O เท่านั้น)

ค่า ΔTEC และ ΔNmF_2 ที่ละติจูดต่ำกว่า (Kokubunji, Yamagawa และ Okinawa) ซึ่งแสดงแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงที่คล้ายกันตอน 900-1500 JST ทั้งสองค่านี้แสดงค่าลบประมาณ 1030 JST และค่าบวกประมาณ 1400 JST อย่างไรก็ตาม เมื่อเปรียบเทียบกันเชิงปริมาณแล้วคุณลักษณะ 2 ค่านี้มีการเปลี่ยนแปลงอย่างมากในแอมพลิจูดของพวกมันของการเปลี่ยนแปลงไปทางค่าบวกและค่าลบ โดย ΔTEC มีการเปลี่ยนแปลงในแบบบวกอย่างมาก ($\sim 100\text{TECU}$ ที่สังเกตได้ที่ละติจูดโอกินาวา) แต่การ

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

เปลี่ยนแปลงในเชิงลบไม่ได้ใหญ่มาก (~ 20 TECU ที่สังเกตได้ที่ละติจูดโอกินาวา) ในทางตรงกันข้าม $\Delta NmF2$ แสดงให้เห็นระยะของการเปลี่ยนแปลงในแบบบวกที่มีค่าเท่ากับหรือน้อยกว่าระยะของการเปลี่ยนแปลงในเชิงลบ ความแตกต่างดังกล่าวจะเด่นชัดมากขึ้นที่ละติจูดต่ำกว่า อีกจุดหนึ่งที่คุ้มค่าต่อการพูดถึงที่เกี่ยวกับความแตกต่างระหว่าง ΔTEC และ $\Delta NmF2$ ก็คือการลดลงอย่างลึกมากในค่า $\Delta NmF2$ ที่มีศูนย์กลางอยู่ที่เวลา 2100 JST ที่ละติจูดโอกินาวาเมื่อเทียบกับการลดลงที่ไม่มากของค่า ΔTEC ที่มีให้เห็นเท่านั้น

การรบกวนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่สังเกตได้ที่ 6 พ.ย. 2001 เป็นเหตุการณ์ที่มีความซับซ้อนมากที่สุดอันหนึ่ง เป้าหมายของการอธิบายแต่ละกระบวนการทางกายภาพที่พิจารณาอยู่นี้ อาจจะไม่สามารถบรรลุได้อย่างง่ายดายโดยเพียงแค่การตรวจสอบการเปลี่ยนแปลงใน $NmF2$ และ TEC แต่ถ้าการเปลี่ยนแปลงในความสูง ionosphere มีการวิเคราะห์ร่วมกับการเปลี่ยนแปลงเหล่านั้นกระบวนการต่างๆ ก็อาจจะโผล่ออกมาให้เห็น รูปที่ 4.14 เป็นการพล็อตค่าการเปลี่ยนแปลง daily ของค่า $hmF2$ ที่สังเกตได้ที่ Kokubunji ตั้งแต่วันที่ 2-6 พ.ย. ซึ่งในระหว่างนั้น วันที่เสียบสงบตั้งแต่วันที่ 2-5 พ.ย. จะแสดงโดยเส้นทึบบาง ในขณะที่วันที่เกิดการรบกวนของ 6 พ.ย. ถูกกำหนดโดยเส้นทึบหนา

การเปลี่ยนแปลงวันต่อวันที่มากพบได้ในเวลากลางคืนโดยเฉพาะอย่างยิ่งจากเที่ยงคืนถึงพระอาทิตย์ขึ้น แต่แปรสภาพในแบบรูปที่คล้ายกันในเวลากลางวันยกเว้นวันที่เกิดการรบกวน ความสูงในชั้นไอโอโนสเฟียร์เริ่มต้นที่จะเพิ่มขึ้นที่ประมาณ 1100 JST ในวันที่ 6 พ.ย. และไปถึงผลต่างที่สูงที่สุดที่มีค่า 100 กิโลเมตรจากวันที่เสียบสงบ ซึ่งจะยังรักษาสถานะนั้นไปจนถึงประมาณเที่ยงคืน ค่าของ $\Delta hmF2$ ที่คำนวณได้จากการลบค่าที่ได้จากวันที่เสียบสงบออกจากค่าที่ได้จากวันที่เกิดการรบกวนถูกแสดงไว้ในแถวล่างของรูปที่ 4.13 ซึ่งจะคล้ายกับค่า TEC และ $NmF2$ รูปที่ 4.15 นำเสนอร่าง (โหมด \odot เท่านั้น) ของ ionograms (ทุกๆ ชั่วโมง) ที่ถูกบันทึกได้ที่เวลานี้ ด้วยเส้นที่ต่อเนื่องเส้นหนึ่งทีแทนวันที่เกิดการรบกวน และเส้นจุดที่มาร์คไอโอโนแกรมสำหรับวันก่อนหน้านี้เพื่อให้ง่ายต่อการเปรียบเทียบ

การวิจารณ์ (discussions) ในแต่ละช่วงเวลาของการเกิดพายุ TEC ในเดือน พ.ย. 2001 นั้นเป็นประเด็นที่สำคัญที่จำเป็นที่จะต้องรู้ เพื่อเป็นแนวทางในการศึกษาและวิเคราะห์พายุ TEC ที่เกิดขึ้นในบริเวณอื่นและช่วงเวลาอื่น ดังนั้น รายละเอียดของการเปลี่ยนแปลงของพายุ TEC ในแต่ละช่วงเวลามีดังนี้

4.2.1 ก่อนเวลา 700 JST ในวันที่ 6 พ.ย.

ดังในรูปที่ 4.13 TEC และ $NmF2$ ในช่วงเวลานี้แทบจะแสดงค่าที่ไม่แตกต่างไปจากค่าในวันที่เสียบสงบ แต่ค่า $hmF2$ ก็มีการเปลี่ยนแปลงอย่างมาก เนื่องจาก $\Delta hmF2$ ถูกพบว่าจะมีเฟสของมันที่จะถูกเลื่อนไปสู่ช่วงเวลาในภายหลังที่ละติจูดที่ต่ำกว่า (ดังที่ถูกมาร์คไว้โดยเส้นประยาวที่ถูกลาดเอียงไว้เส้นหนึ่งในรูปภาพ) การรบกวนนี้อาจจะยังคงเป็นผลกระทบอันหนึ่งของ TIDs (การรบกวนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่เคลื่อนที่อยู่) จากการลาดเอียงของเส้นประดังกล่าว ความเร็วของการแพร่กระจายคลื่นถูกประมาณมีค่า 740 m/s ซึ่งเป็นความเร็วของ TID ที่มีขนาดใหญ่ (LSTID) TID ที่คล้ายกันอีกตัวหนึ่งถูกสังเกตได้

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

จากตอน 1800 JST ในวันที่ 6 พ.ย. ไปจนถึง 0600 JST ในวันที่ 7 พ.ย. ด้วยความเร็วการแพร่กระจายที่ถูกประมาณได้ มีค่าจาก 350–700 m/s ถึงแม้ว่าการเปลี่ยนแปลงหลักๆ จะพบได้ในค่า hmF2 มันก็ยังคงมีการรบกวนเพียงเล็กน้อยที่พบได้ในค่า TEC และ NmF2 ซึ่งเป็นคุณลักษณะของ TID ในตอนกลางวัน โดยทั่วไป เครื่องข่ายไอโอโนสเฟียร์จะถูกสร้างขึ้นตามแนวละติจูด เช่นเดียวกับที่ใช้ในงานวิจัยนี้ ควรจะให้ข้อมูลที่มีประโยชน์มากที่จะช่วยการบอกความแตกต่างระหว่างผลกระทบของ TID อันหนึ่งเสมือนเป็นแหล่งที่มาของการเปลี่ยนแปลงในค่า hmF2 และสนามไฟฟ้าตัวหนึ่งหรือผลกระทบการหมุนเวียนบรรยากาศนิวทรอล

4.2.2 จากเวลา 0700–1100 JST ในวันที่ 6 พ.ย.

ในช่วงคาบเวลานี้ IMF Bz จะหมุนกลับไปทิศใต้ ในขณะที่ดัชนี Kp จะแสดงการรบกวนทางแม่เหล็กอ่อนๆ ดังที่สามารถเห็นได้ในรูปที่ 4.10 ชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่แสดงในรูปที่ 4.13 นั้นถูกบ่งบอกคุณลักษณะโดยการลดลงในค่า TEC ดังที่ถูกพบเห็นได้อย่างชัดเจนที่ละติจูดต่ำกว่า ด้วยค่า Δ hmF2 ที่กลับไปมีค่าเป็นลบที่ละติจูดต่ำกว่า 38° N ตั้งแต่เวลา 09–11 JST ในการตอบโต้ต่อการลดลงของ TEC ตรงจุดนี้ NmF2 มีค่าลดลงที่โอกินาวา ยามากาวา และโกกุบันจิ โดยประมาณ 30 นาที่ ซึ่งมีค่าต่ำกว่าค่า Δ TEC มีการเปลี่ยนแปลงความสูงเพียงเล็กน้อย ค่า Δ hmF2 มีการเปลี่ยนแปลงจากการรบกวนแบบวกอ่อนๆ ไปสู่การรบกวนที่เป็นลบอ่อนๆ ในโอกินาวา ยิ่งละติจูดสูงขึ้นเพียงใด แนวโน้มดังกล่าวนี้ก็ยิ่งเด่นชัดน้อยลง ในรูปที่ 4.15 เส้นสัญญาณจากไอโอโนแกรมที่เกือบจะคล้ายกันถูกมองเห็นได้ที่เวลา 08 JST ในวันที่ 5 และ 6 พ.ย. แต่ที่เวลา 09 JST ในวันที่ 6 พ.ย. ความสูงเริ่มที่จะมีค่าลดลงที่ค่าความถี่ต่ำกว่าตามการลดลงของค่า foF2 หลังจากนั้นไปอีก 1 ชั่วโมง ค่า foF2 ก็ลดลงมากยิ่งขึ้น กล่าวทบทวนโดยสรุปของการเปรียบเทียบระหว่างค่า TEC, NmF2 (foF2) และ hmF2 ได้แสดงให้เห็นกระบวนการเกิดพายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่ขัดแย้งกัน 2 ประการ ลมในแนวเส้นศูนย์สูตรตัวหนึ่งจะกระตุ้นพายุบวกอ่อนลูกหนึ่งทีละติจูดสูงขึ้น ในขณะที่ พายุลบที่ทรานส์เซียนต์ที่ถูกกระตุ้นโดยสนามไฟฟ้าไปทางทิศตะวันตกที่เกิดขึ้นทีละติจูดที่ต่ำกว่า ทั้งสองเหตุการณ์นี้จะส่งผลกระทบแบบสมดุลงlobal 38° N

4.2.3 การเพิ่มขึ้นอย่างท่วมท้นของค่า TEC ตอน 11-16 JST ในวันที่ 6 พ.ย.

ท่ามกลางลำดับของการรบกวน การเพิ่มขึ้นในค่า TEC ในช่วงคาบเวลานี้เป็นสิ่งที่สำคัญมากที่สุด TEC ที่ถูกเพิ่มขึ้นไปจนมีแอมพลิจูดที่สูงถึง 100 TECU ที่ละติจูดของโอกินาวา (ล่างสุด) ในช่วงคาบเวลา 2 ชั่วโมงและมีค่าสูงถึง 50 TECU ที่ละติจูดของวัดคานัน (บนสุด) การเพิ่มขึ้นที่พุ่งแหลมในค่า TEC นั้นได้ปรากฏที่จะเริ่มต้นที่เวลาเดียวกันที่ละติจูดทั้งหมด แต่เวลาของค่ามากที่สุดของพวกมันจะตามมาภายหลังทีละติจูดที่สูงขึ้น การเปลี่ยนแปลงในค่า NmF2 ที่แสดงไว้ในแถวกลางของรูปที่ 4.13 นั้นมีไม่มากเมื่อเทียบกับการเปลี่ยนแปลงของค่า TEC ที่มีมากอย่างเห็นได้ชัดดังที่แสดงไว้ในแถบบน ค่า Δ NmF2 มีเครื่องหมายของมันที่เปลี่ยนแปลงเสมอการยกขึ้นของความสูงชั้น F เริ่มต้นที่เวลา 11 JST อย่างพร้อมกันที่ทุกๆ

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สถานี และตรงกับกรเริ่มต้นของการเพิ่มขึ้นของค่า TEC ดังที่แสดงไว้ด้วยเส้นประสีที่พาดผ่านตรงกลางที่ยาวไปถึงแถวล่าง ความสูงที่ยกตัวขึ้นไปจะเข้าถึงสภาวะที่สมดุลใน 2 ชั่วโมงและยังคงมีค่าที่คงที่ไปจนถึงวันต่อไป

สำหรับประเด็นที่ 1 ที่จะเน้นคือ “การเพิ่มขึ้นของค่า TEC (TEC enhancement)” สามารถที่จะบรรยายได้ดังนี้ พิจารณาความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่ความสูงที่กำหนดในชั้นไอโอโนสเฟียร์ด้านล่าง ถ้าชั้นไอโอโนสเฟียร์ถูกยกตัวขึ้นทันที ความหนาแน่นอิเล็กตรอนจะตกลงอย่างมากในช่วงแรกเนื่องจาก density gradient อยู่ในแนวทิศพุ่งขึ้นจากด้านล่างของชั้นไอโอโนสเฟียร์อย่างไรก็ตาม ความหนาแน่นอิเล็กตรอนจะถูกชดเชยโดยความก้าวหน้า (ก่อดัว) ของกระบวนการแตกตัวเป็นไอออนและมันจะเข้าสู่สมดุลทางแสง-เคมี ดังนั้น จะมีการเพิ่มขึ้นที่เป็นสุทธิผลลัพธ์ ในค่า TEC การชดเชยจะเกิดขึ้นประมาณ $1/\beta$ ในการเติมเต็ม (โดย β คือสัมประสิทธิ์การรวมตัวกันใหม่ของอิเล็กตรอน) ซึ่งใช้เวลาประมาณ 10^3 s ที่ความสูง 250 km และ 10^4 s ที่ความสูง 350 km ในทางกลับกัน ใกล้กับค่า hmF2 การเพิ่มขึ้นในค่าความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่เกิดขึ้นจากอัตราการสูญหายของอิเล็กตรอนที่ลดลงนั้นจะขัดแย้งกับความหนาแน่นอิเล็กตรอนที่มีค่าต่ำกว่า (lowering density) อันเนื่องมาจากฟลักซ์ที่ค่อยๆ ลดลงที่พุ่งขึ้นที่เพิ่มขึ้น (increased upward dissipative flux) ซึ่งจะก่อให้เกิดเวลาประวิง 2-3 ชั่วโมง (10^4 s) ในการฟื้นตัวของ NmF2 ถึงแม้ว่าจะมีการเพิ่มขึ้นในค่า TEC ชั่วคราว (10^3 s)

กระบวนการที่อธิบายไปแล้วข้างต้นจะสอดคล้องกับการเปลี่ยนแปลงรายชั่วโมงในไอโอโนแกรมที่ถูกพล็อตไว้ในรูปที่ 4.15 ความสูงของชั้น F เริ่มที่จะเพิ่มขึ้นที่เวลา 11 JST และ trace เริ่มต้นที่จะเคลื่อนตัวพุ่งขึ้น ที่เวลานี้ ยังไม่มีการเพิ่มค่า NmF2 (foF2) สัญญาณ trace มีความต่อเนื่องที่จะเพิ่มขึ้นตอน 12-13 JST ในขณะที่ ผลที่เข้มขึ้นขึ้นของการรักษาความสมดุลทางแสง-เคมี (ซึ่งเป็นการชดเชยสำหรับการสูญเสียความหนาแน่นอันเนื่องมาจากการยกตัวขึ้น - upwelling) จะถูกพบได้ที่ละติจูดต่ำกว่า (ส่วนของความถี่ต่ำของไอโอโนแกรม) เขกเมนต์ที่ถูกพบไว้ต่ำกว่า 7 MHz ใน traces นั้นแทนชั้น F1 ซึ่งโดยทั่วไปจะไม่ปรากฏให้เห็นเด่นชัดที่เวลานี้ของปี อีกทั้ง foF2 ก็ยังแสดงการเพิ่มขึ้นอย่างชัดเจนที่เวลา 12 JST แล้วก็ยังคงมีค่าอยู่ที่ระดับสูง ที่เวลา 15 JST การชดเชยจากการก่อดัวของกระบวนการแตกตัวเป็นไอออนใหม่นี้แผ่กระจายเกือบจะไปทั่วช่วงของค่าความถี่ทั้งหมด (ที่ค่าแอมพลิจูดทุกค่า) ด้วยค่า foF2 ที่คงค่าเดิมไว้ที่ระดับสูง เนื่องจาก foF2 เริ่มที่จะลดลงในช่วงเวลานี้ของวันที่เงียบสงบ ผลที่แตกต่างไปจากวันที่เงียบสงบของค่า $\Delta NmF2$ นั้นถูกพล็อตไว้ในรูปที่ 4.13 (สำหรับเมือง Kokubunji ในแถวกลาง) มีค่ามากที่สุด

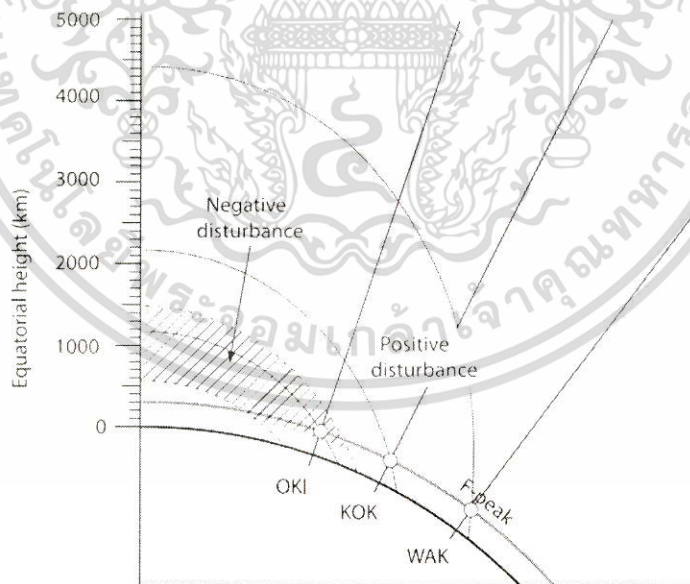
สำหรับประเด็นที่ 2 ที่จะเน้นคือ “เวลาประวิงที่เพิ่มขึ้นในค่าพีคของ TEC” สามารถที่จะบรรยายได้ดังนี้ การเพิ่มขึ้นอย่างท่วมท้นของค่า TEC นั้นยังคงที่จะถูกอธิบายได้ด้วยการทะลุของสนามไฟฟ้าในชั้นเมกโทสเฟียร์ที่เข้าไปยังละติจูดที่ต่ำกว่า สนามไฟฟ้างกล่าวควรจะทำางอย่างพร้อมๆ กันที่ทุกค่าละติจูด ในความเป็นจริง การยกขึ้นในตัวชั้น F เองที่ถูกขับเคลื่อนด้วย ExB drift ก็เริ่มต้นพร้อมกันดังที่แสดงไว้ในแถวกลางในรูปที่ 4.13 แต่ทว่า ค่ามากที่สุดของการเพิ่มขึ้นของค่า TEC มีแนวโน้มที่

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

จะตามมาทีหลังที่ละติจูดที่สูงขึ้นดังที่บ่งชี้โดยเส้นจุดในแฉกกลางของรูปที่ 4.12 ที่ละติจูดที่สูงขึ้น เส้นสนามแม่เหล็กโลกถูกทำให้ยาวขึ้นเพื่อที่จะทะเลาะเป็นสัดส่วนที่มากขึ้นของชั้นพลาสมาสเฟียร์ผลที่ตามมาพลาสมาใช้เวลาเพิ่มขึ้นในการที่จะค่อยๆ ลดลงจากชั้นไอโอโนสเฟียร์ไปยังชั้นพลาสมาสเฟียร์โดยเหตุนี้ จึงเป็นไปได้ที่จะทำให้อัตราการเพิ่มขึ้นของค่า TEC นั้นช้าลง

4.2.4 ช่วงเวลาของการฟื้นตัวตั้งแต่เวลา 16 JST ไปจนถึงเที่ยงคืน

ในด้านของการฟื้นตัวจากการเพิ่มขึ้นอย่างท่วมท้นของค่า TEC ไปยังระดับในวันที่เงียบสงบนั้นแตกต่างกันอย่างชัดเจนที่ละติจูดสูงกว่าและต่ำกว่าตลอดในช่วง 33°N ดังที่เห็นในรูปที่ 4.13 ที่ละติจูดต่ำกว่า ค่า dTEC จะยังคงมีค่าที่ลดลงจนถึงเวลา 21.45 JST ด้วยอัตราที่สูงขึ้นที่ละติจูดที่ต่ำกว่า ในทางกลับกัน ที่ละติจูดที่สูงกว่าค่า dTEC ตกยวบลงจาก 50 TECU ไปสู่ 30 TECU และยังคงอยู่ที่ระดับที่สูงค่าหนึ่งจากเวลา 17–23 JST ความสูงชั้นไอโอโนสเฟียร์จะยังคงมีค่าอยู่ที่ระดับที่สูงกว่าค่าในวันที่เงียบสงบที่ทุกค่าละติจูด ดังที่จะเห็นได้จากค่า dhmf2 ที่ถูกแสดงไว้ในแฉกกลางในรูปที่ 4.13 ยกเว้นสำหรับการทับซ้อนของการไกวไปมาในแนวตั้งของ TID ดังนั้น ที่ละติจูดที่สูงขึ้น การยกตัวขึ้นของชั้นไอโอโนสเฟียร์โดยลมในแนวเส้นศูนย์สูตรอาจจะยังคงถูกบีบกดการสูญหายอิเล็กตรอนที่ไปตามการแพร่ที่พุ่งลงของพลาสมาในชั้นพลาสมาสเฟียร์ที่ถูกกักเก็บไว้ในตอนกลางวัน ที่ซึ่งเป็นการยอมให้ระดับของค่า TEC จะยังคงมีค่าที่สูงที่ถูกเก็บรักษาไว้ได้



รูปที่ 4.16 เฟสบวกและลบของพายุในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่มีการเปลี่ยนแปลงตามละติจูด

dTEC ที่เป็นค่าลบหลังจากที่พระอาทิตย์ตกดินที่ละติจูดต่ำกว่าได้ถูกสังเกตได้ตอน 21 – 23 JST (แฉกกลางของรูปที่ 4.12) ซึ่งค่อนข้างจะอยู่ต่อจาก (อยู่หลัง) มากกว่าพีคอันดับที่ 2 ที่สังเกตได้ในวันที่เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

เจียบสงบที่เกิดขึ้นเนื่องจาก prereversal enhancement (การเพิ่มขึ้นที่มีการกลับทิศทางล่งหน้า - PRE) ของสนามไฟฟ้า (แถบบนรูปที่ 4.12) - ซึ่งเป็นการก่อตัวใหม่อีกครั้งในบริเวณ EIA - ในการเปลี่ยนแปลงของค่า TEC วันต่อวัน การเกิดขึ้นของค่า dTEC ที่เป็นค่าลบอาจจะมีสาเหตุมาจากการพัฒนาของ DDEF [25] ที่ถูกกระตุ้นโดยลำดับของการรบกวนทางแม่เหล็กโลก/ชั้นเทอร์โมสเฟียร์ ซึ่งจะผสมผสานกับสนามไฟฟ้าในระหว่างช่วงเวลาที่เกิด PRE ในขณะที่ผลกระทบของสนามไฟฟ้ารอบๆ PRE นั้นถูกทำให้เด่นชัดมากขึ้นที่ละติจูดที่ต่ำกว่า [57] ผลกระทบของพายุลบของ DDEF ก็อาจจะเอาชนะผลกระทบของพายุบวกของลมนิวทอรอลที่อยู่ในแนวเส้นศูนย์สูตร (ซึ่งจะมีผลน้อยลงตามละติจูดที่อยู่ต่ำกว่าเรื่อยๆ) พายุลบที่เด่นมากขึ้นในค่า NmF2 ที่มากกว่าจะเป็นค่า TEC นั้นสะท้อนให้เห็นถึงโครงสร้างละติจูดที่ตั้งอธิบายไว้ในรูปที่ 4.16 ในรูปนี้ การรบกวนทางลบถูกจำกัดไว้ในบริเวณที่ถูกแรงาปริมาณค่า NmF2 เป็นค่าโลคัลที่ตรง hmF2 (F-peak@NmF2) ที่แสดงในรูป ในขณะที่ค่า TEC เป็นค่าที่ถูกปรับพันธ์ได้ตามเส้นทางในแนวตั้ง เส้นสนามแม่เหล็กที่อยู่เหนือกว่าค่า hmF2 ที่ละติจูดต่ำนั้นจะเชื่อมต่อกับค่า hmF2 ที่ละติจูดที่อยู่สูงกว่าเพื่อที่จะขยายผลกระทบของพายุบวกในบริเวณเหล่านี้

4.2.5 หลังจากตอนเที่ยงคืน

ทั้งค่า TEC และ NmF2 ไม่ได้แสดงความแตกต่างอะไรที่สำคัญไปจากระดับค่าในวันที่เจียบสงบของพวกมันหลังจากตอนเที่ยงคืน ยิ่งละติจูดมีค่าต่ำกว่าเท่าใด ค่าของ dTEC ก็จะมีค่ามากขึ้นเท่านั้น เสมือนเป็นแนวโน้มโดยทั่วไป ซึ่งเป็นการยืนยันผลกระทบของ DDEF ที่กลับตัวไปทางทิศ E ในตอนกลางคืน ถึงแม้ว่า dhmF2 จะมีค่าที่มากขึ้นที่ละติจูดที่สูงกว่า TEC ก็ยังคงที่จะผันตัวไปสู่ระดับค่าในวันที่เจียบสงบ บางที่อาจจะอยู่ภายใต้อิทธิพลของการเปลี่ยนแปลงในส่วนผสมบรรยากาศนิวทอรอลที่เกิดขึ้นโดยการหมุนเวียนไปทางทิศใต้อย่างต่อเนื่อง ไม่ว่าจะป็นกรณีใดก็ตาม ความต่อเนื่องของการรบกวนที่มากจะสิ้นสุดลง

4.3 ผลกระทบของพายุเซนต์แพทริกที่มีต่อเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์

เนื่องจากพายุวันเซนต์แพทริกเกิดขึ้นในวันที่ 17 มี.ค. 2558 จึงทำให้ผู้วิจัยจึงสนใจที่พิจารณาคุณค่าความคลาดเคลื่อนในระบุพิกัดตามแนวราบของระบบ GPS ในที่นี้ จะทำการหาค่าความคลาดเคลื่อนในระบุพิกัดตามแนวราบที่สถานีชุมพระระหว่างวันที่ 15 - 18 มี.ค. 2558 โดยในที่นี้ จะกำหนดให้ ionosphere correction เป็น broadcast และ troposphere correction เป็น Saastamoinen และใช้โปรแกรม RTK Lib ในการคำนวณหาค่าดังกล่าว จากตารางที่ 4.1 พบว่า พายุวันเซนต์แพทริกจะส่งผลกระทบต่อทำให้เกิดค่าความคลาดเคลื่อนในระบุพิกัดตามแนวราบมีค่าสูงถึง 7 เมตร ซึ่งเป็นค่าคลาดเคลื่อนที่มีค่าสูงกว่าสถานะปกติถึงเกือบ 2 เท่า

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

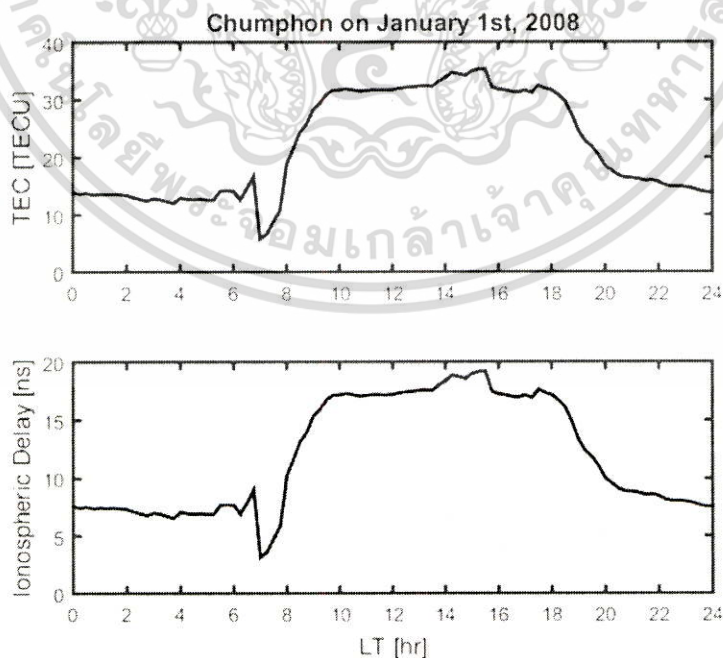
ตารางที่ 4.1 วันที่เกิดพายุวันเซนต์แพทริกและค่าความคลาดเคลื่อนในระบุพิกัดตามแนวราบ

Day of year	Date	เวลาประวิงใน ชั้นไอโอโนสเฟียร์ (ns)	Range Error (m)
74	Mar 15th, 2015	11.0	3.3
75	Mar 16th, 2015	12.0	3.6
76	Mar 17th, 2015	13.7	4.1
77	Mar 18th, 2015	23.3	7.0

นอกจากนี้ ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาคำนวณหาค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ของสัญญาณ GPS โดยความสัมพันธ์ระหว่างค่า TEC กับค่าเวลาประวิงนั้นสามารถหาค่าได้จากสมการดังนี้

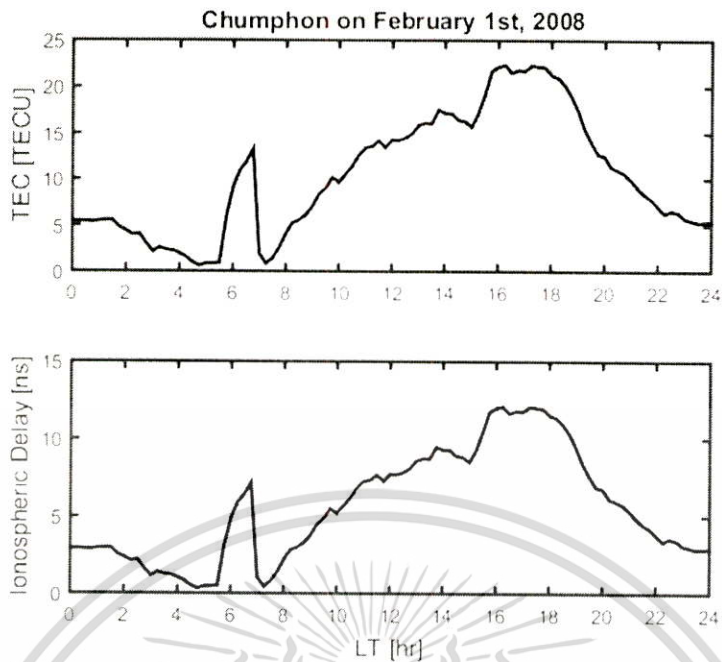
$$I = \frac{40.3}{f^2} TEC \quad (1)$$

โดยที่ I คือค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ของสัญญาณ GPS อันเนื่องมาจากชั้นบรรยากาศไอโอโนสเฟียร์ (มีหน่วยวัดเป็น m หรือ s ก็ได้) โดยที่ I นี้มีค่าจะขึ้นอยู่กับปริมาณอิเล็กตรอนสุทธิ (TEC) ของชั้นบรรยากาศไอโอโนสเฟียร์และความถี่ของสัญญาณ GPS โดยสำหรับความถี่ L1 นั้น ค่า TEC ที่มีค่าเท่ากับ 1 TECU จะทำให้ค่า pseudorange ที่วัดได้นั้นมีคิยาวมากขึ้นกว่าเดิม 16.2 เซนติเมตร



รูปที่ 4.17 ค่า TEC ที่วัดได้และค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ ณ วันที่ 1 ม.ค. 2008

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 4.18 ค่า TEC ที่วัดได้และค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ ณ วันที่ 1 ก.พ. 2008

รูปที่ 4.17 แสดงค่า TEC ที่วัดได้ (หน่วยวัดเป็น TECU) ณ วันที่ 1 ม.ค. 2008 และค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์ (หน่วยวัดเป็น ns) ซึ่งจากการเก็บค่าข้อมูลพบว่า TEC จะมีค่ามากที่สุดที่เวลา 15.45 น. โดยมีค่าเท่ากับ 35.36 TECU และมีค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์เท่ากับ 19.2 ns สำหรับรูปที่ 4.18 นั้นก็แสดงค่าต่างๆ เช่นกับรูปที่ 4.17 แต่เป็นการวัดที่เกิดขึ้นในวันที่ 1 ก.พ. 2008 จากการเก็บค่าข้อมูลพบว่า TEC จะมีค่ามากที่สุดที่เวลา 16.30 น. โดยมีค่าเท่ากับ 22.31 TECU และมีค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์เท่ากับ 12.1 ns

4.4 ผลของการศึกษาการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นอิเล็กตรอนในแถบเอเซียตะวันออกเฉียงใต้

ในงานวิจัยฉบับนี้ จะนำค่าข้อมูล TEC ในปี 2010 ที่สถานีชุมพรมาจากเครื่องรับ GPS ที่ตั้งอยู่ที่สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง วิทยาเขตชุมพรเขตรอุดมศักดิ์ จังหวัดชุมพร โดยเครื่องรับ GPS ที่สถานีชุมพรนั้นจะเป็นแบบ 2 ความถี่ กล่าวคือ ดาวเทียมทุกดวงจะส่งสัญญาณมายังภาคพื้นดินจำนวน 2 ความถี่ นั่นคือ f_1 เท่ากับ 1575.42 MHz และ f_2 เท่ากับ 1227.60 MHz ทั้งนี้ระบบการวัดค่า TEC ที่อาศัยเครื่องรับ GPS ที่สถานีชุมพรนั้นจะประกอบไปด้วยสายอากาศ 1 ตัว วงจรขยายสัญญาณ 1 ตัว ตัวมิเตอร์วัดค่า TEC พร้อมกับเครื่องรับ GPS และคอมพิวเตอร์ 1 เครื่องในการบันทึกค่าข้อมูลในรูปแบบไฟล์ RINEX เครื่องรับ GPS ที่วางอยู่กับตัวมิเตอร์วัดค่า TEC นั้นจะทำการรับสัญญาณ GPS อย่างต่อเนื่องและคำนวณค่า TEC ในแนวเฉียง (slant TEC หรือ STEC) โดย STEC นี้ถูกนิยามว่าเป็นการอินทิเกรตตามเส้นของความหนาแน่นอิเล็กตรอนจากดาวเทียม GPS ดวงหนึ่งๆ ไปยังเครื่องรับ

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

GPS ที่อยู่เหนือกว่าระดับมุมเงยที่กำหนด ซึ่งขึ้นอยู่กับผู้ใช้ในการกำหนดค่าดังกล่าว (ในที่นี้ ถูกกำหนดให้มีค่าเท่ากับ 45°)

ส่วนค่าข้อมูล TEC ที่สถานีเชียงใหม่และสถานีโกโตตะบังนั้น ผู้วิจัยจะนำมาจากแผนที่ TEC ของ IGS (international GNSS service) โดยเราจะใช้ค่าข้อมูล TEC ที่วัดได้ทุกๆ 2 ชั่วโมงของแผนที่ TEC ทั่วโลกด้วยค่าไบอัสโค้ดที่แตกต่างกันในรูปแบบไฟล์แบบ IONEX (IONosphere Map Exchange) โดยเราสามารถดาวน์โหลดไฟล์ IONEX ได้จากเว็บไซต์ <ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/products/ionex>

งานวิจัยในหัวข้อนี้จะมุ่งเน้นไปที่การทำความเข้าใจและวิเคราะห์เกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันและตามฤดูกาลของค่าความหนาของอิเล็กตรอนในชั้นไอโอโนสเฟียร์เหนือเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็ก ซึ่งเป็นพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบอย่างมากจาก fountain effect, สนามไฟฟ้าที่มุ่งไปในทิศตะวันออกและลมนิวทรอลโซนัล โดยเฉพาะอย่างยิ่ง fountain effect จะเป็นต้นเหตุที่สำคัญที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงแอมพลิจูดอย่างกะทันหัน (amplitude scintillation) ของสัญญาณดาวเทียมอย่างมาก โดยค่ามัธยฐานรายชั่วโมงของแต่ละฤดูกาลของค่า NmF_2 , TEC, และ slab thickness ของทั้ง 3 สถานี นั่นคือ สถานีชุมพร สถานีเชียงใหม่และสถานีโกโตตะบัง จะถูกนำมาแสดง เปรียบเทียบและวิเคราะห์ผลการวัดที่ได้รับระหว่างกันและกัน เพื่อที่จะทำให้การเปรียบเทียบและการวิพากษ์ง่ายขึ้น ผลของการศึกษาจะถูกแบ่งออกเป็น 2 ช่วงเวลา คือ ตอนกลางวัน (07.00-18.00 น.) และตอนกลางคืน (19.00-06.00 น.) และใน 1 ปีจะถูกแบ่งออกเป็น 3 ฤดูกาลคือฤดูอิควินอกซ์, ฤดูร้อนและฤดูหนาว การเปลี่ยนแปลงของค่า NmF_2 , TEC, และ slab thickness ทั้ง 3 สถานีในแต่ละวันของทั้ง 3 ฤดูกาลแสดงไว้ในรูปที่ 4.19 – 4.21 โดยผลที่วัดได้ที่สถานีโกโตตะบัง สถานีชุมพรและสถานีเชียงใหม่ในแต่ละรูปดังกล่าวจะถูกแสดงด้วยเส้นทึบเส้นประและเส้นจุด ตามลำดับ

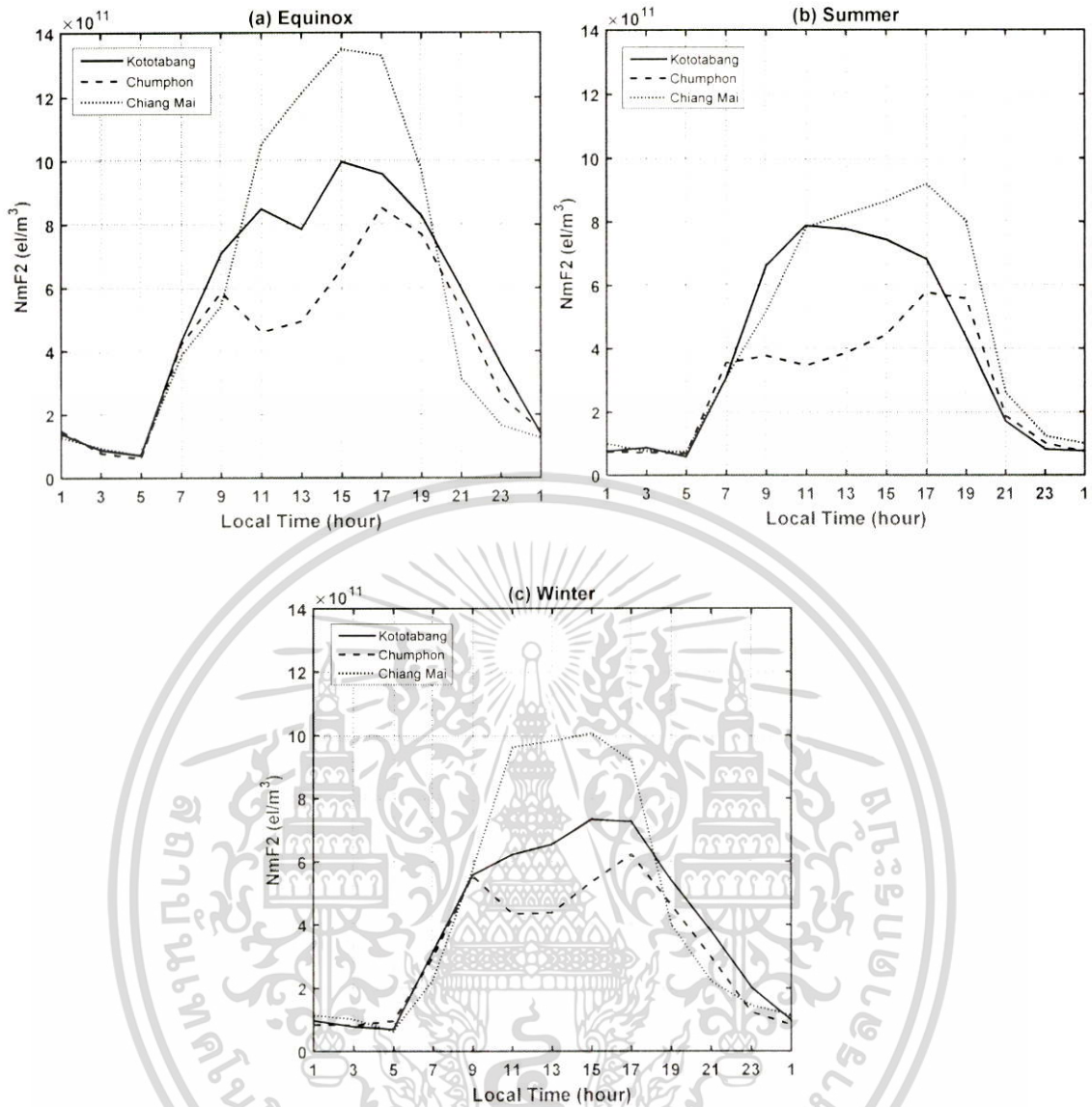
ลักษณะการเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันของค่า NmF_2 มีดังนี้

1. ในช่วงเวลา 01.00 – 06.00 น. ของทุกฤดูกาล ค่า NmF_2 ที่ทั้ง 3 สถานีมีค่าที่ใกล้เคียงกัน โดยมีค่าต่ำที่สุดตอน 03.00 – 05.00 น. อย่างไรก็ตาม ตอน 19.00 – 24.00 น. ค่า NmF_2 ที่ทั้ง 3 สถานีมีค่าต่างกันเพียงเล็กน้อย โดยผลต่างสัมบูรณ์ที่สูงที่สุดจะพบได้ในฤดูร้อนและผลต่างสัมบูรณ์ที่ต่ำที่สุดจะพบได้ในฤดูอิควินอกซ์

2. ในตอนกลางวันของทุกฤดูกาล ค่า NmF_2 จะมีค่าที่ลดลงตามลำดับจากสถานีเชียงใหม่ สถานีโกโตตะบัง และสถานีชุมพร นั่นก็หมายความว่า สถานีชุมพรที่อยู่ใกล้กับเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็กได้รับผลกระทบจาก Fountain Effect มากที่สุดและชัดเจน เนื่องจากความหนาแน่นอิเล็กตรอนมีค่าลดลงอย่างเห็นได้ชัด ณ เวลาประมาณเที่ยงวัน ดังนั้น ปรากฏการณ์นี้จึงถูกเรียกว่า “ปรากฏการณ์แหงงออกไปตอนกลางวัน” (noon bite-out phenomenon)

3. ปรากฏการณ์แหงงออกไปนั้นสามารถที่จะสังเกตได้อย่างชัดเจนตรงช่วงเวลาที่เที่ยงที่เส้นศูนย์สูตรแม่เหล็ก (ชุมพร) สำหรับทุกฤดูกาล และที่จุดยอดทางด้านซีกโลกใต้ของบริเวณ EIA (สถานีโกโตตะบัง) ในฤดูหนาวและฤดูอิควินอกซ์ ดังแสดงในรูปที่ 4.19

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

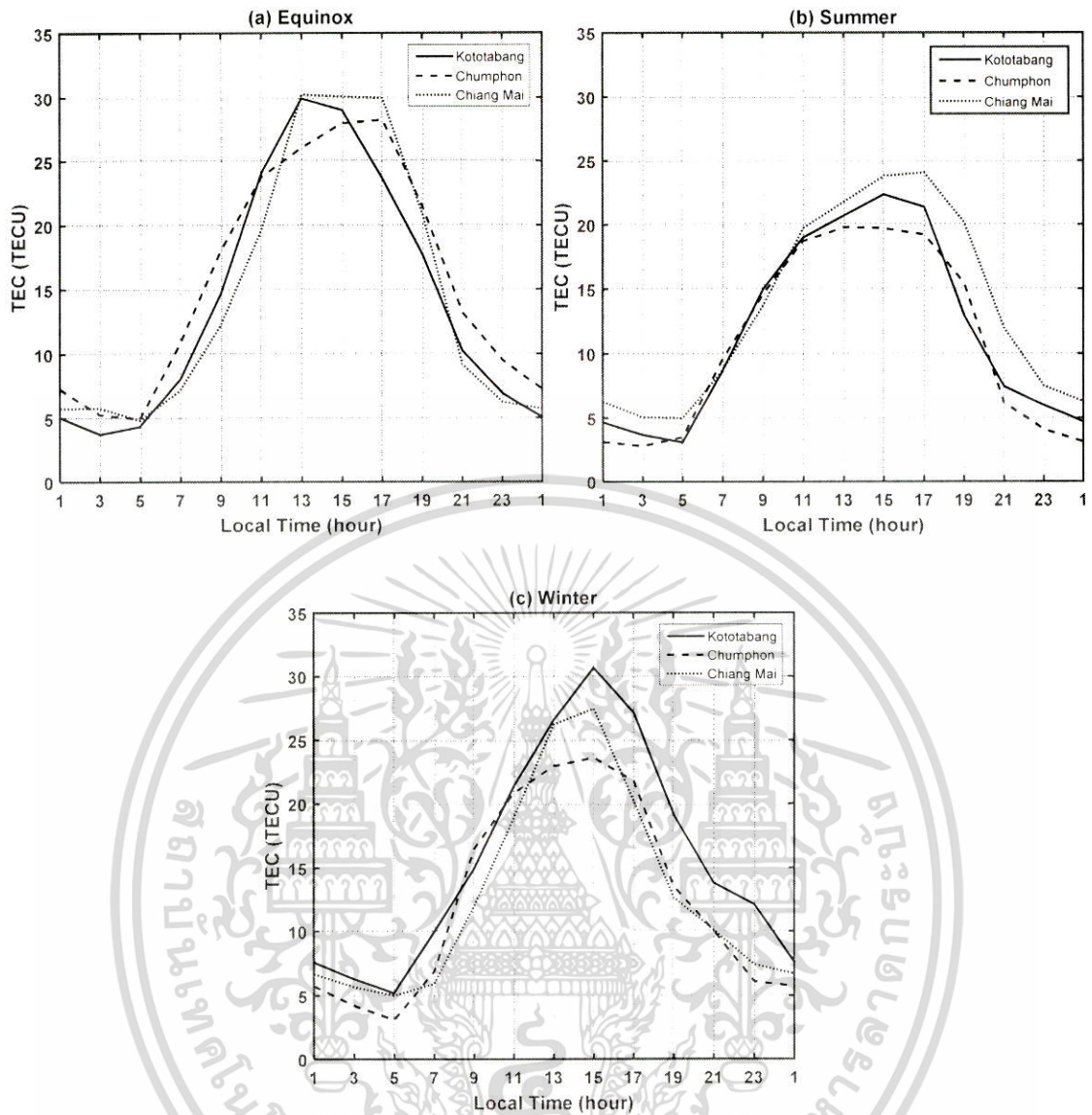


รูปที่ 4.19 การเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันตามฤดูกาลของค่า NmF2 ของทั้ง 3 สถานีในปี 2010

4. ค่า NmF2 ในตอนกลางวันจะมีค่าที่สูงกว่าในตอนกลางคืน และ ค่า NmF2 ในฤดูอิควินอกซ์ของทั้ง 3 สถานีจะมีค่าที่สูงที่สุด เมื่อเปรียบเทียบกับฤดูอื่นๆ โดยค่าพีคของ NmF2 ของทั้ง 3 สถานีสามารถที่จะสังเกตเห็นได้ตอนเวลา 15.00 -17.00 น. สำหรับทุกฤดูกาล ยกเว้นในฤดูร้อนที่สถานีโกโตตะบัง อย่างไรก็ตาม ค่า NmF2 ที่มีค่าที่สูง ณ ช่วงเวลาที่คาดหวังนี้ยังสามารถที่จะมองได้เสมือนว่าเป็นการยืดทางเวลาจากตอน 11.00 น. ไปถึงเวลา 17.00 น. ก็ได้ ด้วยค่าเฉลี่ยประมาณ $7.5 \times 10^{11} \text{ e/m}^2$

เนื่องจากค่า NmF2 ถูกคำนวณหาค่าได้จากการใช้ค่า foF2 ดังนั้น ผลของค่า NmF2 ที่สังเกตได้จะคล้ายแต่แตกต่างเพียงเล็กน้อยจากผลของค่า foF2 ที่สังเกตได้ใน [58] ที่ทั้ง 3 สถานี แต่ช่วงเวลาที่ศึกษาใน [58] คือเดือนมกราคม ปี 2004 ถึงเดือนกุมภาพันธ์ ปี 2007 อย่างไรก็ตาม ผลของค่า NmF2 ที่สังเกตได้ที่ 3 สถานีเหล่านี้สอดคล้องเป็นอย่างดีกับ fountain effect ซึ่งได้ถูกเปิดเผยก่อนหน้านี้ใน [59]

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 4.20 การเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันตามฤดูกาลของค่า TEC ของทั้ง 3 สถานีในปี 2010

ลักษณะการเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันของค่า TEC มีดังนี้

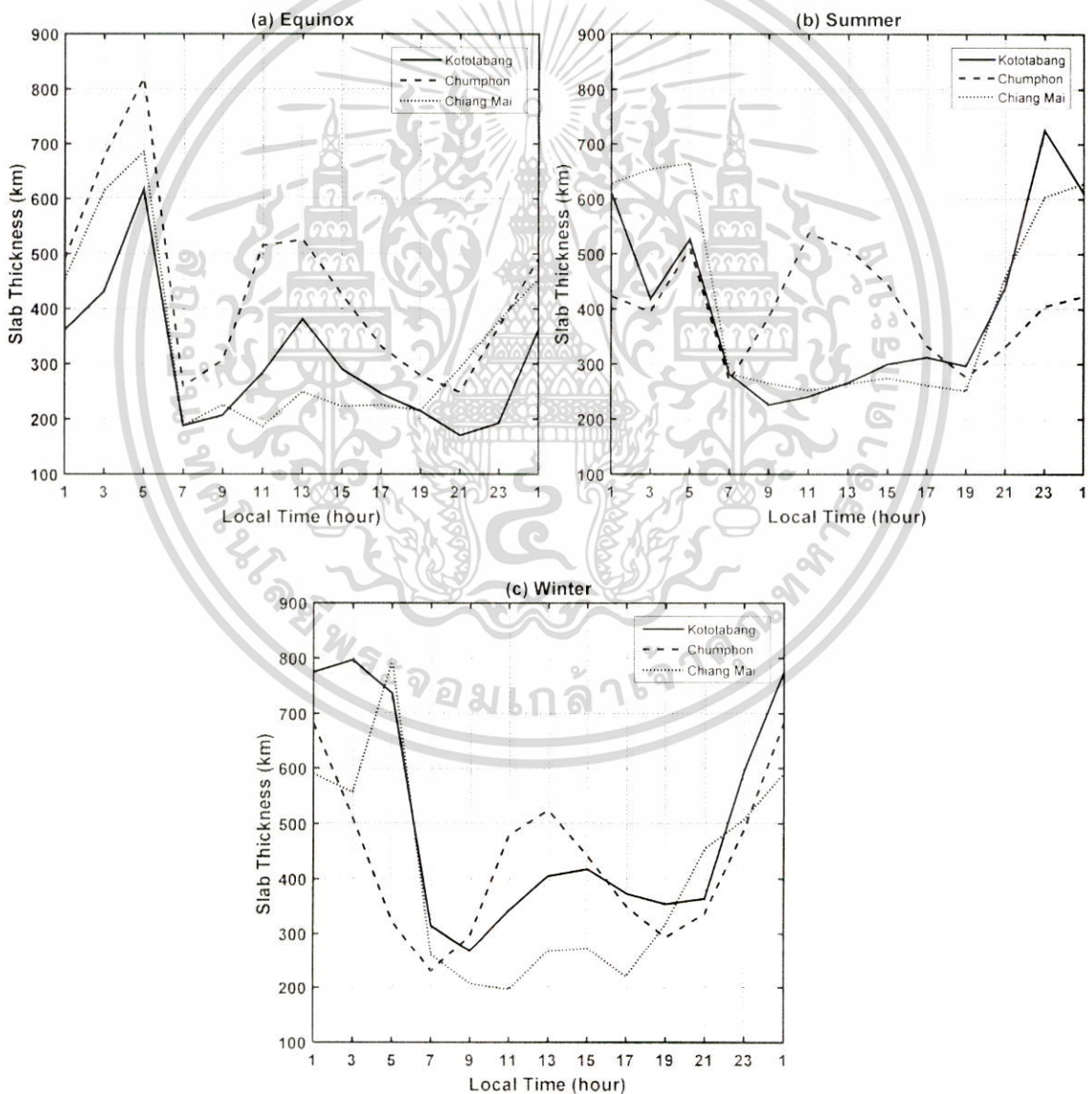
1. ในฤดูออควินอกซ์ ค่า TEC ของทั้ง 3 สถานีมีค่าเท่าๆ กันด้วยค่าผลต่างสัมบูรณ์ที่มากที่สุดประมาณ 6.3 TECU ที่เวลา 17.00 น. โดยทั่วไปค่า TEC ที่สถานีชุมพรจะมีค่ามากที่สุดเมื่อเปรียบเทียบกับค่า TEC ที่วัดได้จากสถานีเชียงใหม่และสถานีโกโตตะบัง โดยเฉพาะอย่างยิ่งในตอนกลางคืน
2. ในฤดูร้อน พบว่า โดยทั่วไป ค่า TEC ที่สถานีเชียงใหม่จะมีค่าสูงที่สุดตลอดทั้งวัน และค่า TEC ของทั้ง 3 สถานีมีค่าเท่าๆ กันตอนเวลา 06.00 - 11.00 น. ด้วยค่าผลต่างสัมบูรณ์ที่มากที่สุดประมาณ 5.8 TECU และ 4.8 TECU ที่เวลา 21.00 น. และที่เวลา 17.00 น. ตามลำดับ นอกจากนี้ ค่า TEC ที่ทั้งสถานีโกโตตะบังและสถานีชุมพรก็มีค่าใกล้เคียงกันตลอดทั้งวัน ด้วยค่าผลต่างสัมบูรณ์ที่มากที่สุดประมาณ 2.6 TECU ที่เวลา 15.00 น.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

3. ในฤดูหนาว พบว่า โดยทั่วไป ค่า TEC ที่สถานีโกโตตะบั้งจะมีค่าสูงที่สุดตลอดทั้งวัน โดยผลต่างสัมบูรณ์ของ TEC ที่มากที่สุดท่ามกลางทั้ง 3 สถานีจะสังเกตเห็นได้ว่ามีค่าประมาณ 7.0 ที่เวลา 15.00 น. นอกจากนี้ ค่า TEC ที่ทั้งสถานีเชียงใหม่และสถานีชุมพรก็มีค่าใกล้เคียงกันตลอดทั้งวัน ยกเว้นตอน 13.00 - 15.00 น.

4. ค่า TEC ในตอนกลางวันจะมีค่าที่สูงกว่าตอนกลางคืนด้วยค่าที่มากที่สุดเกิดขึ้นที่เวลาประมาณ 13.00 - 17.00 น. และค่าที่น้อยที่สุดเกิดขึ้นที่เวลาประมาณ 03.00 - 05.00 น. ค่า TEC ที่มากที่สุดใฤดูอิควินอกซ์และฤดูหนาวมีค่าที่สูงค่า TEC ที่มากที่สุดใฤดูร้อน

ผลของค่า TEC ที่วัดได้จะคล้ายแต่แตกต่างกันเล็กน้อยกับผลของค่า TEC ที่สังเกตได้ใน [60] แต่ตำแหน่งและช่วงเวลาการศึกษาใน [60] นั้นจะพิจารณาที่สถานีชุมพรเท่านั้นและช่วงเวลาการศึกษาคือ ปี 2004 - 2006 เท่านั้น



รูปที่ 4.21 การเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันตามฤดูกาลของ slab thickness ของทั้ง 3 สถานีในปี 2010 เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ลักษณะการเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันของค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ (slab thickness) มีดังนี้

1. ในตอนกลางวันของทุกฤดูกาล ค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ที่สถานีชุมพรมีค่าที่สูงที่สุด เนื่องจากค่าของ NmF2 นั้นมีค่าต่ำที่สุด นอกจากนี้ ค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ยังมีค่าที่ลดลงเป็นลำดับจากสถานีชุมพร สถานีโกโตตะบัง และสถานีเชียงใหม่ ยกเว้นในฤดูร้อนที่ค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ที่สถานีโกโตตะบัง และที่สถานีเชียงใหม่มีค่าที่ใกล้เคียงกันด้วยผลต่างสัมบูรณ์ของค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์มีค่าประมาณ 51 กม. ที่เวลา 17.00 น. นั่นก็หมายความว่า สถานีชุมพรที่มีตำแหน่งอยู่ใกล้กับเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็กนั้นจะได้รับผลกระทบจาก fountain effect อย่างชัดเจนและอย่างรุนแรงเมื่อเทียบกับ 2 สถานีที่เหลือ

2. ในตอนกลางคืน การเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันของค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ของแต่ละสถานีมีค่าที่มากที่สุดที่เวลาท้องถิ่นที่ต่างกัน สำหรับทุกฤดูกาลในสถานีทั้งหมด พบว่า โดยทั่วไป ค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ในตอนกลางคืนจะมีค่าที่สูงกว่าตอนกลางวัน เนื่องจากค่า NmF2 ในตอนกลางคืนมีค่าที่น้อยกว่าในตอนกลางวันอย่างมาก โดยเฉพาะอย่างยิ่งในช่วงก่อนพระอาทิตย์ขึ้น การเพิ่มขึ้นในช่วงก่อนพระอาทิตย์ขึ้นและการลดลงแบบทันทีทันใด (collapse) ของความหนาอิเล็กทรอนิกส์ที่เวลา 07.00 น. สามารถที่จะมองเห็นได้ชัดเจนที่ทุกฤดูกาล ยกเว้นในฤดูหนาวที่สถานีชุมพร

ผลของค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ของทั้ง 3 สถานีในฤดูหนาวและฤดูออกวินออกซ์จะสอดคล้องกับผลที่ศึกษาได้ใน [61] ยกเว้นในฤดูร้อนที่ซึ่งค่าที่ค่อนพระอาทิตย์กำลังขึ้นและการลดลงแบบทันทีที่เวลา 07.00 LT ที่ไม่สามารถมองเห็นได้ นอกจากนี้ ตำแหน่งและช่วงเวลาการศึกษาใน [61] นั้นจะพิจารณาที่สถานี Wuhan ประเทศจีน (บริเวณละติจูดกลาง) และช่วงเวลาการศึกษาคือช่วงที่มีกิจกรรมสุริยะสูง จากเดือน เม.ย. ปี 1999 – เดือน มี.ค. 2000 ตามลำดับ

บทที่ 5

สรุปผลการวิจัยและแนวทางการพัฒนางานวิจัย

5.1 สรุปผลการวิจัย

ในบทความฉบับนี้ เราได้ศึกษา 3 ประเด็น ได้แก่ ผลกระทบของพายุแม่เหล็กโลกลูกหนึ่งชื่อว่า “พายุวันเซนต์แพทริก” ที่เกิดขึ้นในวันที่ 17 - 18 มีนาคม 2015 ที่มีต่อชั้นไอโอโนสเฟียร์บริเวณละติจูดต่ำและกลางในซีกเตอร์ตามลองติจูดที่ต่างกัน 2 ตำแหน่ง (ซีกเตอร์อเมริกาและยุโรป) เวลาประหวังในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่เกิดขึ้นกับสัญญาณ GPS ในช่วงที่เกิดพายุวันเซนต์แพทริก และ การเปลี่ยนแปลงความหนาอิเล็กทรอนิกส์บริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ รายละเอียดโดยสรุปของแต่ละประเด็น มีดังนี้

ผลกระทบของพายุวันเซนต์แพทริกที่มีต่อชั้นไอโอโนสเฟียร์

ในงานวิจัยฉบับนี้ ผลกระทบของพายุวันเซนต์แพทริกที่เกิดขึ้นในวันที่ 17 - 18 มีนาคม 2015 ที่มีต่อชั้นไอโอโนสเฟียร์บริเวณละติจูดต่ำและกลางในซีกเตอร์อเมริกาและยุโรปได้ถูกศึกษาโดยใช้เครื่อง ionosondes ตามภาคพื้นดินและการสังเกต GPS-TEC ร่วมกับการวัดค่าความหนาแน่น ณ จุดๆ หนึ่งด้วยดาวเทียม SWARM การศึกษาของเราได้ดำเนินการวิเคราะห์อย่างละเอียดเกี่ยวกับผลกระทบของพายุโดยอาศัย “กลไกทางกายภาพที่อยู่เบื้องหลัง” และพยายามที่จะอธิบายพายุที่เกิดขึ้นบน “พื้นฐานของหลักฐานที่มีอยู่” ทั้งสองซีกเตอร์ตามลองติจูด นอกจากนี้ ยังได้ใช้ค่าข้อมูลจากแบบจำลอง IRTAM เป็นครั้งแรกเสมือนเป็นเครื่องมือศึกษาสภาวะอวกาศ (space weather) ในชั้นไอโอโนสเฟียร์อีกด้วย ข้อสรุปที่สำคัญมีดังนี้

1. ในระหว่างเฟสหลักของพายุ การปรากฏตัวพร้อมกันของเฟสพายุไอโอโนสเฟียร์บวกและลบถูกสังเกตเห็นได้ในซีกเตอร์อเมริกา ในขณะที่ไม่มีการเกิดขึ้นพร้อมกันของเฟสทั้งสองในซีกเตอร์ยุโรป สำหรับซีกเตอร์อเมริกา การปรากฏตัวพร้อมกันของเฟสพายุไอโอโนสเฟียร์บวกและลบถูกสังเกตเห็นได้ในซีกโลกเหนือ

4. ในซีกเตอร์อเมริกา ร่องความหนาแน่นที่ละติจูดกลางถูกสังเกตเห็นได้ – เพื่อที่จะเลื่อนสนามไฟฟ้าที่หันเหไปทางเส้นศูนย์สูตรให้ไปจนถึงละติจูด 40°N การเลื่อนที่หันเหไปทางเส้นศูนย์สูตรของร่องความหนาแน่นที่ละติจูดกลางนี้ (นอกเหนือจากการบีบอัดไว้ของ plasmopause และการปรากฏตัวของ DDEFs แล้ว) จะแสดงบทบาทที่สำคัญประการหนึ่งในพายุไอโอโนสเฟียร์เชิงลบที่ถูกสังเกตเห็นได้ในซีกโลกเหนือในช่วงเวลาที่เกิดเฟสหลักของพายุ ไม่มีเฟสพายุลบดังกล่าวที่ถูกสังเกตเห็นได้ในซีกเตอร์ยุโรปในระหว่างที่เกิดเฟสหลักของพายุ

4. ความไม่เท่ากันของซีกโลกที่รุนแรงถูกพบได้ในระหว่างเฟสการฟื้นตัวของพายุในทั้งสองซีกเตอร์ตามลองติจูด ความหนาแน่นอิเล็กทรอนิกส์ชั้นไอโอโนสเฟียร์แสดงให้เห็นถึงการลดลงที่รวดเร็วมากในซีกโลกใต้ เช่นเดียวกับที่เห็นได้จากการสังเกตด้วยเครื่อง ionosonde ที่อยู่ที่พื้นดินและ GPS TEC ในทางกลับกัน ซีกโลกเหนือไม่ได้แสดงการจางหายของค่าความหนาแน่นอิเล็กทรอนิกส์

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

4. การวัดความหนาแน่นอิเล็กตรอนของ SWARM แสดงให้เห็นถึงการก่อตัวของน้ำพุซูเปอร์ หลังจากเฟสที่มากที่สุดของพายุ ซึ่งพิสูจน์การปรากฏตัวของ PPEFs อย่างไรก็ตาม หลังจากนั้น EIA ถูกสังเกตว่าจะถูกกดไว้ตลอดลงติจุดทั้งหมด ซึ่งแสดงถึงการปรากฏตัวของ wDDEFs ที่เส้นศูนย์สูตร

5. นอกจากนี้ ผู้วิจัยยังได้พบอีกว่า IRTAM ทำงานได้ค่อนข้างดีที่สอดคล้องกับการวัดที่อิสระตัวอื่นๆ และสามารถที่จะถูกนำไปใช้เป็นเครื่องมือที่ให้ค่าข้อมูลใกล้เคียงเวลาจริงของ “การเปลี่ยนแปลงชั้นไอโอโนสเฟียร์ในสภาวะที่เกิดการรบกวนทางแม่เหล็กโลก” ในอนาคตได้อย่างมีประสิทธิภาพ

ผลกระทบที่เกิดขึ้นเมื่อเกิดพายุ TEC ในประเทศญี่ปุ่น

ผลการศึกษาและผลการวิเคราะห์ข้อมูลที่ได้จากการศึกษาพายุ TEC ที่ 4 สถานีในประเทศญี่ปุ่น ได้แก่ Wakkanai, Kokubunji, Yamagawa และ Okinawa ของ Maruyama et al. [22] ได้ถูกนำมาเสนอในงานวิจัยฉบับนี้ เพื่อเป็นแนวทางในการศึกษา TEC storm ที่เกิดขึ้นในช่วงเวลาอื่นๆ ของโลกและเป็นการนำเสนอเนื้อหาหัวข้อนี้เป็นภาษาไทย รายละเอียดโดยสรุปมีดังนี้

พายุแม่เหล็กโลกที่เกิดขึ้นในวันที่ 5-8 พ.ย. 2001 ที่ประเทศญี่ปุ่นจัดว่าเป็น “TEC storm” โดยพายุดังกล่าวเริ่มต้นก่อตัวที่เวลา 0151 UT ในวันที่ 6 พ.ย. ด้วยกระแสวงแหวน ASYM ที่เพิ่มขึ้นทันที (ASYM-H) ดัชนี Kp มีค่าสูงสุดเท่ากับ 9 ในช่วงระยะเวลา 7 ชั่วโมงก่อนที่จะเกิด SC ของพายุดังกล่าว โดย IMF Bz อยู่ไปทางทิศใต้ด้วยค่ากระแสวงแหวนที่เพิ่มขึ้นทีละน้อยจากตอน 19 UT ของวันที่ 5 พ.ย. ในการตอบสนองต่อเหตุการณ์นี้ ดัชนี Kp จะมีค่าเพิ่มขึ้นจาก 3 ไปยัง 5

ค่า NmF2 ถูกพบว่าจะยังคงเกิดการรบกวนที่ทุกสถานีหลังจากที่มีการรบกวนแม่เหล็กในวันที่ 6 พ.ย. การรบกวนเริ่มต้นด้วยการเพิ่มขึ้นใน NmF2 ตอนพระอาทิตย์ แล้วตามด้วยการลดลงทันที ณ ตรงนั้น ที่สถานีละติจูดต่ำกว่า ส่วนหน้าจะเริ่มต้นด้วยการลดลงในค่า NmF2 ในปริมาณที่มาก การรบกวนค่า NmF2 จะกลับเป็นค่าบวกที่เวลา 1200 JST ที่สถานีละติจูดต่ำกว่า (3 สถานี) แล้วค่อยตามด้วย Wakkanai ที่กลับไปเป็นค่าบวกที่เวลา 1330 JST หลังจากนั้น NmF2 จะยังคงมีค่าสูงกว่าในวันที่เงียบสงบจนถึงเที่ยงคืนที่ละติจูดสูงกว่า ในขณะที่การรบกวน NmF2 จะกลับเป็นค่าลบอีกครั้งที่เวลาประมาณ 1500 น JST ที่ละติจูดต่ำ

ส่วนค่า TEC เริ่มที่จะมีค่าเพิ่มขึ้นตอนพระอาทิตย์ขึ้น และมีค่าสูงสุดประมาณเที่ยงวันที่ภาคเหนือ (45°N) และราวๆ 1430 JST ทางภาคใต้ (27°N) ค่าพีคอันดับที่ 2 จะปรากฏที่เส้นละติจูดต่ำกว่า 30°N หลังจากทีพระอาทิตย์ตกดิน ราวกับว่าเป็นผลที่มาจากความผิดปกติในแถบเส้นศูนย์สูตร (EIA) ที่เริ่มต้นจะก่อตัวอีกครั้งหนึ่งเสมือนว่าถูกขับเคลื่อนด้วย ExB drift ที่เพิ่มขึ้น ซึ่งเป็นผลมาจาก prereversal enhancement (PRE) ของสนามไฟฟ้าที่ไปทางทิศ E โดย TEC มีค่ามากที่สุดที่เวลา 1345 JST ทางตอนใต้สุด (27°N) และค่อนข้างจะเกิดขึ้นภายหลังที่เวลาประมาณ 1415-1430 JST ที่ทางตอนเหนือ (45°N)

ผลกระทบของพายุเซนต์แพทริกที่มีต่อเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์

เนื่องจากพายุวันเซนต์แพทริกเกิดขึ้นในวันที่ 17 มี.ค. 2558 จึงทำให้ผู้วิจัยจึงสนใจที่พิจารณาคุณค่าความคลาดเคลื่อนในระบุพิกัดตามแนวราบของระบบ GPS โดยได้ทำการหาค่าความคลาดเคลื่อนใน

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ระบุพิกัดตามแนวราบที่สถานีชุมพระหว่างวันที่ 15 – 18 มี.ค. 2558 จากการศึกษาพบว่า พายุวันเซนต์แพทริกจะส่งผลกระทบต่อทำให้เกิดค่าความคลาดเคลื่อนในระบุพิกัดตามแนวราบมีค่าสูงถึง 7 เมตร ซึ่งเป็นค่าคลาดเคลื่อนที่มีค่าสูงกว่าสภาวะปกติถึงเกือบ 2 เท่า นอกจากนี้ ได้ทำวัดค่า TEC ณ วันที่ 1 ม.ค. 2008 และ 1 ก.พ. 2008 พบว่า ในวันที่ 1 ม.ค. 2008 ค่า TEC มีค่ามากที่สุดเท่ากับ 35.36 TECU ที่เวลา 15.45 น. และมีค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์เท่ากับ 19.2 ns ส่วนค่า TEC ในวันที่ 1 ก.พ. 2008 มีค่ามากที่สุดคือ 22.31 TECU ที่เวลา 16.30 น. และมีค่าเวลาประวิงในชั้นไอโอโนสเฟียร์เท่ากับ 12.1 ns

การเปลี่ยนแปลงความหนาอิเล็กทรอนิกส์บริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

ผลจากการศึกษาข้อมูลปี 2010 ที่ได้จากการวัดค่า NmF2, ค่า TEC และค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ของ 3 สถานีภายใต้โครงการ SEALION ที่วางตัวอยู่ในแนวเมริเดียนแม่เหล็ก 100°E ได้แก่ จังหวัดชุมพร, จังหวัดเชียงใหม่ และเมืองโกโตตะบัง พบว่า การเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันตามฤดูกาลของค่า NmF2, ค่า TEC และค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ในปี 2010 ที่ทั้ง 3 สถานีจะสอดคล้องเป็นอย่างดีกับผลจากการวัดที่ปรากฏในบทความ [58], [60], and [61] ตามลำดับ ซึ่งถึงแม้ว่าปีที่ทำการศึกษาในงานนี้คือปี 2010 ซึ่งอยู่ในช่วงกิจกรรมสุริยะที่ต่ำของวัฏจักรสุริยะที่ 24 ก็ตาม แต่ผลที่วัดและคำนวณได้ในงานนี้เป็นตัวแทนที่สำคัญอย่างเป็นไปได้สำหรับการที่จะนำไปใช้ในการอธิบายการเปลี่ยนแปลงในแต่ละวันเหนือเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็กในป้อนๆ ก็ได้ นอกจากนี้ ผลการเปลี่ยนแปลงของค่า NmF2 ที่ทั้ง 3 สถานีก็สอดคล้องเป็นอย่างดีกับปรากฏการณ์ fountain effect ซึ่งได้บรรยายก่อนหน้านี้ในบทความ [59] อีกทั้งผลของค่าความหนาอิเล็กทรอนิกส์ที่สถานีชุมพรที่อยู่ใกล้กับเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็กก็มีค่ามากกว่าทั้งสถานีโกโตตะบัง (ตั้งอยู่ใกล้กับจุดยอดของ EIA ทางซีกโลกใต้) และสถานีเชียงใหม่ (ตั้งอยู่ใกล้กับจุดยอดของ EIA ทางซีกโลกเหนือ) อันเนื่องมาจากปรากฏการณ์ fountain effect

5.2 แนวทางการพัฒนางานวิจัย

1. ศึกษาปรากฏการณ์การเกิดพายุแม่เหล็กโลกและพายุ TEC ลูกอื่นในโลก
2. นำสถิติหรือคุณลักษณะการเปลี่ยนแปลงและค่าสถิติที่ได้จากการศึกษาไปใช้ในการพยากรณ์การเกิดภัยพิบัติต่างๆ เช่น สึนามิ แผ่นดินไหว เป็นต้น
3. นำผลจากการศึกษาไปประยุกต์ใช้กับระบบการนำร่องให้แก่เรือเดินสมุทรและเครื่องบินได้
4. สามารถนำผลการศึกษาไปอธิบายการเปลี่ยนแปลงของพารามิเตอร์ในชั้นไอโอโนสเฟียร์ในปีอื่นๆ ในอนาคตได้

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

บรรณานุกรม

1. Bilitza, D. and Reinisch, B.W. 2008. International Reference Ionosphere 2007: Improvements and new parameters. *Adv. Space Res.*, 42, 599–609.
2. Maruyama, T., 2009. Regional reference total electron content model over Japan using solar EUV proxies. *Special Issue of This NICT Journal*, 3-3-5.
3. Fuller-Rowell, T.J., Codrescu, M.V., Moffett, R.J., Quegan, S., 1994. Response of the thermosphere and ionosphere to geomagnetic storms. *J. Geophys. Res.*, 99, 3893–3914.
4. Fuller-Rowell, T.J., Codrescu, M.V., Rishbeth, H., Moffett, R.J., Quegan, S., 1996. On the seasonal response of the thermosphere and ionosphere to geomagnetic storms. *J. Geophys. Res.*, 101, 2343–2353.
5. Prölss, G.W., 1995. Ionospheric *F*-region storms. in *Handbook of Atmospheric Electrodynamics II*. (H. Volland ed.), 195–248, CRC Press, Boca Raton.
6. Prölss, G.W., Jung, M.J., 1978. Travelling atmospheric disturbances as a possible explanation for daytime positive storm effects of moderate duration at middle latitudes. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 40, 1351-1354, doi:10.1016/0021-9169(78)90088-0.
7. Fejer, B.G., Scherliess, L., 1995. Time dependent response of equatorial ionospheric electric fields to magnetospheric disturbances. *Geophys. Res. Lett.*, 22(7), 851-854, doi:10.1029/95GL00390.
8. Basu, S. Makela, J.J., MacKenzie, E., Doherty, P., Wright, J.W., Rich, F., Keskinen, M.J., Sheehan, R.E., Coster, A.J., 2008. Large magnetic storm-induced nighttime ionospheric flows at midlatitudes and their impacts on gps-based navigation systems. *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2008JA013076.
9. Astafyeva, E., Yasyukevich, Y., Maksikov, A., Zhivetiev, I., 2014. Geomagnetic storms, super-storms, and their impacts on gps-based navigation systems. *Space Weather*, 12, 508-525, doi:10.1002/2014SW001072.
10. Kikuchi, T., Hashimoto, K.K., Nozaki, K., 2008. Penetration of magnetospheric electric fields to the equator during a geomagnetic storm. *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2007JA012628.
11. Blanc, M., Richmond, A.D., 1980. The ionospheric disturbance dynamo. *J. Geophys. Res.*, 85, 1669-1686, doi:10.1029/JA085iA04p01669.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

12. Kakad, B., Jeeva, K., Nair, K.U., Bhattacharyya, A., 2007. Magnetic activity linked generation of nighttime equatorial spread F irregularities. *J. Geophys. Res.*, 112, doi: 10.1029/2006JA012021.
13. Prölss, G.W., 1987. Storm-induced changes in the thermospheric composition at middle latitudes. *Planetary and Space Science*, 35, 807-811, doi:10.1016/0032-0633(87)90041-9.
14. Prölss, G.W., Brace, L.H., Mayr, H.G., Carignan, G.R., Killeen, T.L., 1991. Ionospheric storm effects at subauroral latitudes - a case study. *J. Geophys. Res.*, 96, 1275-1288, doi:10.1029/90JA02326.
15. Prölss, G.W., 1993. Common origin of positive ionospheric storms at middle latitudes and the geomagnetic activity effect at low latitudes. *J. Geophys. Res.*, 98, 5981-5991, doi:10.1029/92JA02777.
16. Liu, L., Yang, J., Le, H., Chen, Y., Wan, W., Lee, C.C., 2012. Comparative study of the equatorial ionosphere over jicamarca during recent two solar minima. *J. Geophys. Res.*, 117, doi:10.1029/2011JA017215.
17. Astafyeva, E., Zakharenkova, I., Förster, M., 2015. Ionospheric response to the 2015 st. patrick's day storm: A global multi-instrumental overview. *J. Geophys. Res.*, 120, 9023-9037, doi:10.1002/2015JA021629.
18. Ram, S.T., Yokoyama, T., Otsuka, Y., Shiokawa, K., Sripathi, S., Veenadhari, B., Heelis, R., Ajith, K.K., Gowtam, V.S., Gurubaran, S., Supnithi, P., Huy, M.L., 2015. Duskside enhancement of equatorial zonal electric field response to convection electric fields during the st. patrick's day storm on 17 march 2015. *J. Geophys. Res.*, doi: 10.1002/2015JA021932.
19. Ramsingh, Sripathi, S., Sreekumar, S., Bahola, S., Emperumal, K., Tiwari, P., Kumar, B.S., 2015. Low-latitude ionosphere response to super geomagnetic storm of 17/18 march 2015: results from a chain of ground-based observations over indian sector. *J. Geophys. Res. Space Physics*, 120, 10,864-10,882, doi:10.1002/2015JA021509.
20. Kikuchi, T., Lüher, H., Schlegel, K., Tachihara, H., Shinohara, M., Kitamura, T.I., 2000. Penetration of auroral electric fields to the equator during a substorm. *J. Geophys. Res.*, 105, 23,251-23,262, doi:10.1029/2000JA900016.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

21. Kelley, M.C., Makela, J.J., Chau, J.L., Nicolls, M.J., 2003. Penetration of the solar wind electric field into the magnetosphere/ionosphere system. *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2002GL016321.
22. Maruyama, T., Ma, G., Nakamura, M., 2009. Ionospheric storm and variation of total electron content. *Journal of the NICT*, 56 Nos. 1-4. 349-368.
23. Prölss, G.W., 1987. Storm-induced changes in the thermospheric composition at middle latitudes. *Planet. Space Sci.*, 35, 807-811.
24. Kelley, M.C., Fejer, B.G., Gonzales, C.A., 1979. An explanation for anomalous equatorial ionospheric electric fields associated with a northward turning of the interplanetary magnetic field. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 301-304.
25. Blanc, M., Richmond, A.D., 1980. The ionospheric disturbance dynamo. *J. Geophys. Res.*, 85, 1669-1686.
26. Fejer, B.G., Emmert, J.T., Shepherd, G.G., Solheim, B.H., 2000. Average daytime F region disturbance neutral winds measured by UARS: Initial results," *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1859-1862.
27. Forbes, J.M., Codrescu, M., Hall, T.J., 1988. On the utilization of ionosonde data to analyze the latitudinal penetration of ionospheric storm effects. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 249-252.
28. Sarawoot Rungraengwajjake, 2013. Global positioning system, ionospheric delay computation, and TEC estimation. Report for Qualifying Examination, Ph.D. Program, KMITL.
29. Nayak, C.K., Tsai, L.C., Su, S.Y., Galkin, I.A., Adrian, T.K.T., Nofri, E., Jamjareegulgarn, P., 2016. Peculiar features of the low- and mid-latitude ionospheric response to the St. Patrick day geomagnetic storm of March 17, 2015. *J. Geophysical Research - Space Physics*, 121(8), 7941-7960, doi: 2016JA022489RRR.
30. Khmyrov, G.M., Galkin, I.A., Kozlov, A.V., Reinisch, B.W., McElroy, J., Dozois, C., 2007. Exploring digisonde ionogram data with sao-x and didbase. *AIP Conference Proceedings*, 974, 175-185, doi:10.1063/1.2885027.
31. Reinisch, B.W., Galkin, I.A., 2011. Global ionospheric radio observatory (giro). *Earth Planets Space*, 63, 377-381, doi:10.5047/eps.2011.03.001.
32. Bilitza, D., McKinnell, L.A., Reinisch, B.W., Fuller-Rowell, T., 2011. The international reference ionosphere today and in the future. *Journal of Geodesy*, 85, 909-920,

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

doi:10.1007/s00190-010-0427-x.

33. Galkin, I.A., Reinisch, B.W., Huang, X., Bilitza, D., 2012. Assimilation of gyro data into a real-time iri. *Radio Sci.*, 47, doi:10.1029/2011RS004952.
34. Ma, G., Maruyama, T., 2003. Derivation of TEC and estimation of instrumental biases from GEONET in Japan. *Ann. Geophys.*, 21, 2083–2093.
35. Bradley, P.A., Dudeney, J.R., 1973. A simple model of the vertical distribution of electron concentration in the ionosphere. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 35, 2131–2146.
36. Shimazaki, T., 1955. World-wide daily variations in the height of the maximum electron density of the ionospheric *F2* layer. *J. Radio Res. Labs.*, 2, 85–97.
37. Berkey, F.T., Stonehocker, G.H., 1989. A comparison of the height of the maximum electron density of the *F2*-layer from real height analysis and estimates based on M(3000)F2. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 51, 873–877.
38. Muggleton, L.M., 1975. A method of predicting *f_{oF2}* at any time and place. *Telecommun. J.*, 42, 413–418.
39. Jamjareegulgarn, P., Supnithi, P., Watthanasangmechai, K., Yokoyama, T., Tsugawa, T., Ishii, M., Nayak, C.K., 2016. Variations of Ionospheric Slab Thickness over the Magnetic Equator of Southeast Asia. ECTI-CON 2016, 28 June – 1 July, 2016, Thailand.
40. Kersley, L., Pryse, S.E., Walker, I.K., Heaton, J.A.T., Mitchell, C.N., Williams, M.J., Willson, C.A., 1997. Imaging of electron density troughs by tomographic techniques. *Radio Sci.*, 32, 1607-1621, doi:10.1029/97RS00310.
41. Rodger, A.S., Moffett, R.J., Quegan, S., 1992. The role of ion drift in the formation of ionisation troughs in the mid- and high-latitude ionosphere - a review. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 54, 1-30, doi:10.1016/0021-9169(92)90082-V.
42. Collis, P.N., Haggstrom, I., 1988. Plasma convection and auroral precipitation processes associated with the main ionospheric trough at high latitudes. *J. Atmos. Terr. Phys.*, doi:10.1016/0021-9169(88)90024-4.
43. He, M., Liu, L., Wan, W., Zhao, B., 2011. A study on the nighttime midlatitude ionospheric trough. *J. Geophys. Res.*, 116, doi:10.1029/2010JA016252.
44. Pryse, S.E., Kersley, L., Malan, D., Bishop, G.J., 2006. Parameterization of the main ionospheric trough in the european sector. *Radio Sci.*, 41, doi:10.1029/2005RS003364.
45. Tsurutani, B.T., Verkhoglyadova, O.P., Mannucci, A.J., Saito, A., Araki, T., Yumoto, K., Tsuda, T., Abdu, M.A., Sobral, J.H.A., Gonzalez, W.D., McCreadie, H., Lakhina, G.S.,

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- Vasyliunas, V.M., 2008. Prompt penetration electric fields (PPEFs) and their ionospheric effects during the great magnetic storm of 30-31 October 2003. *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2007JA012879.
46. Horvath, I., Lovell, B.C., 2008. Formation and evolution of the ionospheric plasma density shoulder and its relationship to the superfountain effects investigated during the 6 November 2001 great storm. *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2008JA013153.
47. Lu, G., Richmond, A.D., Roble, R.G., Emery, B.A., 2001. Coexistence of ionospheric positive and negative storm phases under northern winter conditions: A case study. *J. Geophys. Res.*, 106, doi:10.1029/2001JA000003.
48. Horvath, I., Lovell, B.C., 2015. Positive and negative ionospheric storms occurring during the 15 May 2005 geomagnetic superstorm. *J. Geophys. Res.*, 120, doi:10.1002/2015JA021206.
49. Förster, M., Haaland, S.E., Doornbos, E., 2011. Thermospheric vorticity at high geomagnetic latitudes from champ data and its IMF dependence. *Ann. Geophys.*, 29, 181-186, doi:10.5194/angeo-29-181-2011.
50. Prölss, G.W., 1997. Magnetic storm associated perturbations of the upper atmosphere. *Geophys. Monogr. Ser.*, 98, 227-241, doi:10.1029/GM098p0227.
51. Greenspan, M.E., Rasmussen, C.E., Burke, W.J., Abdu, M.A., 1991. Equatorial density depletions observed at 840 km during the great magnetic storm of March 1989. *J. Geophys. Res.*, 96, 13,931-13,942, doi:10.1029/91JA01264.
52. Nayak, C.K., Yadav, V., Kakad, B., Sripathi, S., Emperumal, K., Pant, T.K., Bhattacharyya, A., Jin, S., 2014. Peculiar features of ionospheric f3 layer during prolonged solar minimum (2007-2009). *J. Geophys. Res.*, 119, 8685-8697, doi:10.1002/2014JA020135.
53. Balan, N., Thampi, S.V., Lynn, K., Otsuka, Y., Alleyne, H., Watanabe, S., Abdu, M.A., Fejer, B.G., 2008. F3 layer during penetration electric field. *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2008JA013206.
54. Horvath, I., Lovell, B.C., 2010. Large-scale traveling ionospheric disturbances impacting equatorial ionization anomaly development in the local morning hours of the Halloween superstorms on 29-30 October 2003. *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JA014922.

55. Horvath, I., Essex, E.A., 2003. Vertical $E \times B$ drift velocity variations and associated low-latitude ionospheric irregularities investigated with the topex and gps satellite data. *Ann. Geophys.*, 21(4), 1017-1030, doi:10.5194/angeo-21-1017-2003.
56. Iyemori, T., Rao, D.R.K., 1996. Decay of the Dst field of geomagnetic disturbance after substorm onset and its implication to storm-substorm relation. *Ann. Geophys.*, 14, 608-618.
57. Murphy, J.A., Heelis, R.A., 1986. Implications of the relationship between electromagnetic drift components at mid and low latitudes. *Planet. Space Sci.*, 34, 645-652.
58. Wichaipanich, N., Supnithi, P., Tsugawa, T., Maruyama, T., Nagatsuma, T. 2013. Comparison of ionosphere characteristic parameters obtained by ionosonde with IRI-2007 model over Southeast Asia. *Adv. Space Res.*, 52, 1748-1755, 2013.
59. Anderson, D.N., 1973. A theoretical study of ionospheric F region equatorial anomaly-I. *Theroy. Planet. Space Sci.*, 21, 409-419, 1973.
60. Kenpankho, P., Supnithi, P., Tsugawa, T., Maruyama, T., 2011. Variation of ionospheric slab thickness observations at Chumphon equatorial magnetic location. *Earth Planets Space*, 63, 359-364.
61. Chuo, Y.J., 2010. Comparison of ionospheric equivalent slab thickness with bottomside digisonde profile profile over Wuhan. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 72, 528-533.



ภาคผนวก ก
ผลผลิตงานวิจัย

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2016JA022489

Peculiar features of the low-latitude and midlatitude ionospheric response to the St. Patrick's Day geomagnetic storm of 17 March 2015

Chinmaya Nayak¹, L.-C. Tsai¹, S.-Y. Su¹, I. A. Galkin², Adrian Teck Keng Tan³, Ed Nofri⁴, and Punyawee Jamjareegulgarn⁵¹Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University, Taoyuan, Taiwan, ²Center for Atmospheric Research, University of Massachusetts Lowell, Lowell, Massachusetts, USA, ³DSO National Laboratories, Singapore, Singapore, ⁴National Institute of Aeronautics and Space (LAPAN), Jakarta, Indonesia, ⁵Department of Engineering, King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang, Chumphon, Thailand

Key Points:

- Simultaneous presence of positive and negative storms in American sector
- Equatorward shift and enhancement of the midlatitude density trough in the American longitude sector
- Strong hemispheric asymmetry in the negative storm phase during recovery phase

Correspondence to:

C. Nayak,
physics642@gmail.com

Citation:

Nayak, C., L.-C. Tsai, S.-Y. Su, I. A. Galkin, A. T. K. Tan, E. Nofri, and P. Jamjareegulgarn (2016), Peculiar features of the low-latitude and midlatitude ionospheric response to the St. Patrick's Day geomagnetic storm of 17 March 2015, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, doi:10.1002/2016JA022489.

Received 5 FEB 2016

Accepted 21 JUL 2016

Accepted article online 25 JUL 2016

Abstract The current study aims at investigating and identifying the ionospheric effects of the geomagnetic storm that occurred during 17–19 March 2015. Incidentally, with *SYM-H* hitting a minimum of -232 nT, this was the strongest storm of the current solar cycle 24. The study investigates how the storm has affected the equatorial, low-latitude, and midlatitude ionosphere in the American and the European sectors using available ground-based ionosonde and GPS TEC (total electron content) data. The possible effects of prompt electric field penetration is observed in both sectors during the main phase of the storm. In the American sector, the coexistence of both positive and negative ionospheric storm phases are observed at low latitudes and midlatitudes to high latitudes, respectively. The positive storm phase is mainly due to the prompt penetration electric fields. The negative storm phase in the midlatitude region is a combined effect of disturbance dynamo electric fields, the equatorward shift of the midlatitude density trough, and the equatorward compression of the plasmopause in combination with chemical compositional changes. Strong negative ionospheric storm phase is observed in both ionosonde and TEC observations during the recovery phase which also shows a strong hemispherical asymmetry. Additionally, the variation of equatorial ionization anomaly as seen through the SWARM constellation plasma measurements across different longitudes has been discussed. We, also, take a look at the performance of the IRI Real-Time Assimilative Mapping during this storm as an ionospheric space weather tool.

1. Introduction

The effect of geomagnetic disturbance on the Earth's ionosphere has been studied extensively not only for scientific interests [Prolss, 1978; Yeh *et al.*, 1991; Pavlov, 1994; Fejer and Scherliess, 1995, 1997; Sastri *et al.*, 2000; Basu *et al.*, 2001; Richards and Wilkinson, 1998; Foster and Rich, 1998; Heelis *et al.*, 2009] but also for practical purposes due to its ability to affect various branches of telecommunication and navigation [Bhattacharyya *et al.*, 2002; Jakowski *et al.*, 2005; Basu *et al.*, 2008; Astafyeva *et al.*, 2014]. The geomagnetic storm is a very complex process which starts as a sudden compression of the Earth's magnetosphere and the corresponding intensification of the ring current which is reflected in the *Dst* index. During the geomagnetic disturbance, energy and momentum input to the high-latitude upper atmosphere is suddenly increased. Due to the resultant Joule heating, it gets heated up and starts expanding, giving rise to winds, equatorward surges, traveling atmospheric disturbances, and changes in thermospheric composition [Prolss, 1978]. The storm time disturbances can affect and substantially modify the ambient ionospheric electric fields at equatorial, low, middle, and high latitudes, due to either prompt penetration of the electric field of magnetospheric origin [Nishida, 1968; Spiro *et al.*, 1988; Kikuchi *et al.*, 1978, 2008] or the disturbance dynamo (DD) [Blanc and Richmond, 1980] or a combination of both [Maruyama *et al.*, 2005; Kakad *et al.*, 2007]. In terms of ionospheric electron density, the ionospheric storms are generally divided into two categories. The storms associated with enhancement in electron density are termed as positive ionospheric storms, whereas those associated with decrease in electron density are termed as negative ionospheric storms. Whereas the negative storm phases are mainly associated with compositional changes [Proells, 1987], the positive storm phases can be caused by compositional changes [Fuller-Rowell *et al.*, 1996], by transport of ionization or electric field changes, or by thermospheric winds [Prolss *et al.*, 1991; Proells, 1993; Reddy, 1992].

Table 1. Details of Ionosonde Stations

Station Code	Station Name	Geographic Latitude (deg)	Geographic Longitude (deg)	Magnetic Dip (deg)
bldr	Boulder, USA	40.0	-105.3	66.52
bvst	Boa Vista, Brazil	2.80	-60.70	18.78
egln	Eglin, USA	30.50	-86.50	59.85
jmrc	Jicamarca, Peru	-12.00	-76.8	0.04
mlst	Milstone Hill, USA	42.6	-71.56	7.57
rame	Ramey, Puerto Rico	18.50	-67.10	44.15
athn	Athens, Greece	38.0	23.5	54.56
grst	Grahamstown, South Africa	-33.3	26.5	-64.10
hrmn	Hermanus, South Africa	-34.42	19.22	-65.76
juli	Juliushru, Germany	54.6	13.4	69.35
lous	Louisevale, South Africa	-28.5	21.2	-65.69
snvt	San Vito, Italy	40.6	17.8	57.08

The geomagnetic storm of 17 March 2015, also termed as the St. Patrick's Day storm, is special in the sense that it was the strongest geomagnetic storm observed till now during the current solar cycle 24. It must be noted that the background ionospheric conditions were much different during the extended solar minimum period of solar cycle 24 as compared to the previous solar minimum [Solomon *et al.*, 2013; Liu *et al.*, 2011, 2012]. At the same time the maximum phase of the current solar cycle does not seem as strong as the last one. Hence, it was worthy to investigate various ionospheric effects the St. Patrick's Day storm had on the Earth's ionosphere. Being the strongest geomagnetic storm of the current solar cycle, this particular event has garnered considerable interest in the scientific community. Astafyeva *et al.* [2015] reported the ionospheric effects of the storm on a global scale. Liu *et al.* [2016] has studied the storm-enhanced density during the main phase of the storm. The studies by Ram *et al.* [2015] and Ramsingh *et al.* [2015] mostly concentrated on the ionospheric effects observed near the equatorial latitudes of the Indian and nearby regions. In the present study, we have mainly focused on the ionospheric variations in the low-latitude and midlatitude regions along with the underlying physical mechanisms as seen in two different longitudinal sectors, namely, the American and the European sectors.

2. Data Used

To have a complete picture of spatiotemporal variation of the ionosphere during the geomagnetically disturbed conditions, both ground-based and in situ satellite measurements have been utilized in the study.

2.1. Ground-Based Ionograms and GPS TEC

Since we are looking to investigate the global ionospheric response, we have selected a latitudinal chain of ionosonde (digisonde) stations each, across two different longitudinal sectors to have a better picture of both latitudinal and longitudinal pictures. The coordinates of the ionosonde stations have been listed in tabular form and shown in Table 1. The digisonde data have been downloaded and analyzed using the SAO Explorer which can be obtained from <http://ulcar.uml.edu/SAO-X/SAO-X.html>. SAO stands for standard archival output, the abbreviation used for the ionogram-derived data. Further details about the SAO Explorer can be obtained from Khmyrov *et al.* [2007].

We have also used the ground-based GPS (Global Positioning System) total electron content (TEC) data obtained from the SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center) data browser which can be reached at <http://sopac.ucsd.edu/dataBrowser.shtml>. The names and coordinates of the ground GPS TEC stations have been tabulated and shown in Table 2. Figure 1 shows the exact locations of the ionosonde stations (marked by black squares) and the IGS (International GNSS (Global Navigation Satellite Systems) Service) GPS stations (marked by red circles) employed for this study.

2.2. SWARM

SWARM is a recent mission of the European Space Agency (ESA) which was launched with the aim of studying the dynamics of the Earth's magnetic field and its interactions with the Earth system. It consists of a constellation of three satellites (A, Alpha; B, Bravo; and C, Charlie). Satellites A and C fly at an altitude of 460 km with

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์ของประเทศไทย การนำเอกสารนี้ไปเผยแพร่โดยไม่ได้รับอนุญาตถือว่าผิดกฎหมาย
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Table 2. Details of GPS Stations

IGS Code	Station Name	Geographic Latitude (deg)	Geographic Longitude (deg)	Magnetic Dip (deg)
adis	Adis Ababa, Ethiopia	9.03	38.76	2.27
ankr	Ankara, Turkey	39.88	32.75	57.67
antc	Los Angeles, Chile	-37.33	-71.53	-37.97
arev	Arequipa, Peru	-16.46	-71.49	-8.92
bogt	Bogota, Colombia	4.64	-74.08	28.54
bshn	Haifa, Israel	32.77	35.02	49.08
cags	Gatineau, Canada	45.58	-75.80	70.73
cord	Cordoba, Argentina	-31.52	-64.47	-33.39
crao	Simeiz, Ukraine	44.41	33.99	62.34
cro1	Christiansted, USA	17.75	-64.58	42.19
dear	De Aar, South Africa	-30.66	23.99	-65.04
falk	Port Stanley, Falkland/Malvinas Islands	-51.69	-57.87	-49.82
glsv	Kiev, Ukraine	50.36	30.49	67.14
hnpt	Cambridge, USA	38.58	-76.13	65.46
kuuj	Kuujuarapik, Canada	55.27	-77.74	77.51
mbar	Mbarara, Uganda	-0.60	30.73	-24.68
mfkg	Mafikeng, South Africa	-25.80	25.53	-63.7
mgue	Malargue, Argentina	-35.77	-69.39	-36.65
mikl	Mykolaiv, Ukraine	46.97	31.97	64.48
nico	Nicosia, Cyprus	35.14	33.39	52.07
nurk	Kigali, Rwanda	-1.94	30.08	-28.05
ohi3	O,Higgins, Antarctica	-63.32	-57.90	-56.28
parc	Punta Arenas, Chile	-53.13	-70.87	-49.74
ramo	Mitze Ramon, Israel	30.59	34.76	45.86
rbay	Richardsbay, South Africa	-28.79	32.07	-62.47
riop	Riobamba, Ecuador	-1.65	-78.65	19.01
sch2	Schefferville, Canada	54.83	-66.83	75.36
sutm	Sutherland, South Africa	-32.38	20.81	-65.77
svtl	Svetloe, Russian Federation	60.53	29.78	73.85
tdou	Thohoyandou, South Africa	-23.07	30.38	-60.65
unsa	Salta, Argentina	-24.72	-65.40	-24.48
vald	Val DOR, Canada	48.09	-77.56	72.8

a $1-2^\circ$ of separation in longitude. Satellite B flies at an approximate altitude of 540 km. Although the main aim of the SWARM mission is to provide magnetic field data, it also gives the in situ measurements of the electron density (N_e) obtained from the Langmuir Probe on board the individual SWARM satellites. In this study, we have used this in situ electron density (N_e) data to investigate the structure of the equatorial ionization anomaly (EIA). Since all the satellites fly close by, and the data from the other two satellites also show similar results, we confined our attention to data from SWARM A only. Also, we have considered only the postsunset crossings of SWARM A which has an equatorial crossing of approximately 20 LT. Since the orbital inclination of the satellite is 87.5° , the local time remains almost the same across most of the latitudes in each crossing.

2.3. International Reference Ionosphere Real-Time Assimilative Mapping Global Maps

To have a global overview of the ionospheric conditions during the storm time, we have used the global f_oF_2 maps produced by the International Reference Ionosphere (IRI) Real-Time Assimilative Mapping (IRTAM) model. The IRTAM is capable of producing near-real-time global maps of f_oF_2 and h_mF_2 using measured data from around 70 ionosonde stations of the Global Ionosphere Radio Observatory (GIRO) [Reinisch and Galkin, 2011], usually at a 15 min resolution. The IRTAM uses the International Reference Ionosphere (IRI) electron density model [Bilitza et al., 2011] as the background model. The IRI model uses the so-called CCIR (Comite Consultatif International des Radiocommunications) or URSI (International Union of Radio Science) coefficients

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่...
 ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

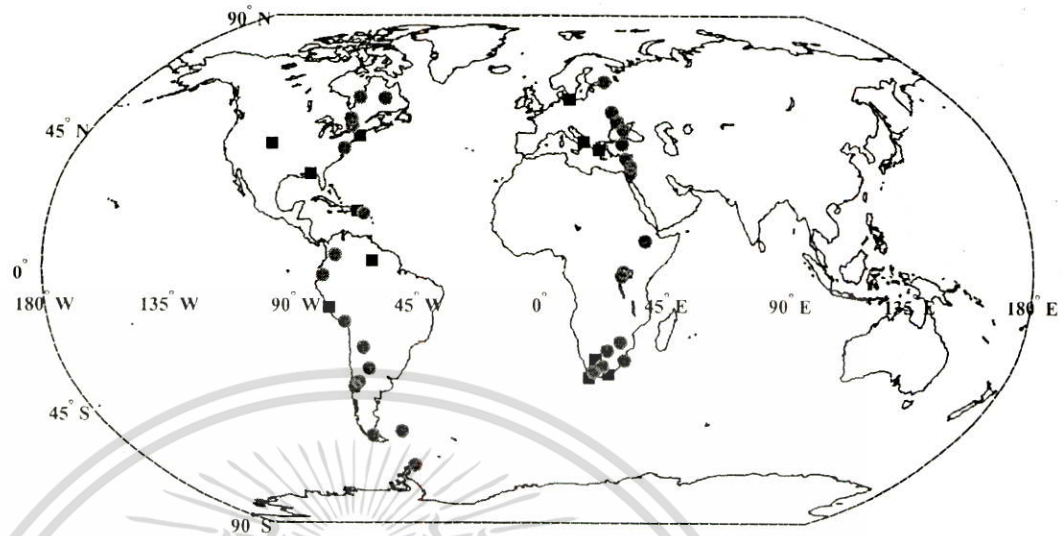


Figure 1. Locations of ionosonde and GPS TEC stations. The black squares represent the ionosonde stations, whereas the red circles represent the IGS GPS TEC stations.

for the specification of the median f_oF_2 and h_mF_2 maps. IRTAM assimilates the measured GIRO data in IRI by adjusting the CCIR coefficients on the fly. Further details about the IRTAM can be obtained from *Galkin et al.* [2012].

2.4. TIMED-GUVI Global O/N₂ Ratio Maps

To have a rough idea of the varying thermospheric neutral density, we have utilized the thermospheric O/N₂ global maps obtained from Global Ultraviolet Imager (GUVI) instrument on board TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics) spacecraft. It gives the thermospheric column number density ratio of O and N₂ referenced at N₂ column number density level of 10^{17} cm⁻². The procedure to produce the global O/N₂ maps can be found at http://guvi.jhuapl.edu/site/data/documents/on2_info.html. The global maps themselves can be obtained from <http://guvi.jhuapl.edu/site/gallery/guvi-gallery13on2.shtml>.

3. The Storm

On 15 March 2015, a magnetic filament eruption from sunspot no 2297 led to a partial halo coronal mass ejection (CME) with an Earth-directed component. A few hours later, the Earth's magnetosphere was hit by the CME at around 04:30 UT and a series of events led to the evolution of the strongest geomagnetic storm of solar cycle 24. The solar wind plasma and magnetic parameters at Earth's bow shock nose have been shown in Figure 2. These data have been obtained from NASA's Space Physics Data Facility's OMNIweb data explorer (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov>) which combines the measurements from WIND and ACE spacecrafts to provide us the time series data. The advent of the CME can be seen as a sudden increase in solar wind pressure (Figure 2a), flow speed (Figure 2b), and the interplanetary magnetic field (IMF) (Figure 2c) at around 04:45 UT. In turn, the z component of the interplanetary magnetic field (IMF B_z) (Figure 2d) becomes strongly northward and the symmetrical ring current index *SYM-H* (Figure 2f) is suddenly enhanced representing the sudden storm commencement. The corresponding variations in the interplanetary electric field is shown in Figure 2e. Subsequently, the IMF B_z turns southward at 06:00 UT. Although the IMF B_z recovers for some hours initially, it turns southward again approximately for the next 12 h before recovering. During this period the *SYM-H* drops to a minimum of -233 nT at 22:45 UT, signifying the strongest storm of this solar cycle, in terms of magnitude. For our convenience, let us divide the storm into two parts. The first part may be considered from 04:45 UT to 12:00 UT on 17 March 2015, during which the IMF B_z turns southward for the first time and *SYM-H* reaches a minimum of around 110 nT before registering a slight recovery with northward turning IMF B_z . The second part may be considered as the rest of the storm after 12:00 UT during which IMF B_z turns and stays southward for approximately 12 h and *SYM-H* reaches the minimum of -232 nT before starting the recovery phase. As shown in Figure 2, the time of sudden commencement is marked by the vertical red dotted line (4.65 UT, 17 March 2015), whereas the time of first minimum in *SYM-H* is marked with the vertical green dotted lines

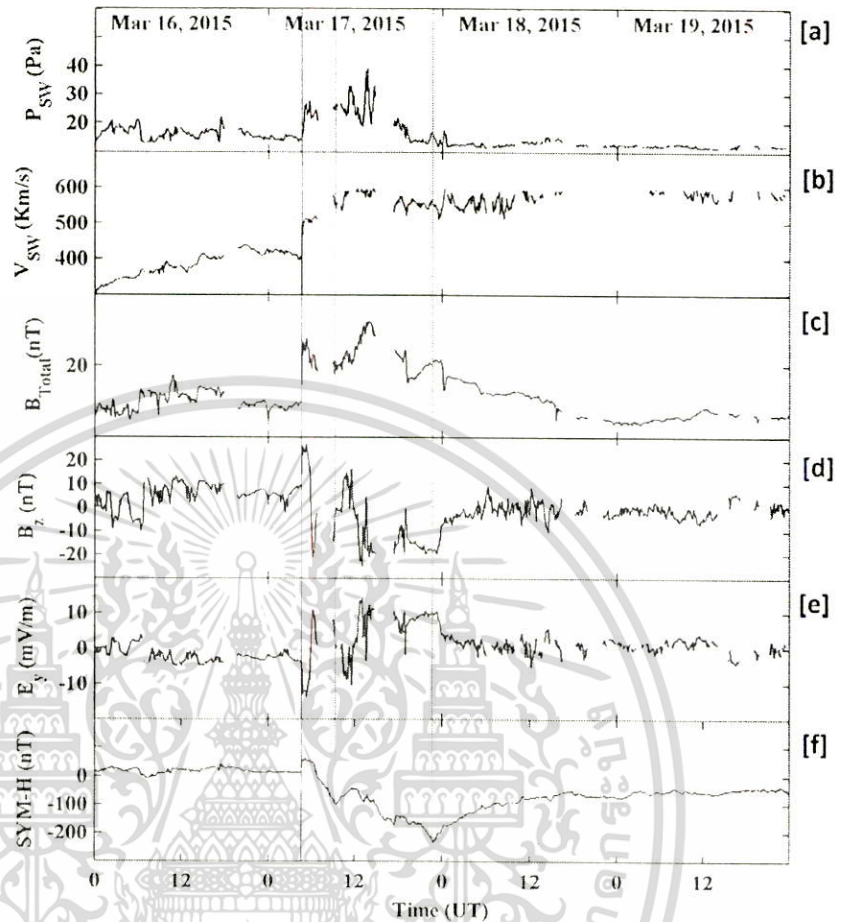


Figure 2. Geomagnetic conditions during 16–19 March 2015. The red vertical line represents the time of sudden storm commencement. The green line represents the time when $SYM-H$ reached a first minimum before registering a slight recovery. The magenta line represents the time when $SYM-H$ reached its actual minimum of -232 nT which signifies the maximum phase of the storm. The same notations are used in other figures as well, throughout the paper.

(9.4 UT, 17 March 2015). The time of actual minimum (-232 nT at 22:45 UT) is marked with vertical magenta dotted lines (22.7 UT, 17 March 2015).

As per the current understanding, when the IMF B_z turns southward, due to enhanced convection electric field, eastward prompt penetration electric fields (PPEF) are observed in the dayside ionosphere and corresponding westward PPEF are observed in the nightside ionosphere [Nishida, 1968; Kikuchi *et al.*, 1996, 2000]. It should be noted that in this case (southward turning of IMF), the PPEF are in the directions the same as that of the global dawn-dusk equatorial zonal electric field. However, during sudden northward turning of IMF B_z , the PPEFs that penetrate to equatorial and low-latitude ionosphere are generally in the directions opposite to those of the dawn-dusk zonal electric fields [Kelley *et al.*, 2003]. In simple words, PPEFs during southward turning of IMF B_z can strengthen the existing ionospheric zonal electric fields, whereas during northward turning of IMF B_z , the PPEFs can weaken the existing zonal electric fields. So in our case, most of the PPEF effects are expected to be observed around a few hours on both sides of the green vertical line during which most of the IMF B_z turning takes place.

4. Results and Discussion

Figure 3 represents the ionospheric variability as seen through ionograms, during 17–19 March 2015 in the American sector. Figures 3a–3f represent the variations in critical frequency (f_oF_2) of the ionospheric F_2 layer, whereas Figures 3g–3l represent the variations in the height of the maximum electron density (h_mF_2). The black curve represents the mean quiet day pattern with the error bars represented in green. The mean quiet day patterns are calculated using the data for the five quietest days of the month (5, 9, 10, 14, and 15 March).

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับใช้เฉพาะการศึกษาค้นคว้าเท่านั้น ไม่ควรนำออกเผยแพร่โดยไม่ได้รับอนุญาต

ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

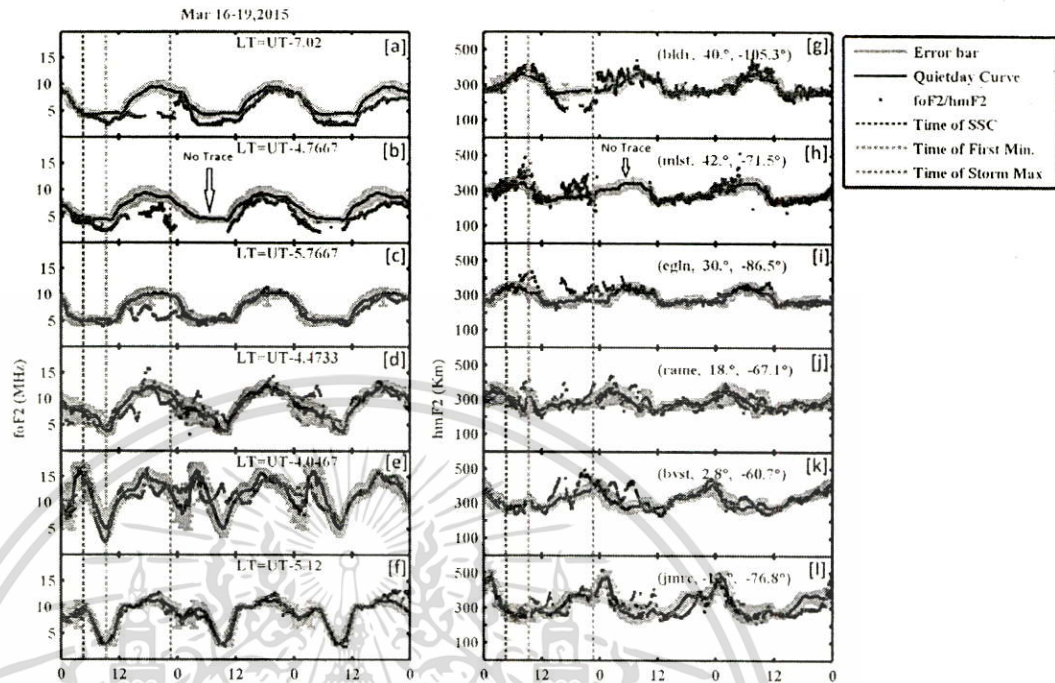


Figure 3. Variations of ionospheric parameters in the American sector. (a–f) The variations in f_oF_2 and (g–l) the variations in h_mF_2 . The black solid lines with green error bars represent the quiet time pattern. The red dots represent the storm time parameter (f_oF_2 for Figures 3a–3f and h_mF_2 for Figures 3g–3l).

The red curves represent the ionospheric parameters during 17–19 March 2015. For Figures 3a–3f, the red curves represent the variations in f_oF_2 . Similarly, in Figures 3g–3l, the variations of h_mF_2 are shown in red. Similar notations are used in Figure 4 for the European sector.

It should be noted that out of the six stations mentioned in Figure 3, Jicamarca is an equatorial (geomagnetic) station, whereas others are low-latitude and midlatitude stations located in the Northern Hemisphere. Unfortunately, we could not find data from a station in the Southern Hemisphere. For the European sector, out of six stations, three are midlatitude stations from the Northern Hemisphere, whereas the other three are midlatitude stations in the Southern Hemisphere. No equatorial ionosonde station's data were available in the European sector.

Looking at the h_mF_2 variations in the American sector (Figures 3g–3l), it can be seen that there is no noticeable effect at the time of sudden commencement. The first significant effect can be seen around the green dotted line which represents the first minimum of the *SYM-H*. It is easy to notice that there is an enhancement in h_mF_2 at all stations. The enhancement seems smaller at the equatorial station Jicamarca but relatively higher at the other stations except Boulder station. The same enhancement in h_mF_2 can also be seen in the European sector (Figures 4g–4l). Though this enhancement is not very clear in the Southern Hemisphere, it can be seen in the northern one. This can be attributed to the prompt penetration electric fields associated with the fluctuating IMF B_z at that time. Although it is possible that the disturbance dynamo electric fields (DDEF) might have been set up by this time in the higher latitudes, it may not have reached the equatorial and low-latitude stations by this time. Also, the enhancement in h_mF_2 is seen across all stations for small duration (1–2 h). In case of DD electric fields, the effects could have been for longer durations. So we may attribute this to prompt penetration electric fields (PPEFs). In terms of f_oF_2 , it shows a very small decrease in f_oF_2 across all stations in the American sector. On the other hand, the European sector shows slight increase in f_oF_2 for all stations at around 12 UT, just after the green vertical line.

4.1. Probable Presence of Simultaneous Positive and Negative Ionospheric Storm Phases?

Shortly after this point, around 12:00 UT, the IMF B_z starts turning southward and stays southward for approximately 12 h and *SYM-H* dips further reaching a minimum of 232 nT at around 22:45 UT (represented by the vertical magenta line). During this interval of time, a lot of changes take place across all stations in both sectors. In the American sector, except for Boulder and Milstone Hill, all other stations show an increase in h_mF_2

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์และเผยแพร่โดยทางวารสารวิชาการของ AGU. ไม่สามารถนำเอกสารนี้ไปใช้โดยไม่ขออนุญาตจาก AGU.

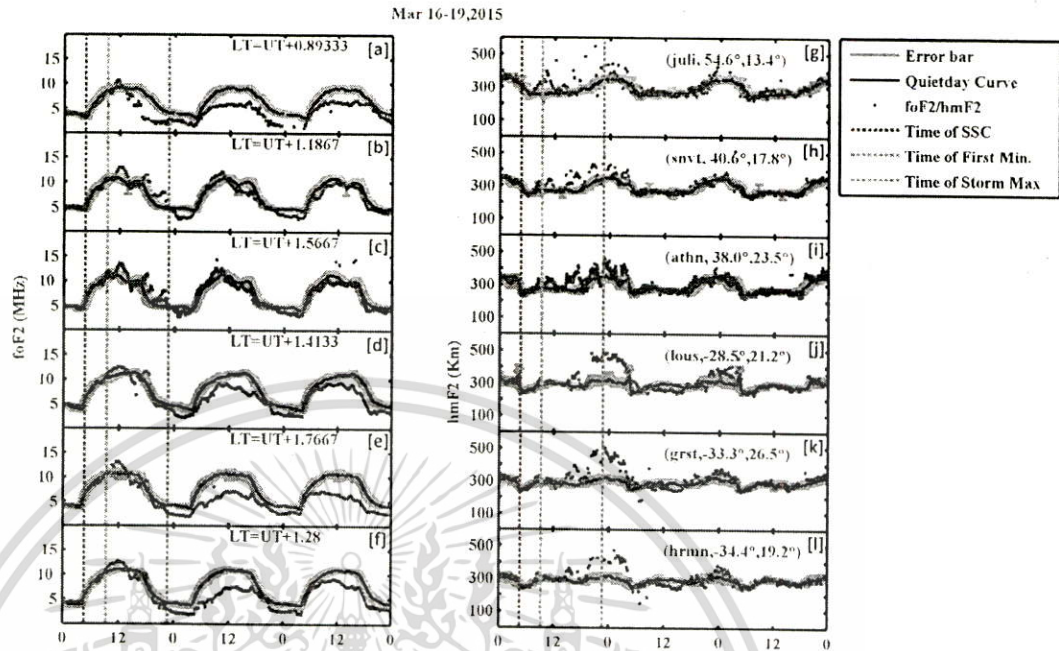


Figure 4. Variations of ionospheric parameters in the European Sector. (a–f) The variations in f_oF_2 and (g–l) the variations in h_mF_2 . The black solid lines with green error bars represent the quiet time pattern. The red dots represent the storm time parameter (f_oF_2 for Figures 4a–4f and h_mF_2 for Figures 4g–4l).

followed by a decrease. More or less, the increased h_mF_2 shows an oscillating behavior at these stations. In case of Boulder (Figure 3g), we can see a clear and significant decrease in h_mF_2 indicating a downward moving ionosphere. In terms of f_oF_2 , Boulder (Figure 3a), Millstone Hill (Figure 3b), and Eglin (Figure 3c) all show strong depletion in f_oF_2 , whereas other stations do not show such strong decrease in f_oF_2 . This may be an indication of development of the ionospheric disturbance dynamo. The decrease in h_mF_2 and f_oF_2 at Boulder starts around 12 UT. Since nearly 6 h have already passed from the storm onset, there is a fair possibility that the processes related to the ionospheric disturbance dynamo have already started, which are reflected in both h_mF_2 and f_oF_2 at Boulder. As we observe a downward drift of the ionosphere, in this case, the presence of a westward electric field, created due to the disturbance dynamo, cannot be neglected. However, it must be considered that the geomagnetic field lines are highly inclined at the location of Boulder. So the corresponding $E \times B$ drift alone may not have a vertical component strong enough to create such a strong downward drift of the ionosphere. So the westward electric field cannot be the sole driver for such a drastic change in both f_oF_2 and h_mF_2 . We believe that another important factor in this case must be the changing thermospheric winds associated with the disturbance dynamo which contributes toward a faster recombination at those altitudes leading to the sharp decrease in f_oF_2 (electron density) and corresponding drop in h_mF_2 . The disturbance dynamo effects are also seen at Eglin, although the effects are slightly less compared to those at Boulder and Millstone Hill. The rest of the stations do not show any such effects. This duration of time (between the green and the magenta vertical lines) is the period when we can see distinct effects of disturbance dynamo and prompt penetration electric fields at different latitudes. The disturbance dynamo effects have possibly reached up to the latitude of Eglin (30.5°N), whereas other stations (Ramey, Boa Vista, and Jicamarca) are yet to be touched by it and still under the effects of prompt penetration electric fields. However, as time progresses, the disturbance dynamo will gradually propagate and reach the equatorial and low-latitude stations.

If we look at the European sector (Figure 4), it is actually difficult to separate any PPEF and disturbance dynamo effects. Overall, all the stations in both hemispheres show an increase in h_mF_2 values (Figures 4g–4l). The biggest increase in h_mF_2 is recorded around the time when the *SYM-H* is at its minimum (represented by the vertical magenta line). The increase in h_mF_2 starts around 18:30 UT on 17 March 2015, and it stays well above the quiet day curve (represented by the black curve with green error bars) till 04:30 UT of the next day, i.e., 18 March 2015. So for almost 10 h, the ionosphere in the European sector is observed to be well above its normal range of altitude. For most part of this period, the IMF B_z is southward before turning northward eventually at around 00:00 UT of 18 March 2015. A closer look suggests that the effect is more prominent in the Southern

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่... ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Hemisphere as compared to the northern one. If we look at the variation of f_oF_2 , it can be seen that f_oF_2 decreases significantly at all the stations where we see the increase in h_mF_2 . This depletion in plasma density may be caused by the advection of the nighttime plasma toward west as suggested by *Vlasov et al.* [2003]. During the process of advection, the nighttime plasma is dumped in the westward dayside sector causing the flux tubes in the nighttime sector to be emptied. So after the initial increase in f_oF_2 around 12 LT of 17 March 2015, the f_oF_2 gradually starts decreasing and becomes lower than its quiet day values for all stations as shown in Figures 4a–4f showing a negative ionospheric storm.

After 00UT on 18 March 2015, the IMF B_z gradually attains its quiet time values around 0 nT without much strong variations. So we do not expect much prompt penetration electric fields after this duration. Whatever effects of the prompt penetration electric fields may remain, they are supposed to die down in a couple of hours. So after 04:00 UT on 18 March 2015, the ionospheric dynamics is expected to be controlled by the disturbance dynamo. However, the period before this is a period where it is difficult to differentiate between the effects of prompt penetration and disturbance dynamo electric fields. At the same time, the PPEFs are generally short lived and incapable of acting for 10 h. So the almost 10 h rise in h_mF_2 may be due to the action of either a combined disturbance dynamo and prompt penetration (DDEF+PPEF) or only DDEF. However, it is impossible to reach a conclusion with the current observations.

A similar picture can also be inferred from Figure 5. Figure 5 shows the plot of ΔTEC (difference of storm time TEC – quiet time TEC) during 17–19 March 2015, for various stations in both sectors. The details of the stations have been shown in Table 2. Figure 5 (rows 1–16) represents ΔTEC in the American sector, whereas Figure 5 (rows 17–32) represents the stations in the European sector.

Coming back to 17 March 2015, for the American sector, at around 18:30 UT, a clear enhancement can be seen in TEC which is seen across all stations below 20°N latitude (Figure 5, rows 6–16). However, the stations above 38°N (Figure 5, rows 1–5) show a decrease in TEC values at the same time. This again proves the simultaneous presence of positive and negative ionospheric storm phases in the American sector, in different latitudes of the midlatitude regions. One possible reason for this may be that the changing thermospheric winds and the associated disturbance dynamo electric field (westward in this case) has reached up to 40°N by this time in the American sector. At the same time, below 40°N , the prompt penetration electric field is still active. That is why we are able to see the coexistent positive and negative storm phases in the American sector. The probable simultaneous presence of the two storm phases can be seen up to 02:00 UT of 18 March 2015. The European sector, however, does not show any such coexistent storm phases. The disturbance dynamo-related effects are still above 60°N , which is why we do not see a negative storm phase as yet in the European midlatitude sector. However, in addition to the disturbance dynamo, other contributions toward the presence of a negative ionospheric storm phase in the American sector may come from the equatorward movement of the midlatitude density trough and the equatorward compression of the plasmapause, which are discussed in the following section.

4.2. Midlatitude Density Trough and the Midlatitude Shoulder

The ionospheric midlatitude trough is a phenomenon observed near the equatorward edge of the auroral oval characterized by strong density depletions, generally extended from the post afternoon to dawn sector [*Kersley et al.*, 1997]. In general, it has three structures associated with it: an equatorward edge, a trough minimum, and a poleward edge [*Rodger et al.*, 1992]. The phenomenon is believed to be caused by the opposite nature of the horizontal plasma drift in the equatorward and the poleward portions of the ionosphere. In the equatorward portion of the dark region, the plasma drifts eastward, whereas in the poleward portion, the plasma drifts westward. This results in a narrow band of latitude where there is a strong depletion in plasma density leading to the formation of the midlatitude density trough [*Knudsen*, 1974; *Spiro et al.*, 1978; *Collis and Haggstrom*, 1988]. The position of the trough varies from longitude to longitude depending upon the alignment of the geomagnetic equator or, more importantly, the offset between the geographic and the geomagnetic equator. For example, using the Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate (COSMIC) electron density profiles, *He et al.* [2011] has shown that in the European sector, the trough can be observed above 60° of geographic latitude in both hemispheres during March equinox. However, in the American sector, the trough can be formed around slightly lower latitudes (50° – 60°), in the Northern Hemisphere, during geomagnetically quiet conditions, during the same period. This shift is caused by the strong southward offset between the magnetic and geographic equators. However, the midlatitude trough is known to move equatorward during increased geomagnetic activity [*Spiro et al.*, 1978; *Pryse et al.*, 2006].

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์ของสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและบรรยากาศ

ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

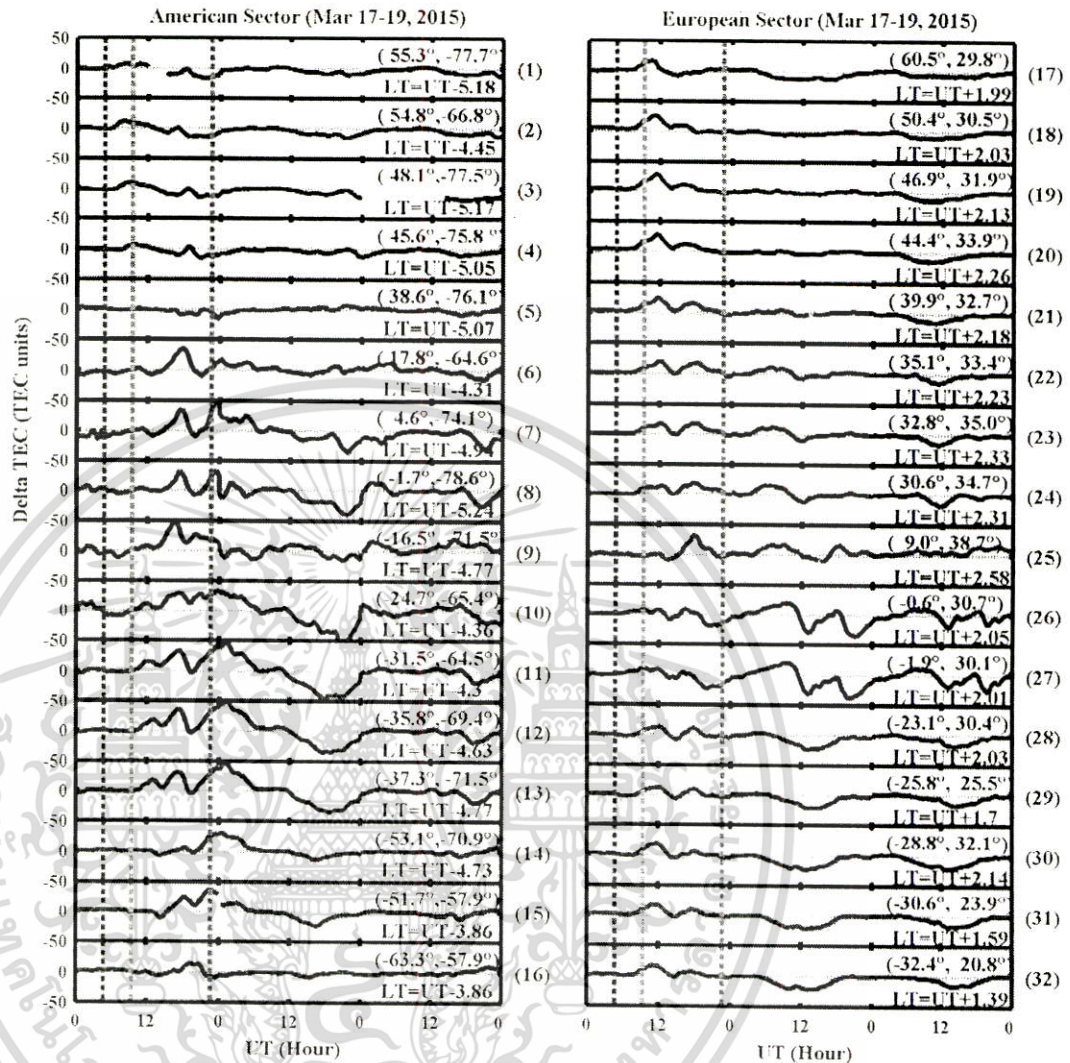


Figure 5. Variations of Δ TEC (storm time TEC – quiet time TEC). (rows 1–16) The variations of Δ TEC in the American sector and (rows 17–32) the variations in the European sector. The latitude and longitude of each station is mentioned in the top right corner, and the local time (LT) represented as a function of universal time (UT) is mentioned in the bottom right corner of each panel.

To prove the point further, let us have a look at Figure 6 which shows the in situ electron density measurement by SWARM A satellite at around 450 km. Here we consider two consecutive postsunset SWARM A passes above the American sector to verify the simultaneous presence of positive and negative storm phases. In the figure, the plots in blue, red, and green represent the SWARM A passes on 16–18 March, respectively. All these passes are in the postsunset sector, and the local time of each pass in the concerned longitude is close to 20 h LT. Figures 6a and 6d show the in situ electron density as a function of geographic latitude, Figures 6b and 6e represent the latitudinal-longitudinal extent of each pass, and Figures 6c and 6f plot the in situ electron densities of each pass as a function of universal time (UT). On the left-hand side (Figures 6a–6c), shown in red is a SWARM pass from 23:00 to 23:40 UT on 17 March 2015 which passes through -60° longitude. The 16 March pass shown in blue passing through a nearby longitude can be considered as a quiet time pattern in this case. First of all, the increase in peak electron density in the crest regions as well as the huge enhancement in the latitudinal extent of the equatorial ionization anomaly can be noticed on 17 March. This proves the presence of an eastward prompt penetration electric field (PPEF) leading up to the formation of this stronger anomaly which is also sometimes termed as the superfountain effect [Tsurutani *et al.*, 2008].

The second important thing to note is the sharp drop in electron density at latitudes of 40° N in the Northern Hemisphere and at around -60° in the Southern Hemisphere, accompanied by a v-shaped depletion just

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่...
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่...
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่...

ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

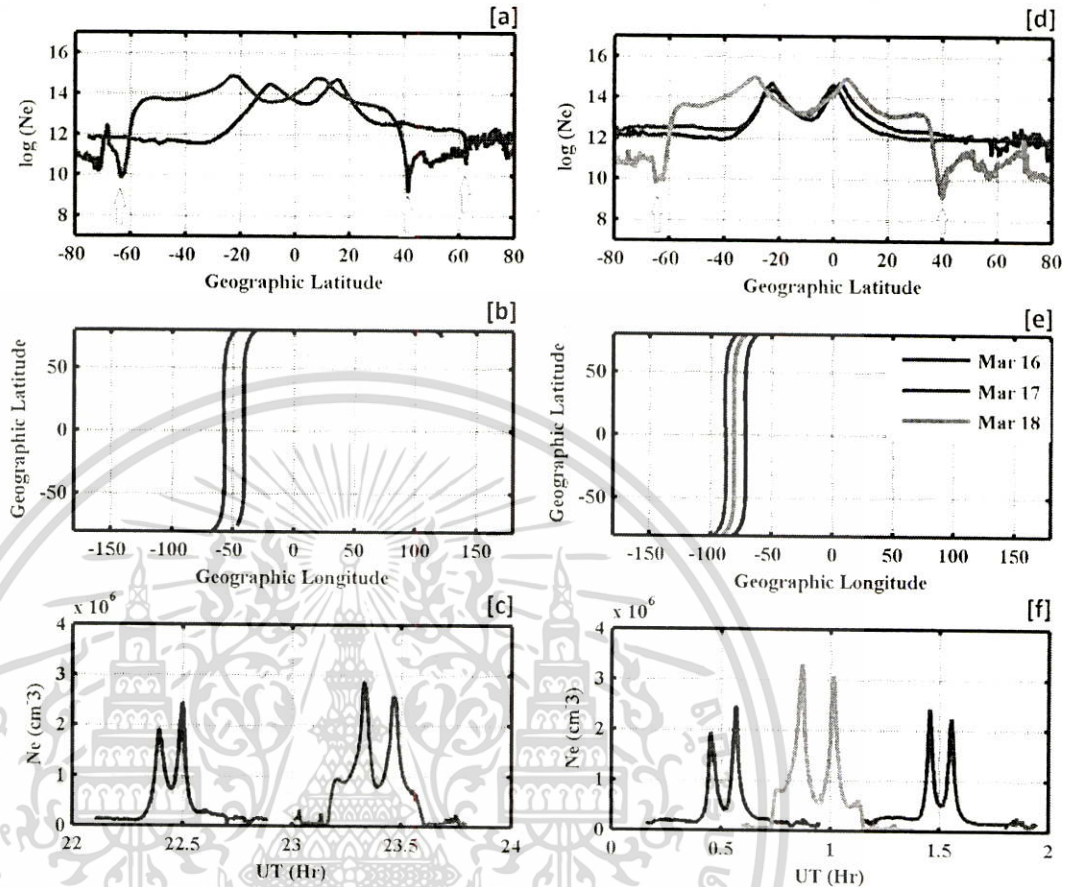


Figure 6. SWARM A passes over the American sector showing strong equatorward shift of the midlatitude density trough (marked by the arrows) in the Northern Hemisphere in the American sector. The trough minimum is observed reaching up to 40°N during the disturbed period. The quiet time passes do not show such equatorward shift.

poleward to it. This sharp drop in density at 40°N , also known as the “midlatitude shoulder,” is the signature of the plasmopause. The “shoulder” is generally formed when the midlatitude/high-latitude plasma density is eroded due to the compression of the plasmopause under the action of the magnetospheric convection electric fields [Tsurutani et al., 2004; Horvath and Lovell, 2008]. The v-shaped depletion immediately poleward of the shoulder represents the midlatitude density trough. In this case, the midlatitude density trough has moved equatorward till 40°N in the Northern Hemisphere under the geomagnetically disturbed conditions.

The next consecutive SWARM A pass from around 00:35 to 01:25 UT on 18 March 2015 is shown on the right-hand side (Figures 6d–6f). In this case the green curve represents the disturbed time pass about -80° longitude. The blue pass for 16 March represents the quiet time pattern as usual. At the same time, the red curve for 17 March also represents a quiet time pattern in this case as the time of the satellite pass (01:05–01:50 UT) is well before the onset of the geomagnetic storm. In agreement with Figure 6a, Figure 6d also shows a strong latitudinal enhancement of the EIA as shown in the green curve which overshadows the EIAs for the blue and red curves. Sharp depletions in densities are observed at around latitudes of 40° and -60° .

The same depletions are observed in ground-based ionograms as shown in Figures 3a and 3b for Boulder and Millstone Hill, respectively. In fact, in case of Millstone Hill (42.6°N), a complete fade-out in the ionograms is observed from 00:00 to 11:00 UT of 18 March 2015, when no reflected echoes were received. Such a fade-out can occur mainly due to two reasons: (i) decrease in *F* region electron density beyond the minimum capability of the diagnosed and (ii) *D* region absorption of the incident radio waves due to strong particle precipitation in the lower atmosphere. In our case, both may be the reasons. As shown in Figure 6, the ionospheric electron density was well below its normal values. At the same time, the severe depletion at 40°N can be inferred as an evidence of the equatorward movement of the midlatitude trough and an indirect evidence of the

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์โดย American Geophysical Union. การนำเอกสารนี้ไปใช้โดยไม่ได้รับอนุญาตถือว่าผิดกฎหมาย

ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

of positive and negative ionospheric storm phases. While investigating the 10 January 1997 geomagnetic storm, the authors observed a coexistence of both positive and negative storm phases in the Northern (winter) Hemisphere. The presence of both opposite phases were attributed to complex dynamical and chemical interactions between the charged particle and the neutral atmosphere during geomagnetic disturbances. However, in this case, the asymmetric meridional wind from summer to winter hemispheres is also considered to be a major driver. Keeping that in mind, the presence of both positive and negative storm phases during equinox is difficult to explain. Also, although the contribution of dynamically changing neutral atmosphere during a magnetically disturbed period is agreed upon, the contribution of the geomagnetic field structure in the American sector should also be looked into since the coexistent positive and negative storm phases are generally observed in this particular sector [Horvath and Lovell, 2015].

4.3. Negative Ionospheric Storm Phase During the Recovery Phase of the Storm

After 04 UT on 18 March, the IMF B_z almost recovers to its normal state (values near 0 nT) with relatively smaller fluctuations. After this period of time, the possibility of prompt penetration of electric field gradually decreases. At the same time, the disturbance dynamo electric fields start to take over the dynamics of the equatorial, low-latitude, and midlatitude ionosphere. The American sector (Figure 3) does not show much variation from its quiet time pattern. The European sector gets affected strongly. The $h_m F_2$ shows small increase from its normal quiet day pattern (Figures 4g–4l). On the contrary, the $f_o F_2$ (Figures 4a–4f) continues to be on the lower side as compared to its normal quiet time pattern which signifies a negative ionospheric storm which continues for 18 and 19 March as well. So for almost 48 h, the European sector ionosphere undergoes a negative ionospheric storm during the recovery phase of the geomagnetic storm, the effects being much more prominent on the Southern Hemisphere as compared to the northern one. In fact, for Athens station the decrease in $f_o F_2$ seems very negligible. It can be seen that for 18 and 19 March 2015, the stations in the Southern Hemisphere show a clear decrease in TEC in both sectors representing the negative ionospheric storm. For stations in the Northern Hemisphere, though there is decrease in TEC, it is not that noticeable as compared to that in the Southern Hemisphere.

The presence of such an asymmetry in hemispherical behavior is difficult to explain considering the fact that this storm (17–19 March) occurred during the equinox. In simple words, the hemispherical asymmetry is generally created due to the asymmetry in the thermospheric wind patterns in the two hemispheres. The winds become strongly asymmetric during solstices (summer/winter). On the other hand, during equinoxes, the winds become relatively less asymmetric. However, it would be wrong to say that the winds become exactly symmetric during equinoxes. Generally, during geomagnetic disturbances, the modified wind pattern gets superimposed on the background wind pattern which is generally from summer hemisphere to winter hemisphere [Prölss, 1995; Fuller-Rowell et al., 1996; Goncharenko et al., 2007].

To have a better idea of the thermospheric neutral density, we looked at the global daily maps of the thermospheric O/N₂ ratio produced using the Global Ultraviolet Imager (GUVI) instrument on board TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics) spacecraft. Figures 8a–8e represent the global O/N₂ ratio for 15–19 March 2015, respectively. The white oval patches in Figures 8a–8e represent the South Atlantic Anomaly region. In this region, the signal from atmospheric emission is contaminated due to enhanced radiation from particles from the Earth's radiation belt. So the data from that region is removed, which is represented by the white oval patch. As seen from Figure 8c, the O/N₂ ratio shows a sharp decrease in the American sector as compared to that on the quiet days of 15–16 March 2015 (Figures 8a and 8b). This decrease in O/N₂ ratio on 17 March also confirms the negative storm phase in the American sector as seen in $f_o F_2$ (Figure 3), GPS TEC (Figure 5), and the SWARM passes over the American sector (Figure 6). On 18 March (Figure 8d), the decrease in O/N₂ ratio seems to have reached regions more equatorward, particularly in the Southern Hemisphere as compared to the Northern Hemisphere. This may explain the strong negative storm phases observed in the Southern Hemisphere in both the American and European sectors, as seen in Figure 5. On 19 March, the O/N₂ ratio seems to slightly recover toward its normal quiet time values, although it still shows reduced values in the European sector. This explains the still existing negative storm phases on 19 March as seen in Figure 5.

In a recent study, Astafyeva et al. [2015] has also reported the strong negative ionospheric storm phase and the hemispherical asymmetry during the recovery phase of the 17–19 March 2015 storm. The authors have also tried to explain the hemispherical asymmetry in terms of the asymmetry in the Earth's geomagnetic field and the orientation of IMF B_z . It must be considered that IMF B_z plays a role in creating asymmetry during the

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่... ไม่ควรกรณิใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

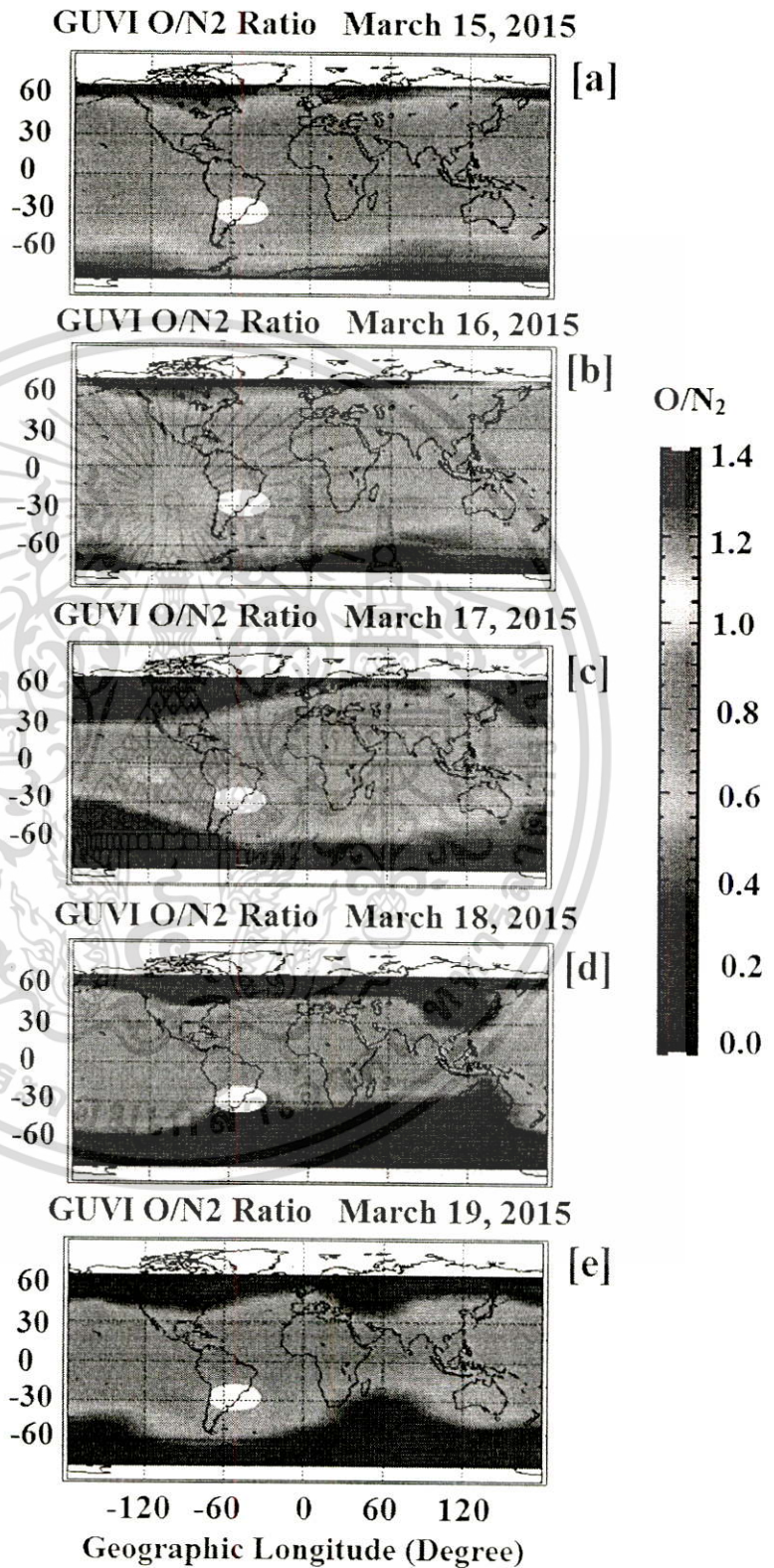


Figure 8. Thermospheric O/N₂ global maps produced from TIMED-GUVI for (a–e) 15–19 March 2015.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า

ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

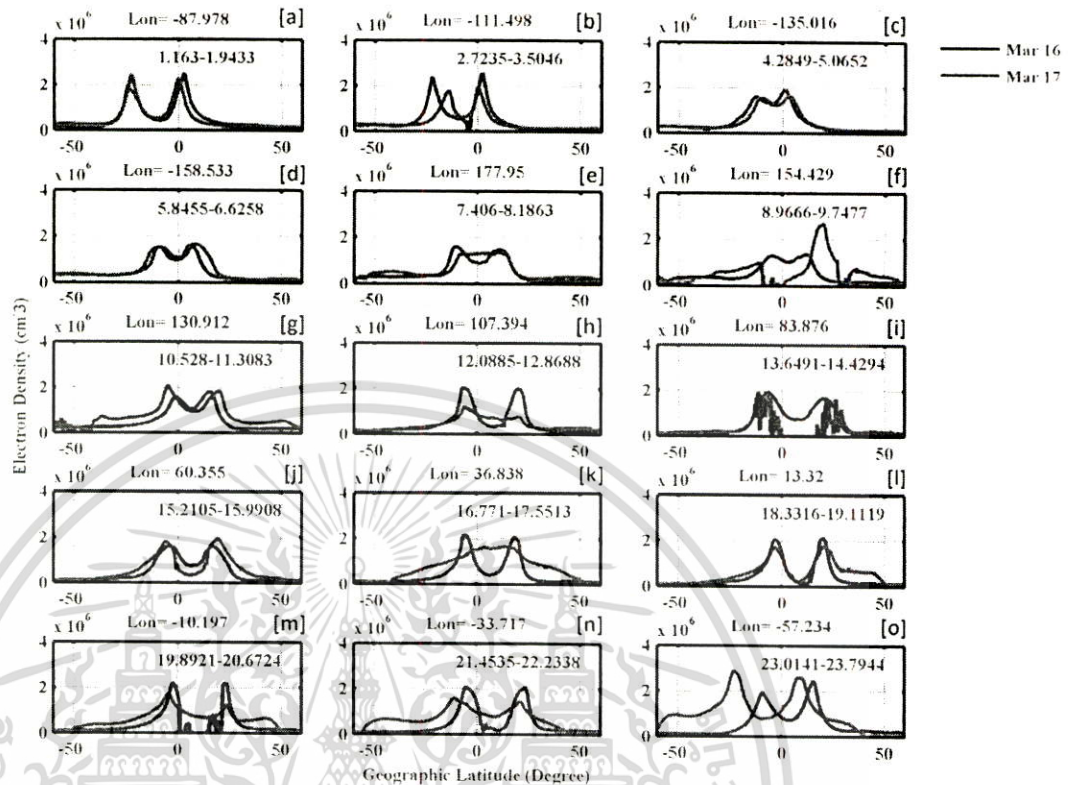


Figure 9. Evolution of EIA on 17 March 2015 across different longitudes.

storm time dynamics but particularly in the high latitudes [Laundal and Østgaard, 2009; Crowley et al., 2006; Förster et al., 2011]. The most important driver behind the negative storm phase is the compositional changes in the thermospheric neutral wind during a magnetically disturbed period [Fuller-Rowell et al., 1997; Pröls, 1997; Buonsanto, 1999]. The main reason behind the asymmetry lies somewhere in the dynamics of meridional thermospheric wind. Unfortunately, not many measurements of the neutral wind are available right now. In future, with the availability of more wind measurements, such a question can be answered.

4.4. A Picture of EIA as Seen Through SWARM

As mentioned in section 2, all three satellites in the SWARM constellation are polar orbiting with the orbital inclination of each satellite being 87.5° . As a result, each single crossing of a satellite practically covers one longitudinal sector. So it gives us an excellent tool to look at the dynamics of the equatorial ionization anomaly (EIA). Figures 9a–9o and 10a–10o show the consecutive SWARM A passes on the postsunset side of the Earth for 17 and 18 March, respectively. The altitude of the satellite is approximately 450 km. In both figures, the blue curves represent the passes for 16 March which can be used as a quiet day pattern in this case. In Figure 9, the red curves represent the passes for 17 March. The equatorial crossing longitude of each pass is mentioned on the top of each panel, and the time duration of each pass is mentioned in UT in text, inside each panel. It should be noted that, for Figures 9a–9c, the period was still geomagnetically quiet. So the storm effects should be expected from Figures 9d–9o.

Figure 9e shows a peculiar EIA where there is no presence of any trough or crest. Instead, the density profile seems to be flat between the two crests indicating nearly similar densities between all the latitudes between the two crests. The next panel (Figure 9f) shows another interesting feature where we can see that the EIA is totally suppressed in the Southern Hemisphere, whereas in the Northern Hemisphere the EIA is formed very strongly. The peak density of the crest is almost double that of the normal quiet time crest density. The next two panels show opposing behaviors. On the one hand, Figure 9g shows the enhancement of EIA at around 130° of longitude, whereas Figure 9h shows the suppression of the EIA at around 107° of longitude.

The next panel shown in Figure 9i shows one of the most interesting features in this case. It should be noted that instead of a well-defined pattern, the red curve shows a highly fluctuating pattern. This represents the

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์โดย AGU. ไม่สามารถเผยแพร่โดยไม่ได้รับอนุญาตจาก AGU.

ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

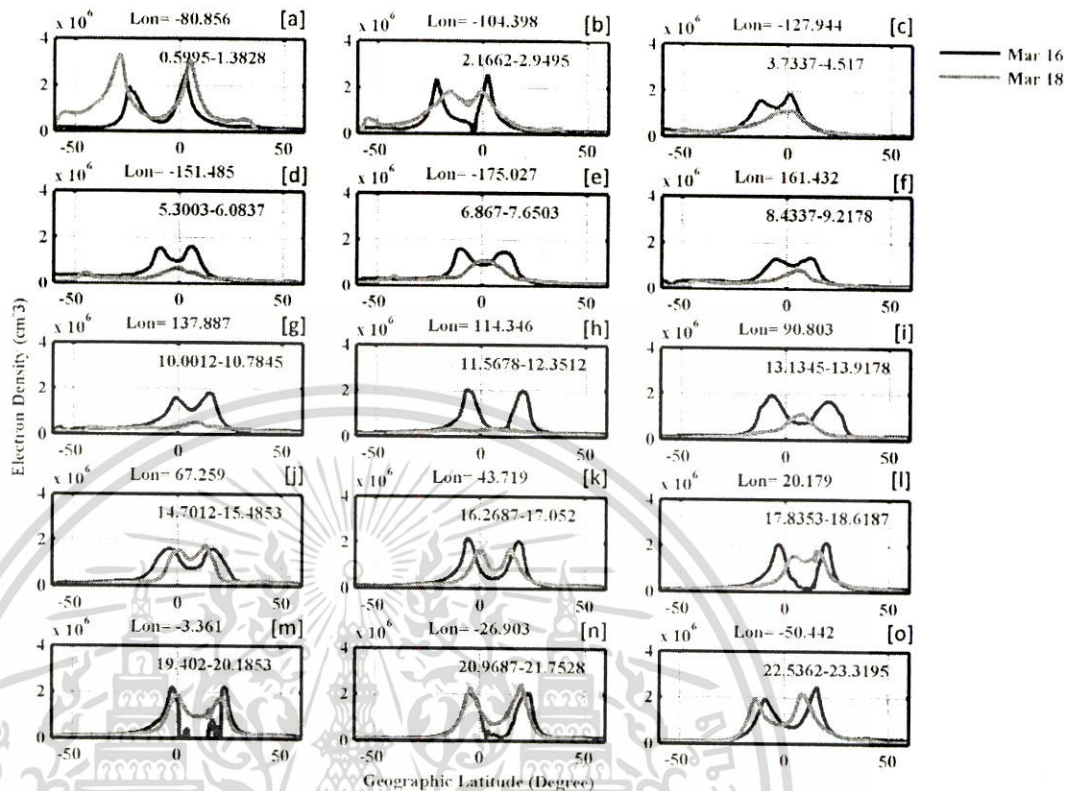


Figure 10. Evolution of EIA on 18 March 2015 across different longitudes.

presence of plasma bubbles formed at that longitude (Indian sector). The presence of plasma bubbles and the associated density depletions during a magnetic storm is not a new phenomenon. However, it should also be noted that near the trough region of the EIA, which also represents the geomagnetic equator, the density is found to be less than $1000/\text{cm}^3$ which is way too less than its quiet time values. A similar feature is also seen in the quiet time blue curve (16 March) in Figure 9m. Such a peculiar phenomenon is created due to the presence of a strong zonal eastward electric field which lifts the whole F layer ionosphere well above the altitude of the satellite pass (450 km in this case). Since the ionosphere itself is lifted well above its path, the satellite measures such a small density which seems much smaller than the quiet time values. Such a feature was first detected and explained by Greenspan *et al.* [1991] using DMSP satellite observations during 13–14 March 1989. The authors termed the phenomenon as “equatorial holes.” The particular SWARM observation (Figure 9i) was also discussed in a recent study by Ram *et al.* [2015]. They also suggest the presence of a strong eastward prompt penetration electric field in the Indian longitudes which superposed on the prereversal enhancement (PRE) electric field to lift the equatorial plasma to higher altitudes and the corresponding enhancement of the EIA. The presence of PPEF was also reported by Ramsingh *et al.* [2015] in the Indian longitudes on 18 March. Using ground-based ionosonde data, the authors have shown a strong upliftment of the F region, postsunset. The authors have also reported the occurrence of F_3 layers on 18 March at the equatorial station Tirunelveli. It should be noted that the F_3 layer generally occurs during low solar activity period, whereas 2015 was still near the peak of solar cycle 24. The F_3 layer, which is a daytime phenomenon, generally forms during a time when the vertical $E \times B$ drift at equator is strong and fast increasing (instead of a steadily increasing $E \times B$ drift) [Balan *et al.*, 2000; Nayak *et al.*, 2014]. During magnetically disturbed periods, the formation of F_3 layer requires the presence of prompt penetration electric fields (PPEFs) [Balan *et al.*, 2008]. Hence, the presence of F_3 layer at Tirunelveli indirectly shows the presence of eastward PPEFs at the magnetic equator, in the Indian sector.

The EIA is seen to be formed nicely in Figures 9j–9o except for Figure 9k. Surprisingly, Figure 9k shows the EIA to be totally suppressed with a peak at the equator. This is quite similar to Figure 9e. This behavior may be due to possible presence of traveling ionospheric disturbances (TIDs). Horvath and Lovell [2010] have shown that the presence of TIDs can significantly affect the formation of EIA, at times destroying it.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์ไว้เพื่อใช้ในการศึกษาวิจัยเท่านั้น การนำเอกสารนี้ไปใช้โดยไม่ได้รับอนุญาตถือว่าผิดกฎหมาย

ไม่ว่ากรรมใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Figures 10a–10o are actually more like a continuation of Figure 9 since it shows the consecutive passes in the postsunset sector for 18 March 2015. Figure 10a shows the EIA formation at a longitude of -80° in the American sector. Incidentally, this is the strongest formed EIA in terms of latitudinal extent with southern crest at 30°S and the northern crest at 5°N . Even at latitudes poleward of the crests, the ionization is remarkably higher than its quiet time values. Undoubtedly, this can be categorized as the superfountain effect as discussed by *Tsurutani et al.* [2008], which is caused by the intensification of the prereversal enhancement electric field (PRE) due to the additional presence of PPEFs and the effects of the South Atlantic magnetic anomaly (SAMA) which generally makes the EIA stronger in the American sector as compared to any other longitudinal sector [*Tsurutani et al.*, 2004, 2008].

After 02 UT on 18 March 2015, during the recovery phase of the storm, IMF B_z gradually reaches around values of 0 nT without much sudden fluctuations, as seen from Figure 2. Hence, the possibility of any strong PPEFs can be ruled out after this. However, there is a possibility of the disturbance dynamo electric fields reaching the equatorial latitudes by this time. This can be inferred from Figures 10b–10l where we can see a gradual suppression of the EIA accompanied by decrease in electron density as well. Such a scenario points toward the presence of a westward disturbance dynamo electric field. The westward electric field gives rise to a vertically downward $E \times B$. This vertically downward $E \times B$ drift pushes the plasma downward in altitude across the horizontal magnetic field lines giving rise to low plasma pressure region in the topside ionosphere. This gradually leads to the formation of the reverse plasma fountain where plasma flows toward the magnetic equator from the high-pressure crest regions to balance the low-pressure one [*Balan and Bailey*, 1995; *Horvath and Essex*, 2003]. This reverse plasma fountain, in turn, breaks and suppresses the EIA. Also, the lower altitudes result in enhanced recombination and corresponding loss of ionization. This is evident from Figures 10f–10h where the peak density at equator is much smaller than the normal quiet time values. After 14 UT, the EIA seems to get formed at different longitudes and gradually seems to attain its normal latitudinal extent as seen from Figures 10j–10o.

5. The Disturbed Ionosphere as Seen Through the IRTAM Global Maps

As discussed in section 2.3, the IRTAM has the potential to be used as a near-real-time tool to study the ionospheric variations during geomagnetically disturbed conditions. In this regard, we have looked at the global f_oF_2 maps for 17–18 March 2015. Figures 11a–11l show the global maps of Δf_oF_2 (IRTAM – IRI) of 4 h of resolution. The Δf_oF_2 maps are created by taking a difference of IRTAM f_oF_2 and the IRI model f_oF_2 values where the IRI is considered as a climatological model representing the geomagnetically quiet time conditions. Figures 11a–11c do not show much effects as the ionosphere is yet to be affected by the storm. The effects start showing up at 12:07 UT of 18 March 2015 (Figure 11d) where we can see clear intensification of the f_oF_2 values in the anomaly crest regions of the European sector. The same enhancement in f_oF_2 can also be seen in Figure 5. In the next three maps (Figures 11e–11g), we can see the appearance of density holes in the American sectors, which represent the strong negative storm phase during the main phase of the storm that we have discussed in sections 4.1 and 4.2. At the same time, we can see the enhancement in f_oF_2 near the equatorial regions indicating the possible presence of both positive and negative storm phases. Figures 11i–11l show the suppression of the EIA on 18 March 2015, under the presence of the westward disturbance dynamo, because of which we can see an enhancement in f_oF_2 in the equatorial regions. The SWARM A density profiles also gave a similar picture as discussed in section 4.4.

The IRTAM maps, however, do not clearly depict the negative storm phases on 18 March 2015 in the Southern Hemisphere which was discussed in section 4.3. Although Figures 11i–11j show the depletions in f_oF_2 , Figures 11k and 11l fail to show the same depletions. Also, it fails to show the hemispheric asymmetry in this case. However, the IRTAM maps show another interesting feature. In Figure 11g, we can see a density hole (depletion in f_oF_2) appearing over the Chinese region at 00:07 UT of 18 March 2015. In the subsequent maps (11h–11k), the density hole can be seen evolving and moving toward the equator. This may represent the traveling ionospheric disturbances (TIDs). However, this is beyond the scope of this study. Overall, the IRTAM seems to perform quite well when compared to other independent measurements and it can be used as a tool to study the ionospheric space weather conditions because of its ability to work near real time.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์และใช้เพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่สามารถเผยแพร่โดยไม่ได้รับอนุญาตจากเจ้าของลิขสิทธิ์

ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

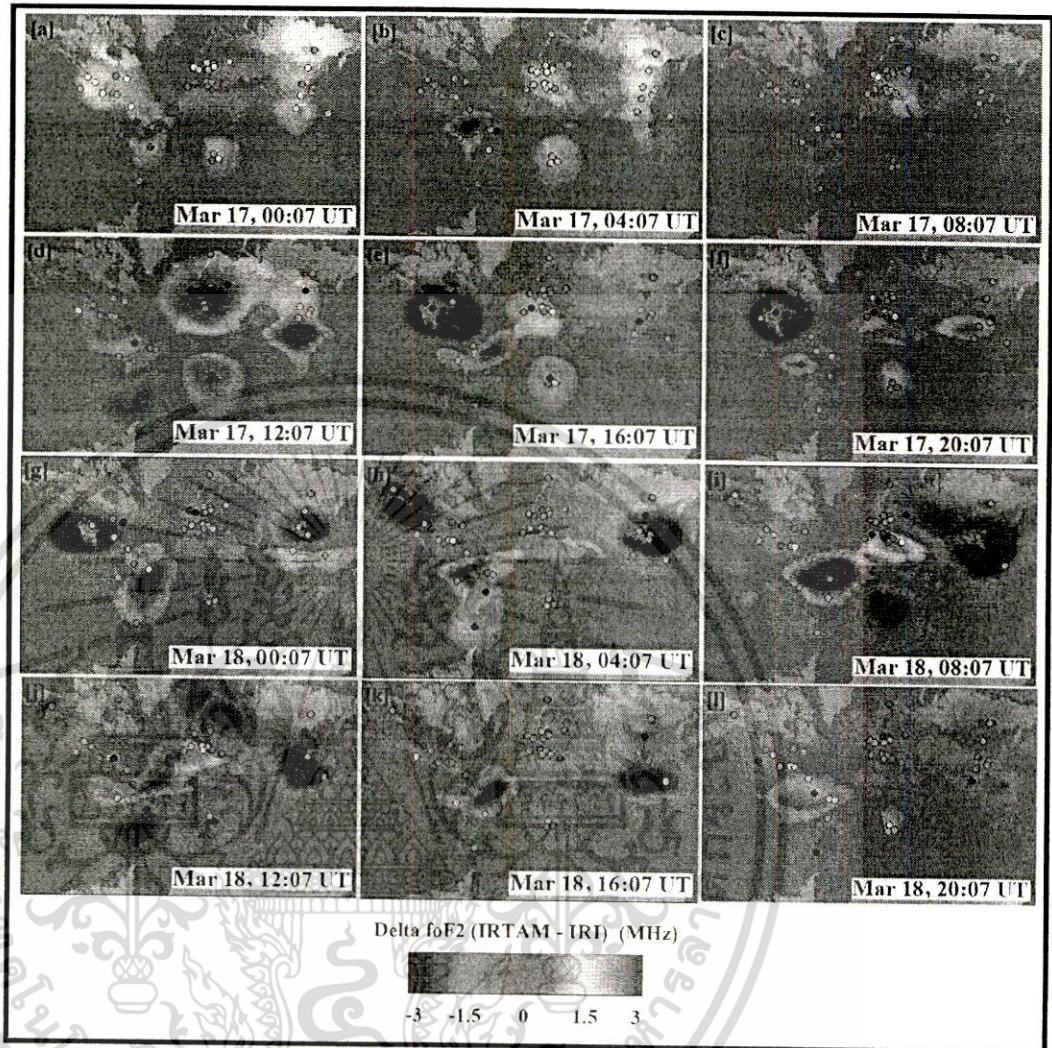


Figure 11. IRTAM Δf_oF_2 maps for 17–18 March 2015.

6. Conclusion

In the present paper, we have studied the effects of the 17–18 March 2015 geomagnetic storm on the low-latitude and midlatitude ionosphere in two different longitudinal sectors, using two chains of ground-based ionosondes and GPS TEC observations along with SWARM in situ density measurements. Our study has done a detailed analysis of the storm effects with the underlying physical mechanisms and tried to explain them on the basis of available evidences across two longitudinal sectors. Also, we have used the IRTAM for the first time as an ionospheric space weather tool. The major conclusions of the present study are listed below.

1. During the main phase of the storm, simultaneous presence of positive and negative ionospheric storm phases are observed in the American sector, whereas no such coexistent storm phases are observed in the European sector. For the American sector, the coexistent positive and negative ionospheric storm phases are seen in both hemispheres.
2. In the American sector, the midlatitude density trough is observed to shift equatorward reaching up to 40°N latitude. This equatorward shift of the midlatitude density trough, along with the compression of plasmopause and the presence of disturbance dynamo-related effects, plays a major role in the negative ionospheric storm phase observed in this sector during the main phase of the storm. The effects are much more enhanced due to the presence of the South Atlantic magnetic anomaly (SAMA). Although the negative

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์และสงวนสิทธิ์ในนามของสถาบันวิจัยดาราศาสตร์แห่งชาติ โดย不得复制或转载

ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- Horvath, I., and B. C. Lovell (2010), Large-scale traveling ionospheric disturbances impacting equatorial ionization anomaly development in the local morning hours of the Halloween superstorms on 29–30 October 2003, *J. Geophys. Res.*, *115*, A04302, doi:10.1029/2009JA014922.
- Horvath, I., and B. C. Lovell (2015), Positive and negative ionospheric storms occurring during the 15 May 2005 geomagnetic superstorm, *J. Geophys. Res. Space Physics*, *120*, 7822–7837, doi:10.1002/2015JA021206.
- Jakowski, N., V. Wilken, S. Schlueter, S. M. Stankov, and S. Heise (2005), Ionospheric space weather effects monitored by simultaneous ground and space based GNSS signals, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *67*, 1074–1084, doi:10.1016/j.jastp.2005.02.023.
- Kakad, B., K. Jeeva, K. U. Nair, and A. Bhattacharyya (2007), Magnetic activity linked generation of nighttime equatorial spread F irregularities, *J. Geophys. Res.*, *112*, A07311, doi:10.1029/2006JA012021.
- Kelley, M. C., J. J. Makela, J. L. Chau, and M. J. Nicolls (2003), Penetration of the solar wind electric field into the magnetosphere/ionosphere system, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, 1158, doi:10.1029/2002GL016321.
- Kersley, L., S. E. Pryse, I. K. Walker, J. A. T. Heaton, C. N. Mitchell, M. J. Williams, and C. A. Willson (1997), Imaging of electron density troughs by tomographic techniques, *Radio Sci.*, *32*, 1607–1621, doi:10.1029/97RS00310.
- Khmyrov, G. M., I. A. Galkin, A. V. Kozlov, B. W. Reinisch, J. McElroy, and C. Dozois (2007), Exploring digisonde ionogram data with SAO-X and DDBase, *AIP Conf. Proc.*, *974*, 175–185, doi:10.1063/1.2885027.
- Kikuchi, T., T. Araki, H. Maeda, and K. Maekawa (1978), Transmission of polar electric fields to the equator, *Nature*, *273*, 650–651, doi:10.1038/273650a0.
- Kikuchi, T., H. Lühr, T. Kitamura, O. Saka, and K. Schlegel (1996), Direct penetration of the polar electric field to the equator during a DP 2 event as detected by the auroral and equatorial magnetometer chains and the EISCAT radar, *J. Geophys. Res.*, *101*, 17,161–17,174, doi:10.1029/96JA01299.
- Kikuchi, T., H. Lühr, K. Schlegel, H. Tachihara, M. Shinohara, and T.-I. Kitamura (2000), Penetration of auroral electric fields to the equator during a substorm, *J. Geophys. Res.*, *105*, 23,251–23,262, doi:10.1029/2000JA900016.
- Kikuchi, T., K. K. Hashimoto, and K. Nozaki (2008), Penetration of magnetospheric electric fields to the equator during a geomagnetic storm, *J. Geophys. Res.*, *113*, A06214, doi:10.1029/2007JA012628.
- Knudsen, W. C. (1974), Magnetospheric convection and the high-latitude F_2 ionosphere, *J. Geophys. Res.*, *79*, 1046–1055, doi:10.1029/JA079i007p01046.
- Laundal, K. M., and N. Østgaard (2009), Asymmetric auroral intensities in the Earth's Northern and Southern Hemispheres, *Nature*, *460*, 491–493, doi:10.1038/nature08154.
- Liu, J., W. Wang, A. Burns, X. Yue, S. Zhang, Y. Zhang, and C. Huang (2016), Profiles of ionospheric storm-enhanced density during the 17 March 2015 great storm, *J. Geophys. Res. Space Physics*, *121*(1), 727–744, doi:10.1002/2015JA021832.
- Liu, L., Y. Chen, H. Le, V. I. Kurkin, N. M. Polekh, and C.-C. Lee (2011), The ionosphere under extremely prolonged low solar activity, *J. Geophys. Res.*, *116*, A04320, doi:10.1029/2010JA016296.
- Liu, L., J. Yang, H. Le, Y. Chen, W. Wan, and C.-C. Lee (2012), Comparative study of the equatorial ionosphere over Jicamarca during recent two solar minima, *J. Geophys. Res.*, *117*, A01315, doi:10.1029/2011JA017215.
- Lu, G., A. D. Richmond, R. G. Roble, and B. A. Emery (2001), Coexistence of ionospheric positive and negative storm phases under northern winter conditions: A case study, *J. Geophys. Res.*, *106*(A11), 24,493–24,504, doi:10.1029/2001JA000003.
- Maruyama, N., A. D. Richmond, T. J. Fuller-Rowell, M. V. Codrescu, S. Sastry, F. R. Toffoletto, R. W. Spiro, and G. H. Millward (2005), Interaction between direct penetration and disturbance dynamo electric fields in the storm-time equatorial ionosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L17105, doi:10.1029/2005GL023763.
- Nayak, C. K., V. Yadav, B. Kakad, S. Sripathi, K. Emperumal, T. K. Pant, A. Bhattacharyya, and S. Jin (2014), Peculiar features of ionospheric F_3 layer during prolonged solar minimum (2007–2009), *J. Geophys. Res. Space Physics*, *119*, 8685–8697, doi:10.1002/2014JA020135.
- Nishida, A. (1968), Geomagnetic DP 2 fluctuations and associated magnetospheric phenomena, *J. Geophys. Res.*, *73*, 1795–1803, doi:10.1029/JA073i005p01795.
- Pavlov, A. V. (1994), The role of vibrationally excited nitrogen in the formation of the mid-latitude negative ionospheric storms, *Ann. Geophys.*, *12*(6), 554–564, doi:10.1007/s00585-994-0554-x.
- Proelss, G. W. (1987), Storm-induced changes in the thermospheric composition at middle latitudes, *Planet. Space Sci.*, *35*, 807–811, doi:10.1016/0032-0633(87)90041-9.
- Proelss, G. (1995), Ionospheric F-region storms, in *Handbook of Atmospheric Electrodynamics II*, pp. 195–248, CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Proelss, G. W. (1993), Common origin of positive ionospheric storms at middle latitudes and the geomagnetic activity effect at low latitudes, *J. Geophys. Res.*, *98*, 5981–5991, doi:10.1029/92JA02777.
- Proelss, G. W. (1997), Magnetic storm associated perturbations of the upper atmosphere, *Geophys. Monogr. Ser.*, *98*, 227–241, doi:10.1029/GM098p0227.
- Proelss, G. W., L. H. Brace, H. G. Mayr, G. R. Carignan, and T. L. Killeen (1991), Ionospheric storm effects at subauroral latitudes – A case study, *J. Geophys. Res.*, *96*, 1275–1288, doi:10.1029/90JA02326.
- Proelss, M. J. (1978), Travelling atmospheric disturbances as a possible explanation for daytime positive storm effects of moderate duration at middle latitudes, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *40*, 1351–1354, doi:10.1016/0021-9169(78)90088-0.
- Pryse, S. E., L. Kersley, D. Malan, and G. J. Bishop (2006), Parameterization of the main ionospheric trough in the European sector, *Radio Sci.*, *41*, RS5514, doi:10.1029/2005RS003364.
- Ram, S. T., et al. (2015), Dusk-side enhancement of equatorial zonal electric field response to convection electric fields during the St. Patrick's Day storm on 17 March 2015, *J. Geophys. Res. Space Physics*, *121*, 538–548, doi:10.1002/2015JA021932.
- Ramsingh, S. S., S. Sree Kumar, S. Banola, K. Emperumal, P. Tiwari, and B. S. Kumar (2015), Low-latitude ionosphere response to super geomagnetic storm of 17/18 March 2015: Results from a chain of ground-based observations over Indian sector, *J. Geophys. Res. Space Physics*, *120*, 10,864–10,882, doi:10.1002/2015JA021509.
- Reddy, A. (1992), Magnetospheric substorms and nighttime height changes of the F_2 region at middle and low latitudes, *J. Geophys. Res.*, *97*, 3039–3061, doi:10.1029/91JA01512.
- Reinisch, B. W., and I. A. Galkin (2011), Global ionospheric radio observatory (GIRO), *Earth Planets Space*, *63*, 377–381, doi:10.5047/eps.2011.03.001.
- Richards, P. G., and P. J. Wilkinson (1998), The ionosphere and thermosphere at southern midlatitudes during the November 1993 ionospheric storm: A comparison of measurement and modeling, *J. Geophys. Res.*, *103*, 9373–9390, doi:10.1029/98JA00289.
- Rodger, A. S., R. J. Moffett, and S. Quegan (1992), The role of ion drift in the formation of ionisation troughs in the mid- and high-latitude ionosphere – A review, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *54*, 1–30, doi:10.1016/0021-9169(92)90082-V.
- Sastri, J. H., N. S. V. V. Jyoti, H. Chandra, and C. V. Devasia (2000), Ionospheric storm of early November 1993 in the Indian equatorial region, *J. Geophys. Res.*, *105*, 18,443–18,455, doi:10.1029/1999JA000372.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์ของ AGU. การนำเอกสารนี้ไปใช้โดยไม่ได้รับอนุญาตจาก AGU เป็นความผิดทางกฎหมาย. การแปลเอกสารนี้โดยไม่ได้รับอนุญาตจาก AGU เป็นความผิดทางกฎหมาย.

ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- Solomon, S., L. Qian, and B. Alan (2013), The anomalous ionosphere between solar cycles 23 and 24, *J. Geophys. Res.*, *118*, 6524–6535, doi:10.1002/jgra.50561.
- Spiro, R. W., R. A. Heelis, and W. B. Hanson (1978), Ion convection and the formation of the mid-latitude *F* region ionization trough, *J. Geophys. Res.*, *83*, 4255–4264, doi:10.1029/JA083iA09p04255.
- Spiro, R. W., R. A. Wolf, and B. G. Fejer (1988), Penetrating of high-latitude-electric-field effects to low latitudes during sundial 1984, *Ann. Geophys.*, *6*, 39–49.
- Tsurutani, B., et al. (2004), Global dayside ionospheric uplift and enhancement associated with interplanetary electric fields, *J. Geophys. Res.*, *109*, doi:10.1029/2003JA010342.
- Tsurutani, B. T., et al. (2008), Prompt penetration electric fields (PPEFs) and their ionospheric effects during the great magnetic storm of 30–31 October 2003, *J. Geophys. Res.*, *113*, doi:10.1029/2007JA012879.
- Vlasov, M., M. C. Kelley, and H. Kil (2003), Analysis of ground-based and satellite observations of *F*-region behavior during the great magnetic storm of July 15, 2000, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *65*, 1223–1234, doi:10.1016/j.jastp.2003.08.012.
- Yeh, H.-C., J. C. Foster, F. J. Rich, and W. Swider (1991), Storm time electric field penetration observed at mid-latitude, *J. Geophys. Res.*, *96*, 5707–5721, doi:10.1029/90JA02751.



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า

ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Variations of Ionospheric Slab Thickness over the Magnetic Equator of Southeast Asia

P. Jamjareegulgarn^{1,2}, P. Supnithi¹

¹ Faculty of Engineering, King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang, Bangkok 10520, Thailand.
Email: kjpgunyaw@kmitl.ac.th ; pornchai.su@kmitl.ac.th

² Department of Engineering, King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang, Prince of Chumphon, Chumphon 86160, Thailand.

K. Watthanasangmechai³, T. Yokoyama³,
T. Tsugawa³, M. Ishii³, Chinmaya Nayak⁴

³ National Institute of Information and Communications Technology, Tokyo, Japan. Email: kukkai@nict.go.jp ; tyoko@nict.go.jp ; tsugawa@nict.go.jp ; mishii@nict.go.jp

⁴ Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University, Taiwan. Email: physics642@gmail.com

Abstract— In this paper, the diurnal and seasonal variations of the ionospheric slab thickness in an ionosonde chain over magnetic equator of Southeast Asia are studied. Three ionosonde stations of SEALION project located along the magnetic meridian of 100°E are selected to investigate, including two stations in Thailand, namely Chumphon and Chiang Mai, and one station in Indonesia, namely Kototabang. The monthly hourly medians of the f_oF_2 from three ionosonde stations in 2010 are used to compute the observed NmF_2 . Refer to the TEC data; it can be obtained directly from GPS receiver at Chumphon station since the TEC data in 2010 were observed completely. In contrast, the TEC data at Chiang Mai station lost extremely and those at Kototabang station were unavailable. Hence, the TEC data used for these two stations are obtained from the International GNSS service (IGS). Our results show that 1) for all seasons, the NmF_2 values during daytime have the successive decreasing values from Chiang Mai, Kototabang, and Chumphon. While the NmF_2 values at three stations are almost identical during nighttime; 2) for all seasons at these three stations, the TEC values in the daytime are larger than those in the nighttime and their maximum values in the equinox and winter are higher than those in the summer; 3) the slab thickness values in all seasons during nighttime are generally larger than those during daytime for all three stations. Meanwhile, during daytime for all seasons, the slab thickness at Chumphon station is the highest among these three stations due to the fountain effect over magnetic equator.

Keywords— fountain effect; magnetic equator; NmF_2 ; Southeast Asia; slab thickness; TEC

I. INTRODUCTION

Ionospheric slab thickness (τ) is an important parameter for ionospheric observation because slab thickness measurements offer substantial information about the shape of the electron density profile, the neutral as well as ionospheric temperature/gradients, and the ionospheric composition and dynamics [1]. The slab thickness is considered as the depth of an imaginary Ionosphere whose total electron content (TEC) has the same value as the actual Ionosphere and its uniform electron density is equal to the maximum electron density of the actual Ionosphere [2]. Moreover, since the slab thickness

covers the TEC inside both bottomside and topside of the Ionosphere, therefore, it is very useful for computing and illustrating the electron density profiles for both sides. The slab thickness (unit: km) is defined as the ratio of the observed TEC (unit: electrons/m² or TECU) to the peak electron density of the F2 layer (NmF_2) [3], as shown in (1). Note that 1 TECU = 10¹⁶ electrons/m².

$$\tau = \frac{\text{TEC}}{NmF_2} \quad (1)$$

The mentioned NmF_2 (unit: electrons/m³) can be computed using the observed F2 layer plasma frequency (f_oF_2) as shown in (2). Note that the F2 layer is the uppermost of the ionosphere which is the most effective layer for long distance HF radio wave propagation.

$$NmF_2 = 1.24 \times (f_oF_2)^2 \times 10^{10} \quad (2)$$

The slab thickness variations have been investigated by many researchers, e.g., [4] and [5]. They have revealed that the diurnal, seasonal, and solar activity variations of the slab thickness rely on significantly the observation locations. The slab thickness values is generally greater during daytime (08-16 LT) and nighttime (20-04 LT) hours in the summer and winter than other times. The pre-sunrise peak in τ can also be observed and it is caused by two major factors: electric field and zonal neutral wind. The higher TEC and NmF_2 can be observed in the equinoxes and in the middle of daytime.

Furthermore, Anderson [6] revealed that the variations in NmF_2 at the magnetic equator are more complex than those at middle latitudes. At the magnetic equator, the upwelling of the ionosphere caused by the $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drift due to an eastward electric field results in a decrease in NmF_2 as a result of the field-aligned diffusion of the ionization toward higher altitudes. This phenomenon is called the fountain effect. The fountain effect results in lower and higher electron density at magnetic equator and low latitudes, respectively, and forms two electron density peaks (crests) in the northern and

southern hemispheres or equatorial anomaly. Another complexity arises from the transequatorial neutral wind. The transequatorial ionization flux can decrease and increase the electron density in the windward and leeward hemispheres, respectively. The net effect of this wind on the electron density variations is a compromise between the field-aligned interhemispheric flow and the change in the recombination loss rate because of the layer upwelling/downwelling induced by the ion drag [7].

Kenpangkho et al. investigated the diurnal and variations of slab thickness at Chumphon, Thailand during 2004-2006 [8], compared the observed TEC at Chumphon only with the IRI-2007 model [9], and studied solar and latitude dependence on TEC from four observation stations in Thailand: Chumphon, Chiang Mai, Bangkok, and Phuket [10]. Moreover, Maruyama et al. studied latitudinal variation in the bottomside height, the virtual height ($h'F$), and the transequatorial neutral wind of the ionosphere in the nighttime [11], and investigated the variations in $hmF2$ over the magnetic equator and mainly proposed a definition of ionospheric ceiling [12]. Wichaipanich et al. [13] studied and compared the $foF2$ and the $hmF2$ at Chumphon (Thailand), Chiang Mai (Thailand), and Kototabang (Indonesia) with the IRI-2007 model. From the above mentioned studies, the variations of the slab thickness over the magnetic equator in Southeast Asian area have never been investigated and discussed.

Therefore, this paper presents the diurnal and seasonal variations of the slab thickness which are observed from three stations in an ionosonde chain of SEALION in Southeast Asia, including Chumphon, Chiang Mai, and Kototabang. The data used and methodology are described in Section II. The results and the discussions are addressed in Section III. Finally, the conclusions are drawn in Section IV.

II. DATA USED AND METHODOLOGY

The data used in this work are gathered at three ionosonde stations in an ionosonde chain in SEALION (Southeast Asia Low-Latitude Ionospheric Network) project which are located in Southeast Asian area and are along the magnetic meridian of $100^\circ E$ as shown in Fig. 1, including two stations in Thailand, namely Chumphon and Chiang Mai, and one station in Indonesia, namely Kototabang. Their geographic locations and magnetic latitudes are shown in Table I. Chumphon is located near the magnetic equator, and Chiang Mai and Kototabang are close to the northern and southern crests of the equatorial ionization anomaly (EIA) region, respectively.

A. Observed $foF2$ data

The observed $foF2$ are obtained from FMCW (frequency modulated-continuous wave) ionosondes at all three stations. The FMCW ionosonde transmits radio signals continuously from 2 to 30 MHz into ionosphere and then receives echoes. The transmission starts from 2 MHz and increases the frequency up to 30 MHz with the sweep rate of 100 kHz. Its operational parameters are shown in Table II. The collected data are displayed as ionograms which are manually scaled to obtain the $foF2$ at every 15 minutes in this work. From the recorded ionograms from 2004 up to now, we found that the

ionograms in 2010 can be scaled completely for all three stations throughout the year. Hence, the monthly hourly medians of $foF2$ in 2010 are used to compute the $NmF2$ in this work. The studied period is divided into three seasons, including equinox (March, April, September, and October), summer (May, June, July, and August), and winter (January, February, November, and December).

B. TEC data at Chumphon Station

At Chumphon station, the TEC data in 2010 can be obtained directly from GPS receiver. On the other hand, the TEC data for Chiang Mai and Kototabang stations are obtained from the International GNSS service (IGS). The TEC data description obtained from IGS is addressed in part C. Note that the TEC data of all three stations used in this work are the absolute vertical TECs (VTECs) which are explained briefly below. In the GPS system, every satellite transmits the signals on two frequencies, i.e., $f_1 = 1575.42$ MHz and $f_2 = 1227.60$ MHz. Note that for the GPS $L1$ carrier (1575.42 MHz), 1 TECU corresponds to 0.54 ns of ionospheric time-delay. The GPS-based TEC measurement system at Chumphon is composed of an antenna, an amplifier, a JAVAD TEC meter with a GPS receiver, and a server computer. The GPS receiver embedded in the JAVAD TEC meter receives the GPS signals continuously and computes the slant TEC (STEC). Here, the STEC is defined as the line integral of the electron density from a GPS satellite to a GPS receiver above a user-defined elevation cut-off angle (usually 45°).

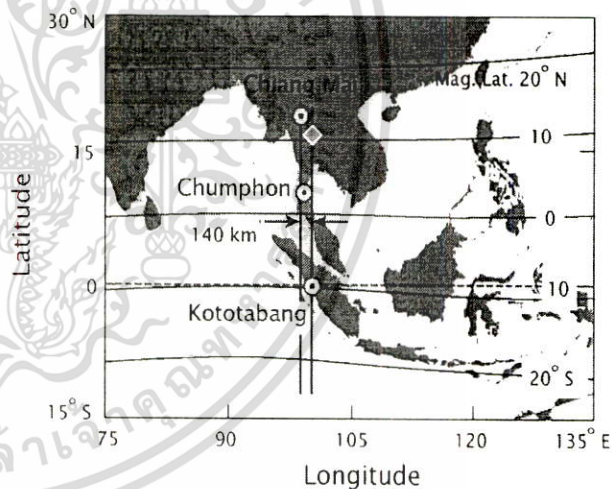


Fig. 1. Three stations in an ionosonde chain of SEALION in Southeast Asian Area.

Table I. Geographic locations and magnetic latitudes of three stations.

Station	Geographic location		Magnetic Latitude
	Longitude	Latitude	
Chiang Mai	98.93°	18.76°	12.7°
Chumphon	99.37°	10.72°	3.0°
Kototabang	100.32°	-0.2°	-10.1°

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Table II. The operational parameters of FMCW ionosonde.

Ionosonde parameters	FM/CW with pseudo-random Tx/Rx switching
Peak Tx power	20 W
Average Tx power	10 W
Frequency range	2-30 MHz
Sweep rate	100 kHz/s
Sweep repetition period	5 minutes
Antenna	folded dipole on a tower

The STEC from each satellite to the GPS receiver can be calculated using the difference between the pseudoranges (P_1 and P_2) and the difference between the phases (L_1 and L_2) of two frequencies [14] as shown in (3) and (4), respectively.

$$\text{STEC}_P = \frac{2 \cdot (f_1 f_2)^2}{k(f_1^2 - f_2^2)} (P_2 - P_1) \quad (3)$$

$$\text{STEC}_L = \frac{2 \cdot (f_1 f_2)^2}{k(f_1^2 - f_2^2)} (L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2) \quad (4)$$

where k is a constant of $80.62 \text{ m}^3/\text{s}^2$ relating to the ionospheric refraction, λ_1 and λ_2 are the wavelengths relating to f_1 and f_2 , respectively.

The VTEC can be computed using some computational equations of [15] as shown below in (5). Note that VTEC is defined as the TEC in a vertical column of 1-m^2 cross-section through the piercing point with the obliquity factor. Moreover, to derive the absolute VTEC, the STEC in (5) must be subtracted with the satellite bias and the receiver bias as proposed by [15]. More explanation can be studied from [9], [15], and references therein.

$$\text{VTEC} = \text{STEC} \times \cos \left[\arcsin \left(\frac{R_E \cos \alpha}{R_E + h} \right) \right] \quad (5)$$

where R_E is the average radius of the Earth, α is the elevation angle of each GPS satellite, and h is the height of the ionosphere which is assumed to be equal to 400 km in this work.

C. TEC data at Chiang Mai and Kototabang Stations

The international GNSS service (IGS) ionosphere working group started its activities in June 1998 with the main goal of a routinely producing IGS global TEC maps (IGTEC). IGS directly manages more than about 350 permanent GPS stations which observe some 4-12 satellites every 30 seconds and record more than 250,000 STEC worldwide observations/hour. This is being done now with a latency of 11 days (final product) and a latency of less than 24 hours (rapid product). The IGS ionosphere product is the result of the combination of TEC maps from different analysis centers by using weights computed from GPS data by validation centers, in order to get a more accurate product. Five analysis centers (CODE, ESA, JPL, NRCAN and UPC) as well as 4 validation Centers (JPL,

ESA, NRCAN and UPC) have been providing maps and weights of the TEC data. From such maps and weights, the corresponding combination center (firstly ESA, and secondly UPC since Dec.2002) and recently UWM (since January, 2008) has produced the IGS TEC maps in IONEX format. The IONEX (IONosphere interEXchange) format allows to store the VTEC and its error estimates in a grid format, in consecutive values -at different longitudes- for each latitude grid point. Long-term series of IGS VTEC maps offers a very good source with high both spatial and temporal resolution so as to get the significant spectral results. The details about the products and VTEC evolution trends can be studied additionally in [16].

Therefore, the TEC data used for Chiang Mai and Kototabang stations are obtained from IGS TEC maps in 2010. In this work, we use the two-hour text data of global TEC maps with the different code biases in the IONosphere Map Exchange (IONEX) format via the following station: <ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/products/ionex>.

III. RESULTS AND DISCUSSIONS

The investigation has been conducted so as to understand and analyze the diurnal and seasonal variations of ionospheric slab thickness over magnetic equator where it is affected significantly from the fountain effect, eastward electric field, and zonal neutral wind. Particularly, the fountain effect causes the amplitude scintillation on satellite signals significantly. In this work, the monthly hourly median values of the NmF_2 , TEC, and slab thickness of three stations, i.e., Kototabang, Chumphon, and Chiang Mai, are shown, compared, and analyzed to each other. To make the comparisons and discussions easier, our studied results are divided into 2 periods: daytime (07:00-18:00 LT) and nighttime (19:00-06:00 LT) hours. Our observed results are shown in Fig. 2 - 10 in which the results of Kototabang, Chumphon, and Chiang Mai are represented with the solid lines, the dash lines, and the dot lines, respectively.

A. Diurnal variations of NmF_2

Fig. 2 to 4 show the diurnal variations of the NmF_2 in the equinox, summer, and winter, respectively, at the three stations versus the local time (hour) in 2010. The diurnal variations in the NmF_2 can be inferred as follows:

i) During the period of 01:00-06:00 LT for all seasons, the NmF_2 at three stations are close each other with their minimum values during the period of 03:00 - 05:00 LT. However, during the period of 19:00-00:00 LT, the NmF_2 at three stations are slightly different with the maximum positive difference occurring in the summer and the minimum positive difference occurring in the equinox.

ii) During daytime for all seasons, the NmF_2 values have the successive decreasing values from Chiang Mai, Kototabang, and Chumphon. That means Chumphon located near the magnetic equator affects from the fountain effect obviously since the electron density decreases significantly around local noontime, so it is called a noon bite-out phenomenon.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

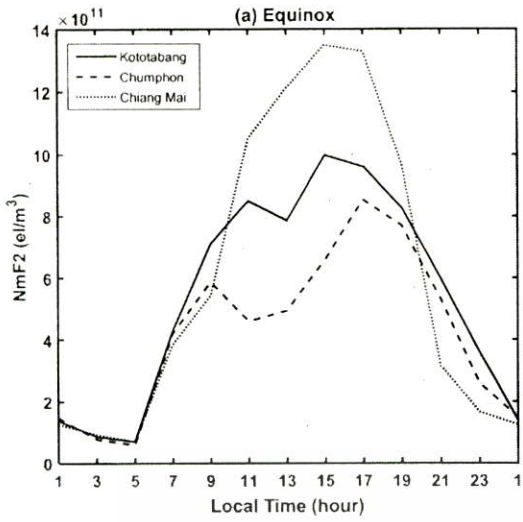


Fig. 2. Diurnal variations of NmF2 in the equinox of three stations in 2010.

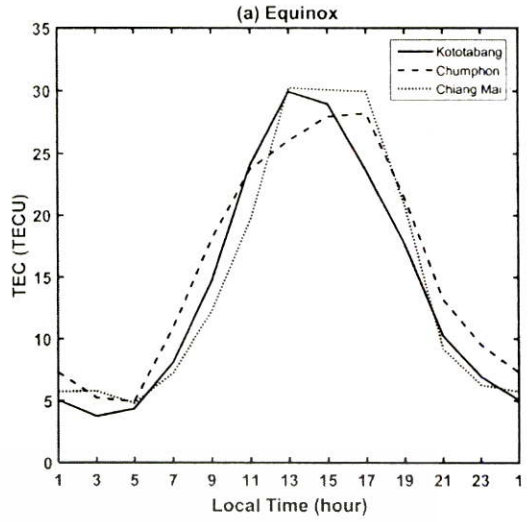


Fig. 5. Diurnal variations of TEC in the equinox of three stations in 2010.

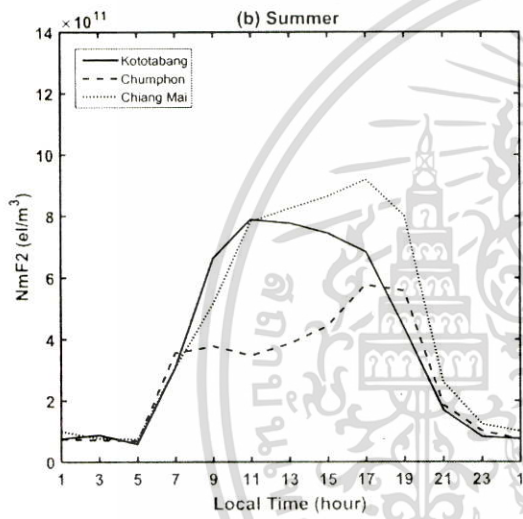


Fig. 3. Diurnal variations of NmF2 in the summer of three stations in 2010.

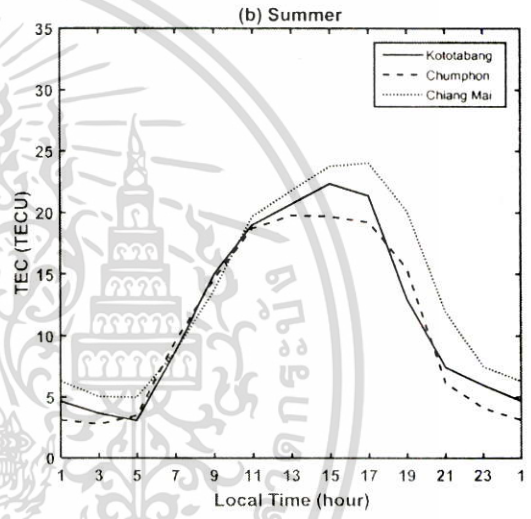


Fig. 6. Diurnal variations of TEC in the summer of three stations in 2010.

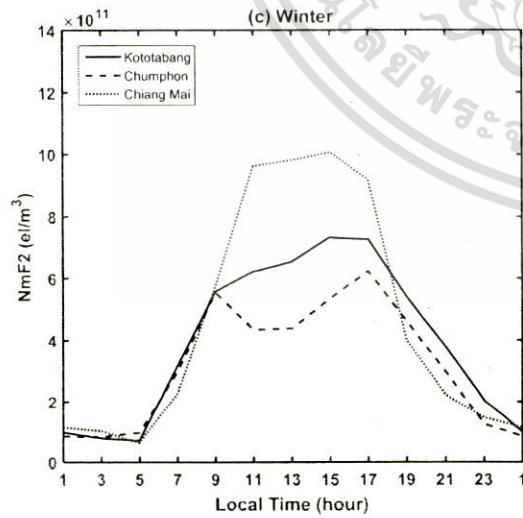


Fig. 4. Diurnal variations of NmF2 in the winter of three stations in 2010.

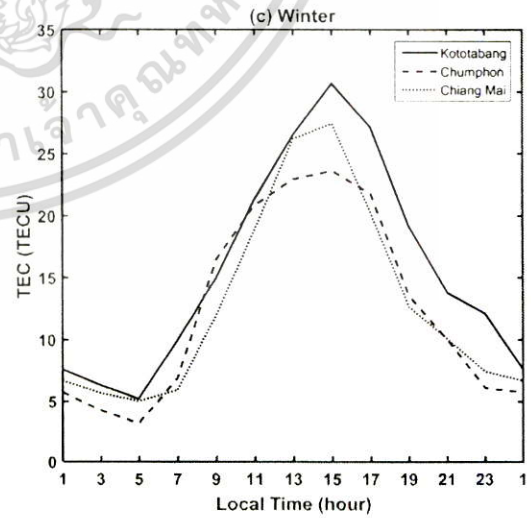


Fig. 7. Diurnal variations of TEC in the winter of three stations in 2010.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

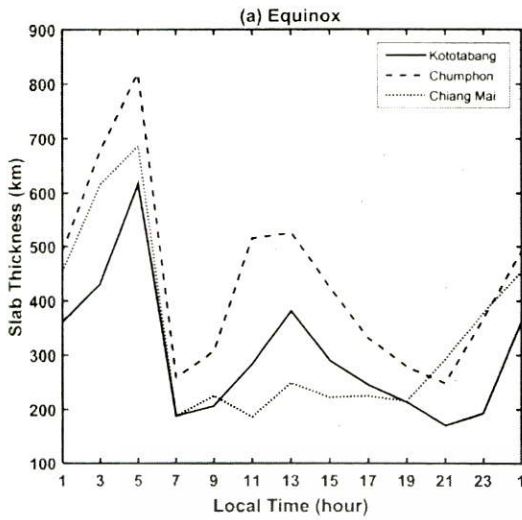


Fig. 8. Diurnal variations of the τ in the equinox of three stations in 2010.

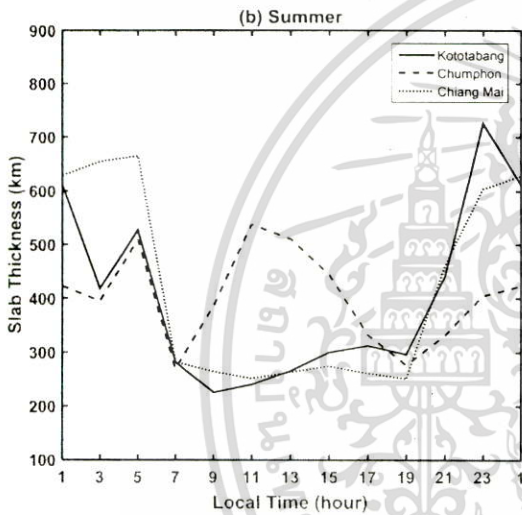


Fig. 9. Diurnal variations of the τ in the summer of three stations in 2010.

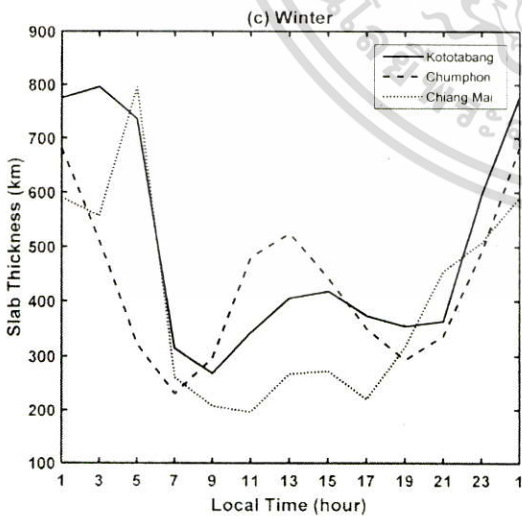


Fig. 10. Diurnal variations of the τ in the winter of three stations in 2010.

iii) The bite-out phenomena can be seen clearly around local noontime at the magnetic equator (Chumphon) for all seasons and at the southern crests of EIA region (Kototabang) in the winter and equinox as shown in Fig. 2 and 4.

iv) The $NmF2$ values in the daytime are greater than those in the nighttime. The $NmF2$ in the equinox of all three stations are the highest compared with those in the other seasons during the studied years. The $NmF2$ peaks of all three stations can be observed during the period of 15:00 - 17:00 LT for all seasons, except in the summer at Kototabang station. However, the higher $NmF2$ at that excepted period can be seen as an extension from 11:00 to 17:00 LT with an average about 7.5×10^{11} eI/m².

Since the $NmF2$ is computed using the observed $foF2$, our observed $NmF2$ results are thus similar but slightly different from the observed $foF2$ results in [13] at these three stations, but the studied periods in [13] are January 2004 to February 2007. Moreover, our observed $NmF2$ results at these three stations are in good agreement to the fountain effect which is revealed previously in [6] and introduced in Section 1 of this paper.

B. Diurnal variations of TEC

Fig. 5 to 7 show the diurnal variations of the TEC in the equinox, summer, and winter, respectively, at the three stations versus the local time (hour) in 2010. The diurnal variations in the TEC can be summarized as follows:

i) In the equinox, the TEC of all three stations are similar with the maximum positive difference about 6.3 TECU at 17:00 LT. In general, the TEC of Chumphon station is the uppermost compared with those of Chiang Mai and Kototabang, especially during nighttime.

ii) In the summer, the TEC at Chiang Mai station is generally the highest among three stations throughout a day. The TEC of all three stations are also close to each other during the period of 06:00-11:00 LT with the maximum positive differences about 5.8 TECU and 4.8 TECU at 21:00 LT and at 17:00 LT, respectively. Moreover, the TEC at both Kototabang and Chumphon are comparable throughout the day with the maximum positive differences about 2.6 TECU at 15:00 LT.

iii) In the winter, the TEC at Kototabang station is generally the highest among three stations throughout a day. The maximum positive differences in the TEC among these three stations can be observed about 7.0 TECU at 15:00 LT. Moreover, the TEC at both Chiang Mai and Chumphon are comparable throughout the day, except during the period of 13:00 - 15:00 LT.

iv) The TEC values in the daytime are larger than those in the nighttime with the maximum values during the period of 13:00 - 17:00 LT and the minimum ones during the period of 03:00 - 05:00 LT. The maximum TEC values in the equinox and winter are higher than those in the summer.

Our observed TEC results are similar but slightly different from the results in [9], but the studied location and periods in [9] are Chumphon only and during 2004 - 2006, respectively.

C. Diurnal variations of slab thickness

Fig. 8 - Fig. 10 show the diurnal variations of the slab thickness in the equinox, summer, and winter, respectively, at the three stations in 2010. The diurnal and seasonal variations in the slab thickness can be concluded as follows:

i) During daytime for all seasons, the slab thickness at Chumphon station is the highest among these three stations due to the lowest value of $NmF2$. Moreover, the slab thicknesses have the successive decreasing values from Chumphon, Kototabang, and Chiang Mai, except in the summer where the slab thickness at Kototabang station and at Chiang Mai station are close to each other with the maximum positive difference about 51 km at 17:00 LT. That means Chumphon located near the magnetic equator affects from the fountain effect.

ii) During nighttime, the diurnal variation of the slab thickness of each station has its maximum value at different local times. For all three stations, the slab thickness values in all seasons during nighttime are generally larger than those during daytime, since the $NmF2$ in the nighttime are smaller than those in the daytime significantly, particularly during pre-sunrise hours. The pre-sunrise enhancements and the collapses (dramatic decrements) in τ at 07:00 LT can be seen clearly for all seasons, except in the winter at Chumphon station.

The slab thickness results of all three stations in the winter and equinox are similar to those results in [5], except in the summer where the pre-sunrise peaks and the collapses at 07:00 LT cannot be observed. In addition, the different location and periods studied in [5] are at middle latitude-Wuhan, China, and during high solar activity from April 1999 to March 2000, respectively.

IV. CONCLUSIONS

The monthly hourly median values of $foF2$ measured in 2010 from three ionosonde stations located along the magnetic meridian of $100^\circ E$, namely Kototabang, Chumphon, and Chiang Mai, are selected to study the latitudinal variations of ionospheric slab thickness over magnetic equator in Southeast Asia. The TEC data at Chumphon station can be obtained from GPS receiver directly, but the TEC data at Kototabang and Chiang Mai stations are obtained from the International GNSS service (IGS). Since the slab thickness is a ratio between the $NmF2$ and the TEC, the diurnal and seasonal variations of both the $NmF2$ and the TEC are also shown in conjunction with those of the slab thickness. The observed results in this work are similar but slightly different from the results in [13], [9], and [5] regarding to the $NmF2$, the TEC, and the slab thickness, respectively. Our studies show that although the studied year in this work is in 2010 during the solar minimum of solar cycle 24, our observed results, including the $NmF2$, the TEC, and the slab thickness, represent the important information which can be used possibly to describe their variations over magnetic equator region in any recent years. Moreover, our observed $NmF2$ results at these three stations are in good agreement to the fountain effect which is revealed previously in [6]. The results confirm that the slab thicknesses at Chumphon station being near the magnetic equator are larger than those at both

the EIA southern crests (Kototabang) and EIA northern crests (Chiang Mai) as a result of the equatorial fountain effect.

ACKNOWLEDGMENT

The authors are grateful to the National Institute of Information and Communications Technology (NICT), Japan, for the financial support and necessary equipment. We sincerely acknowledge the financial support from the annual government budget in A.D. 2016, Thailand. We would like to thank Dr. Prasert Kenpankho for the good comments and suggestions, Dr. Noraset Wichaipanich for the $foF2$ data collection, and Mr. Athiwat Chiablaem for the TEC data at Chumphon station. In addition, we would like to credit the IGS ionospheric working group for the IGS TEC data used in this paper and thank the anonymous reviewers for the comments and suggestions which are very helpful in revising the paper.

REFERENCES

- [1] K. Davies and X.M. Liu, "Ionospheric slab thickness in middle and low-latitudes," *Radio Science*, 26 (4), pp. 997-1005, 1991.
- [2] Y.J. Chuo, "The variation of ionospheric slab thickness over equatorial ionization area crest region," *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 69, pp. 947-954, 2007.
- [3] K. Davies, "Ionospheric Radio," Peter Peregrinus Ltd., London, 1990.
- [4] B. Jayachandran, T.N. Krishnankutty, and T.L. Gulyaeva, "Climatology of ionospheric slab thickness," *Ann. Geophys.*, 22, pp. 25-33, 2004.
- [5] Y.J. Chuo, "Comparison of ionospheric equivalent slab thickness with bottomside digisonde profile profile over Wuhan," *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 72, pp. 528-533, 2010.
- [6] D.N. Anderson, "A theoretical study of ionospheric F region equatorial anomaly-I. Theory," *Planet. Space Sci.*, 21, pp. 409-419, 1973.
- [7] H. Rishbeth, "The equatorial F-layer: Progress and puzzles," *Ann. Geophys.*, 18, pp. 730-739, 2000.
- [8] P. Kenpankho, P. Supnithi, T. Tsugawa, and T. Maruyama, "Variation of ionospheric slab thickness observations at Chumphon equatorial magnetic location," *Earth Planets Space*, 63, pp. 359-364, 2011.
- [9] P. Kenpankho, K. Wathanasangmechai, and P. Supnithi, "Comparison of observed TEC values with IRI-2007 TEC and IRI-2007 TEC with optional $foF2$ measurements predictions at an equatorial region, Chumphon, Thailand," *Adv. Space Res.*, 52, pp. 1820-1826, 2013.
- [10] P. Kenpankho, K. Wathanasangmechai, and P. Supnithi, "Solar and latitude dependence on TEC in Thailand," ISAP 2009, Oct. 20-23, 2009.
- [11] T. Maruyama, M. Kawamura, S. Saito, K. Nozaki, H. Kato, N. Hemmakorn, T. Boonchuk, T. Komolmis, and C.H. Duyen, "Low latitude ionosphere-thermosphere dynamics studies with ionosonde chain in Southeast Asia," *Ann. Geophys.*, 25, pp. 1569-1577, 2007.
- [12] T. Maruyama, J. Uemoto, M. Ishii, T. Tsugawa, P. Supnithi, T. Komolmis, "Low-latitude ionosphere height variation as observed by meridional ionosonde chain: Formation of ionospheric ceiling over the magnetic equator," *J. Geophys. Res. Space Physics*, 119, pp. 1-13, 2014.
- [13] N. Wichaipanich, P. Supnithi, T. Tsugawa, T. Maruyama, and T. Nagatsuma, "Comparison of ionosphere characteristic parameters obtained by ionosonde with IRI-2007 model over Southeast Asia," *Adv. Space Res.*, 52, pp. 1748-1755, 2013.
- [14] G. Blewitt, "An automatic editing algorithm for GPS data," *Geophys. Res. Lett.*, 17, pp. 199-202, 1990.
- [15] G. Ma and T. Maruyama, "Derivation of TEC and estimation of instrumental biases from GEONET in Japan," *Ann. Geophys.*, 21, pp. 2083-2093, 2003.
- [16] M. Hernández-Pajares, J.M. Juan, J. Sanz, R. Orús, A. Garcia-Rigo, J. Feltens, A. Komjathy, S.C. Schaer, and A. Krankowski, "The IGS VTEC maps: a reliable source of ionospheric information since 1998," *J. Geod.*, 83 (3), pp. 263-275, 2009.



ภาคผนวก ข
สรุปค่าใช้จ่ายการดำเนินโครงการวิจัย

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สัญญาเลขที่..... A118-59-082.....

“โครงการ.....การศึกษาเชิงสถิติของคุณลักษณะการเกิดพายุปริมาณอิเล็กทรอนิกส์รวมในชั้นไอโอโนสเฟียร์ที่มีผล
ต่อระบบจีพีเอส ณ สถานีภาคพื้นดินละติจูดต่ำบริเวณเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็ก จังหวัดชุมพร”

รายงานสรุปการเงินในรอบ.....12.....เดือน

ชื่อหัวหน้าโครงการวิจัยผู้รับทุน..... รศ.ปณยวีร์ จามจรีกุลกาญจน์.....

รายงานในช่วงตั้งแต่วันที่..... 1 ตุลาคม 2558..... ถึงวันที่..... 30 กันยายน 2559.....

รายจ่าย

หมวด (ตามสัญญา)	รายจ่ายสะสมจาก รายงานครั้งก่อน (1)	ค่าใช้จ่ายงวด ปัจจุบัน (2)	รวมรายจ่ายสะสม จนถึงงวดปัจจุบัน (3) = (1) + (2)	งบประมาณ ทั้งหมดที่ตั้งไว้ตาม สัญญา (4)	คงเหลือ (หรือเกิน) (5) = (4) - (3)
ก. ส่วนที่โครงการบริหาร					
1. ค่าตอบแทน
2. ค่าจ้าง105,120.....35,040.....140,160.....140,160.....0.....
3. ค่าใช้สอย27,560.....19,500.....47,060.....47,060.....0.....
4. ค่าวัสดุ58,417.....9,063.....67,480.....67,480.....0.....
5. ค่าครุภัณฑ์
รวม191,097.....63,603.....254,700.....254,700.....0.....
ข. ส่วนที่บริหารโดย กองทุนวิจัย					
6. ค่าครุภัณฑ์
7. ค่าใช้จ่ายอื่นๆ
รวม
รวมทั้งสิ้น191,097.....63,603.....254,700.....254,700.....0.....

จำนวนเงินที่ได้รับและจำนวนเงินคงเหลือ

จำนวนเงินที่ได้รับ	จำนวน	วันที่ได้รับ	ค่าใช้จ่าย	จำนวน
งวดที่ 1 (85%)216,495.... บาท	19/11/2015	งวดที่ 1216,495... บาท
งวดที่ 2 (15%)38,205.... บาท	05/07/2016	งวดที่ 238,205... บาท
ดอกเบีย ครั้งที่ 1-..... บาท/...../.....		
รวมเงินที่ได้รับ ^(A)254,700.... บาท		รวมรายจ่าย ^(B)254,700... บาท
คงเหลือเงินในบัญชีโครงการ (รวม ^(A) - รวม ^(B))			0.....บาท ^(C)

ปณยวีร์ จามจรีกุล

ลงนามหัวหน้าโครงการวิจัยผู้รับทุน
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่ออกให้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ประวัตินักวิจัย

หัวหน้าโครงการวิจัย

ชื่อ - นามสกุล (ภาษาไทย) : รองศาสตราจารย์บุญยวีร์ จามจริกุลกาญจน์

ชื่อ - นามสกุล (ภาษาอังกฤษ) : Assoc. Prof. Punyawee Jamjareegulgarn

หน่วยงานและสถานที่อยู่ติดต่อได้สะดวก

หลักสูตรวิศวกรรมอิเล็กทรอนิกส์ สาขาวิชาวิศวกรรมศาสตร์

สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง วิทยาเขตชุมพรเขตรอุดมศักดิ์

17/1 หมู่ 6 ตำบลชุมโค อำเภอปะทิว จังหวัดชุมพร 86160

โทรศัพท์มือถือ: 086-541-0424

โทรสาร: 0-7750-6426

E-mail: kjpunyaw@kmitl.ac.th

ประวัติการศึกษา

ปีที่จบ	ระดับปริญญา	อักษรย่อปริญญา	ภาควิชา/คณะ	ชื่อสถาบันการศึกษา
2538	ตรี	ว.บ.	ภาควิชาวิศวกรรม โทรคมนาคม / คณะวิศวกรรมศาสตร์	สถาบันเทคโนโลยีพระจอม เกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง
2541	โท	ว.ม.	ภาควิชาวิศวกรรมไฟฟ้า (แขนงวิชาการระบบโทรคมนาคม) / คณะวิศวกรรมศาสตร์	จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ประสบการณ์วิจัยที่เกี่ยวข้อง

1. การสังเกตการณ์ชั้นไอโอโนสเฟียร์ แบบรูปความหนาอิเล็กทรอนิกส์ และสภาพอวกาศ
2. การออกแบบและสร้างระบบอัตโนมัติและระบบควบคุมโดยใช้ไมโครคอนโทรลเลอร์
3. การวิเคราะห์และประเมินสมรรถนะเครือข่ายสื่อสารแบบใช้สายและแบบไร้สาย
4. การประยุกต์ใช้งานวงจรอิเล็กทรอนิกส์ทางด้านอาหาร เกษตรและพลังงานทดแทน

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้