

บทที่ 2

ทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง

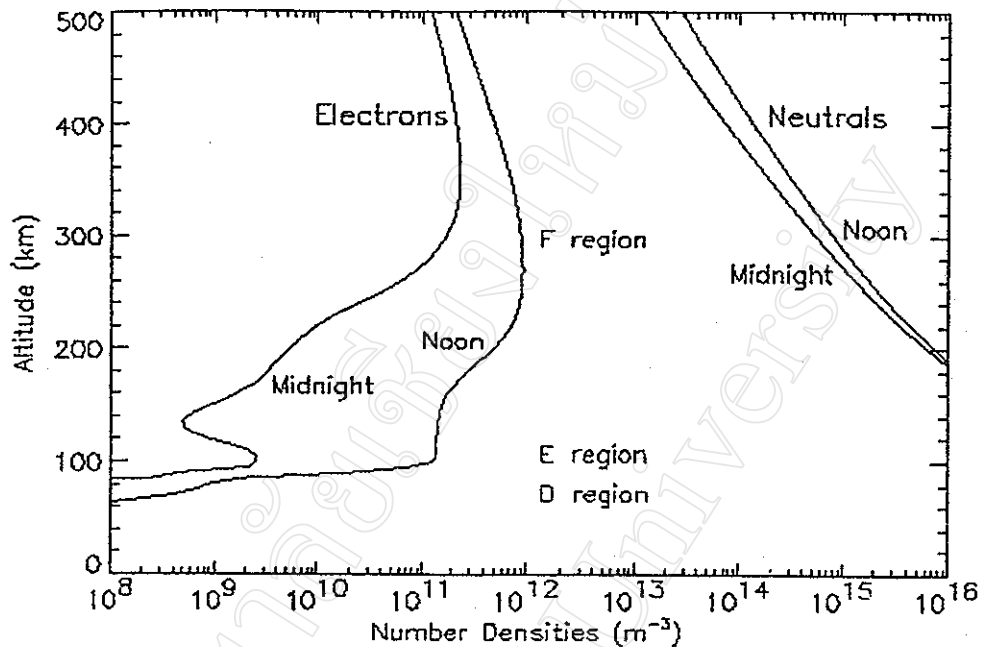
2.1 โครงสร้างชั้นบรรยากาศของโลก

ชั้นบรรยากาศของโลกจะมีการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่น และองค์ประกอบตามความสูงเหนือจากพื้นโลกขึ้นไป โดยส่วนของชั้นบรรยากาศที่อยู่ต่ำสุด เรียกว่า โทรโพสเฟียร์ (Troposphere) ซึ่งจะมีความหนาแน่นประมาณ 10 กิโลเมตร ในบรรยากาศชั้นนี้จะมีโมเลกุล (Molecule) ของออกซิเจน (Oxygen) และไนโตรเจน (Nitrogen) อยู่เป็นจำนวนมาก

บรรยากาศที่อยู่ถัดจากบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ ขึ้นไปอีกประมาณ 10 กิโลเมตร เรียกว่า สตราโตสเฟียร์ (Stratosphere) ภายในบรรยากาศชั้นนี้ รังสีจากดวงอาทิตย์ที่มีความยาวคลื่นต่ำกว่า 240 นาโนเมตร ทำให้โมเลกุลของออกซิเจนแตกตัวแล้วไปรวมตัวกับโมเลกุลของไนโตรเจน ออกซิเจนที่เหลือนกลายเป็นอะตอม (Oxygen Atom) 3 ตัว หรือโอโซนนั่นเอง

ปริมาณก๊าซ (Gas) จะลดลงเมื่อความสูงเพิ่มขึ้น ที่ความสูง 82 กิโลเมตร ปริมาณก๊าซจะเบาบางมาก จนกระทั่งอิเล็กตรอนอิสระสามารถอยู่ได้ในช่วงเวลาสั้นๆ ก่อนที่จะกลับมารวมตัวกับไอออนบวก (Positive Ion) ที่อยู่ใกล้เคียง การมีอยู่ของอนุภาคที่มีประจุเหล่านี้ จึงเป็นจุดเริ่มต้นของการเกิดบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionosphere) ซึ่งมีคุณสมบัติของก๊าซและพลาสมา

บรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ คือบรรยากาศชั้นบนที่ทำหน้าที่ดูดกลืนพลังงานจำนวนมากมหาศาลที่แผ่ออกมาจากดวงอาทิตย์ให้กลายเป็นความร้อน และละออง เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติทางกายภาพของชั้นบรรยากาศ เช่น อุณหภูมิ ความหนาแน่น การรวมตัว และรังสีที่ได้รับ มีหลายชนิด ดังนั้น บรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ จึงสามารถแบ่งออกได้เป็นชั้นๆ มากกว่าปกติ โดยรังสีที่สำคัญได้แก่ รังสีอัลตราไวโอเลต (Ultraviolet) รังสีอัลฟา (Alpha) รังสีเบตา (Beta) และรังสีแกมมา (Gamma) ซึ่งส่งมาจากดวงอาทิตย์พร้อมๆ กับรังสีคอสมิก (Cosmic) และสะเก็ดดาว ทำให้เกิดชั้นย่อย (Layer) ต่างๆ คือ D E F1 และ F2 โดยที่ชั้นย่อย F1 และ F2 จะรวมตัวกันกลายเป็นชั้นย่อยเดียวในตอนกลางคืน ดังแสดงในรูปที่ 2.1



รูปที่ 2.1 ชั้นย่อยในบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์

ที่มา : Richmond, 1997

ชั้นย่อย D เป็นชั้นย่อยที่อยู่ต่ำที่สุด คือ ที่ความสูงประมาณ 70 กิโลเมตร มีความหนาโดยเฉลี่ย 10 กิโลเมตร ระดับการสร้างไอออน (Ionization) ขึ้นอยู่กับความสูงของดวงอาทิตย์ ดังนั้นชั้นย่อย D จึงหายไปในตอนกลางคืน ชั้นย่อย D นี้เป็นชั้นย่อยที่มีความสำคัญน้อยที่สุด ในแง่ของการแพร่กระจายคลื่น ด้วยคลื่นความถี่สูง (HF, High Frequency) ชั้นย่อยนี้จะสะท้อนคลื่นความถี่ต่ำมาก (VLF, Very Low Frequency) และคลื่นความถี่ต่ำ (LF, Low Frequency) และจะดูดกลืนคลื่นความถี่ปานกลาง (MF, Medium Frequency) ส่วนคลื่น HF จะถูกดูดกลืนไปบางส่วน

ชั้นย่อย E จะอยู่ที่ความสูงประมาณ 100 กิโลเมตร มีความหนาประมาณ 100 กิโลเมตร มีความหนาประมาณ 25 กิโลเมตร ชั้นย่อยนี้จะหายไปในตอนกลางคืนเช่นเดียวกับชั้นย่อย D เนื่องจากการลดการสร้างไอออน (Deionize) และการรวมตัวกลับคืนของไอออนภายในชั้นย่อย เพราะฉะนั้นในตอนกลางคืนไม่มีแสงจากดวงอาทิตย์ ดังนั้นจึงรับรังสีไม่ได้ ทำให้ไอออนกลับมารวมตัวกันกลายเป็นโมเลกุลดังกล่าวอย่างรวดเร็ว ส่วนหน้าที่ของชั้นย่อยนี้ คือ ช่วยในการแพร่กระจายคลื่น MF เล็กน้อย และช่วยสะท้อนคลื่น HF บางส่วนในเวลากลางวัน โดยระยะทางที่สามารถสะท้อนคลื่นดังกล่าวได้นั้นจะไม่เกิน 1000 กิโลเมตร

ชั้นย่อย Es (Sporadic E Layer) เป็นชั้นย่อยบางๆ ที่อยู่ในชั้นย่อย E มีความหนาแน่นของการสร้างไอออนสูงมาก และมีความไม่สม่ำเสมอมาก ซึ่งมักจะพบว่าชั้นย่อย Es นี้สามารถเกิดในช่วงกลางคืนได้ โดยทั่วไป ชั้นย่อยนี้ไม่มีความสำคัญต่อการแพร่กระจายคลื่นในระยะทางไกลๆ แต่ มักจะมีการกล่าวถึงอยู่บ่อยๆ เนื่องจากมีความหนาแน่นของไอออนสูง และไม่สามารถคาดเดาได้ว่า จะเกิดขึ้นเมื่อไรนั่นเอง

ชั้นย่อย F1 จะอยู่ที่ความสูงประมาณ 180 กิโลเมตร ในตอนกลางวัน และจะรวมตัวกับชั้นย่อย F2 ในตอนกลางคืน ในตอนกลางวันนั้น จะมีความหนาแน่นประมาณ 20 กิโลเมตร ถึงแม้ว่าคลื่นย่าน HF บางคลื่นจะถูกสะท้อนในชั้นย่อยนี้ก็ตาม แต่ส่วนใหญ่แล้วจะไปสะท้อนที่ชั้นย่อย F2 มากกว่า ดังนั้นผลกระทบหลักของชั้นย่อย F1 ก็คือ การดูดกลืนคลื่น HF โดยการดูดกลืนคลื่นของชั้นย่อยนี้และชั้นย่อยอื่นจะเกิดขึ้น 2 ครั้ง เนื่องจากคลื่นดังกล่าวจะถูกดูดกลืนทั้งขาขึ้นและขาลง

ชั้นย่อย F2 เป็นตัวกลางในการสะท้อนที่สำคัญมากสำหรับคลื่น HF อาจมีความหนาแน่นถึง 200 กิโลเมตร และอยู่ที่ความสูงจาก 250 ถึง 400 กิโลเมตร ในตอนกลางวัน และชั้นย่อยนี้จะอยู่ต่ำลงที่ความสูงประมาณ 300 กิโลเมตร ในตอนกลางคืน โดยรวมตัวกับชั้นย่อย F1 ซึ่งความสูงและความหนาแน่นของการสร้างไอออน จะมีการเปลี่ยนแปลงอย่างมากและขึ้นกับช่วงเวลาของวัน (คือการเปลี่ยนแปลงในแต่ละวัน) อุณหภูมิโดยเฉลี่ย (คือการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล) และวงรอบจุดดับบนดวงอาทิตย์ จะเห็นได้ชัดว่าชั้นย่อย F จะคงมีอยู่ในตอนกลางคืน ซึ่งไม่เหมือนกับชั้นย่อยอื่น เนื่องจากเป็นชั้นย่อยที่อยู่สูงที่สุด มีการสร้างไอออนมากที่สุด และมีโอกาสเกิดการสร้างไอออนในตอนกลางคืนได้ ส่วนเหตุผลอื่นๆ คือ ถึงแม้ว่าความหนาแน่นของการสร้างไอออนจะสูงในชั้นย่อยนี้ แต่ความหนาแน่นของอากาศจริงๆ ไม่ได้เป็นเช่นนั้น เมื่อโมเลกุลเกาะกันอยู่อย่างหลวมๆ ดังนั้นโมเลกุลส่วนใหญ่ที่อยู่ในชั้นย่อยนี้ จึงถูกไอออไนซ์ (Ionize) เป็นส่วนใหญ่ ยิ่งไปกว่านั้นการมีความหนาแน่นจริงต่ำเช่นนี้ ส่งผลให้โมเลกุลมีระยะทางอิสระโดยเฉลี่ย (ระยะทางเฉลี่ยที่โมเลกุลสามารถเคลื่อนที่ไปได้ก่อนที่จะชนกับโมเลกุลอื่น) มาก ทำให้อัตราการชนของโมเลกุลต่ำ ซึ่งหมายความว่า การสร้างไอออนไม่ได้หายไปโดยทันทีที่แสงอาทิตย์หายไป จึงสรุปว่าเหตุผลที่สามารถรับคลื่น HF ได้ดีในตอนกลางคืน คือ การรวมตัวกันของชั้นย่อย F1 และ F2 กลายเป็นชั้นย่อย F และการหายไปของอีกสองชั้นย่อย ซึ่งมีส่วนทำให้คลื่น HF ถูกดูดกลืนไปในช่วงเวลากลางวัน

2.2 ปริมาณอิเล็กตรอนรวมในบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์

ปริมาณอิเล็กตรอนและพารามิเตอร์ที่เป็นปริมาณรวม สำหรับบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์จากพื้นดินไปจนถึงความสูงประมาณ 1000 กิโลเมตร มีความสำคัญต่อการประยุกต์ใช้งานทั้งทาง

ด้านธรณีฟิสิกส์ (Geophysics) และด้านวิศวกรรม เนื่องจากค่าที่วัดได้จริง ไม่สามารถหาได้เสมอไป จึงต้องมีการจำลองเพื่อจุดประสงค์ต่างๆ สิ่งหนึ่งก็คือ ความต้องการที่จะประเมินความผิดพลาดของการแพร่กระจายผ่านบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ เช่น จีออเดซีสเปซ (Space Geodesy) วิทยุดาราศาสตร์ (Radio Astronomy) การกระจายเชิงเวลาผ่านดาวเทียม (Time Dissemination via Satellite) การนำร่องผ่านดาวเทียมและยานสำรวจอวกาศ (Satellite and Space Probe Navigation)

เทคนิคการวัดปริมาณอิเล็กทรอนิกส์ในปัจจุบัน อาศัยการแพร่กระจายที่สังเกตได้จากสัญญาณที่ส่งผ่านดาวเทียมมายังพื้นโลก โดยมีองค์ประกอบสัญญาณหลายอย่าง เพื่อใช้ในการแยกผลทางเรขาคณิต (Geometric) และก๊าซเป็นกลาง (Neutral Gas) วิธีการทดลองที่สำคัญโดยการใช้องค์ประกอบของสัญญาณได้แสดงไว้ในตารางที่ 2.1

ตารางที่ 2.1 เทคนิคการวัดปริมาณอิเล็กทรอนิกส์ในปัจจุบัน

ที่มา : Bilitza, 1990

เทคนิค	ปรากฏการณ์ฟาราเดย์	ปรากฏการณ์คอปเปิลอร์ เชิงอนุพันธ์ (Differential Doppler Effect)	เวลาหน่วงกลุ่ม
ชื่ออื่น	-	ความต่างเฟสคลื่นพาห์	ความต่างเฟสการ มอดูเลต (Modulation phase difference)
องค์ประกอบ สัญญาณ	องค์ประกอบคลื่นแบบ วงกลมวนซ้ายและวน ขวาของคลื่นพาห์หนึ่ง	คลื่นพาห์ 2 คลื่นที่ เหมือนกันแต่มีความถี่ ต่างกันมากๆ	การมอดูเลต (Modulation) แบบ เดียวกันและเหมือน กันบนคลื่นพาห์
แถบความถี่	VHF	VHF/UHF แถบ L	c: BHF/UHF, แถบ L m: 0.1 ... 10 MHz
ดาวเทียม	บีคอน (Beacon) ของ ดาวเทียมสื่อสารค้างฟ้า	ระบบดาวเทียมนำร่อง ทางเรือ (NSS, Navy Navigation Satellite System), ระบบดาว เทียมบอกพิกัด GPS	ATS 6 วิทยุบอก ตำแหน่ง (Radio Beacon) และ GPS

ตารางที่ 2.1 เทคนิคการวัดปริมาณอิเล็กทรอนิกส์ในปัจจุบัน (ต่อ)

ความถี่คลื่นพาห์ f_1, f_2 [MHz]	136	NNSS : 150, 400 GPS : 1227, 1575	ATS 6 : 140, 360 GPS : 1227, 1575
ความถี่อ้างอิง [MHz]	-	NNSS : 50 GPS : 1227	-
ความไว $\Delta\phi/\Delta TEC$ [$^{\circ}/10^{15} \text{ m}^{-2}$]	9.12	NNSS : 9.24 GPS : 15.5	ATS 6 : 140, 360 GPS : 1227, 1575

นิพจน์ทั่วไปสำหรับเฟสสัญญาณที่รับได้โดยการใช้ทัศนศาสตร์เชิงเรขาคณิต (Geometric Optics) แสดงดังสมการที่ (1)

$$\phi = \frac{2\pi f}{c} \int_T^R n ds + 2\pi f t \quad (1)$$

เมื่อ f คือ ความถี่ที่ส่ง [Hz]

c คือ ความเร็วแสงในอากาศว่าง [m/s]

n คือ ดัชนีหักเหของบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์

ds คือ องค์ประกอบวิถีรังสี (Ray Path Element) [m]

t คือ เวลา [s]

T คือ ศูนย์กลางเฟสของสายอากาศส่ง

R คือ ศูนย์กลางเฟสของสายอากาศรับ

วิธีการวัดทั้งสามเทคนิค จะบันทึกผลของการแพร่กระจายในรูปของความต่างเฟส คือในปรากฏการณ์ฟาราเดย์ จะเป็นความต่างเฟสระหว่างองค์ประกอบโพลาไรซ์ แบบวงกลมจำนวนสององค์ประกอบของสัญญาณควาเทียม ในปรากฏการณ์คอปเปอร์เชงอนุพันธ์ จะเป็นความต่างเฟสระหว่างคลื่นพาห์ที่เหมือนกันสองคลื่นส่งไปด้วยความถี่ต่างกันสองสัญญาณ เปลี่ยนไปเป็นความถี่อ้างอิงโดยใช้การแบ่งเฟส ส่วนปรากฏการณ์เวลาหน่วงกลุ่ม จะเป็นความแตกต่างของเฟสการมอดูเลตคลื่นพาห์สองคลื่น โดยในแต่ละกรณี ความต่างเฟสจะมีเฉพาะผลของพลาสมาเท่านั้น ปรากฏการณ์ฟาราเดย์เป็นสัดส่วนโดยประมาณกับการอินทิกรัล (Integral) ตลอดช่วง NB_L เมื่อ N คือความหนาแน่นอิเล็กทรอนิกส์ และ B_L คือ องค์ประกอบของความเข้มสนามแม่เหล็กโลกตามวิถีรังสี TR ส่วนอีกสองปรากฏการณ์นั้น เป็นสัดส่วนโดยประมาณกับการอินทิกรัลตลอดช่วง N เท่านั้น

สำหรับความถี่ของสัญญาณที่มากกว่า 100 MHz การประมาณแบบนี้จะใช้ได้ดีมาก และสามารถหาค่าได้โดยการสมมติค่าคงที่ B_L ค่าหนึ่งสำหรับวิธีรังสีทั้งหมด จึงมักจะมีการกำหนดค่า B_L จากความสูงคงที่ค่าหนึ่ง สำหรับความถี่ของสัญญาณที่ต้องการความผิดพลาดน้อยกว่า 5 % สามารถหาได้จากการกำหนดความสูงคงที่ที่ 420 กิโลเมตร เพื่อให้ได้ปริมาณอิเล็กทรอนิกส์จากพื้นดินถึงความสูงที่กำหนด 2000 กิโลเมตร [Bilitza, 1990]

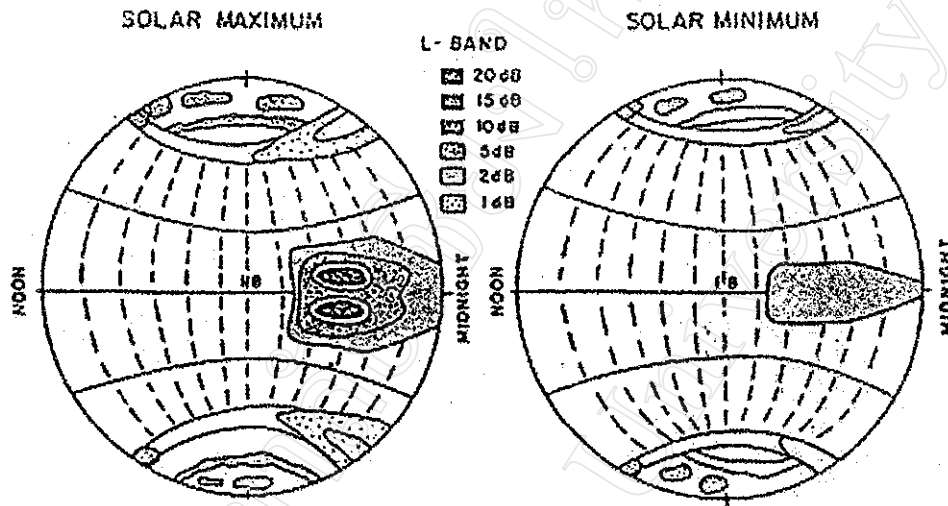
2.3 ปรากฏการณ์ซินทิลเลชันเนื่องจากบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์

เมื่อสัญญาณวิทยุแพร่ผ่านบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ ที่มีความผิดปกติเนื่องจากความไม่สม่ำเสมอของความหนาแน่นอิเล็กทรอนิกส์ ในบริเวณ F ทำให้สัญญาณวิทยุเกิดการกระเพื่อม (Fluctuation) อย่างรวดเร็ว โดยทำให้ขนาดของสัญญาณเพิ่มขึ้น (Enhancement) และจางหาย (Fading) เรียกว่าแอมพลิจูดซินทิลเลชัน (Amplitude Scintillation) และมีการเปลี่ยนแปลงเฟสของสัญญาณ เรียกว่าเฟสซินทิลเลชัน (Phase Scintillation) เรียกการกระเพื่อมของสัญญาณลักษณะนี้ว่าซินทิลเลชันเนื่องจากบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ โดยเฉพาะปรากฏการณ์นี้จะมีผลกระทบต่อการสื่อสารความถี่สูงถึง 6-7 GHz ได้ เมื่อสัญญาณจางหายต่ำกว่าส่วนเผื่อการจางหาย (Fade Margin) ที่กำหนด ปรากฏการณ์นี้มีผลกระทบต่อการสื่อสาร ทั้งระบบที่มอดูเลตแบบอนาล็อก และดิจิทัล ในการสื่อสารที่ใช้การมอดูเลตแบบดิจิทัล เมื่อเกิดปรากฏการณ์นี้จะเกิดการรบกวนในการสื่อสาร คือทำให้ระดับสัญญาณต่ำกว่าจุดเริ่มเปลี่ยน (Threshold) ของโมเด็ม (Modem) ทำให้อัตราความผิดพลาดบิต (Bit Error Rate) เพิ่มขึ้น การที่ความผิดพลาดบิตเพิ่มขึ้นนี้ทำให้สูญเสียข่าวสารเป็นบางส่วนหรือทั้งหมด โดยขึ้นกับระดับที่ลดลง (Degradation) [Anderson, 1993] [Kersly, 1980] [Ezquer et al., 1994]

ปรากฏการณ์ซินทิลเลชันเกิดทั่วโลกดังรูปที่ 2.2 [Davies, 1990] เขตที่สำคัญได้แก่ เขตซับออโรรอล (Subauroral Scintillation) เขตขั้วโลก (Polar Scintillation) และเขตศูนย์สูตร (Equatorial Scintillation) ในเขตศูนย์สูตร เกิดซินทิลเลชันรุนแรงกว่าเขตละติจูดสูง (High Latitude) ในเขตละติจูดกลาง (Middle Latitude) เกิดซินทิลเลชันน้อยที่สุด ในระหว่างที่อิทธิพลของดวงอาทิตย์มากที่สุด ซินทิลเลชันเกิดที่บริเวณ Equatorial Anomaly มากกว่าที่เส้นศูนย์สูตรทางแม่เหล็ก ซึ่งมหาวิทยาลัยเชียงใหม่ ตั้งอยู่ใกล้กับบริเวณนี้ โดยอยู่ที่ตำแหน่ง

ละติจูด (Latitude)	18.8 องศาเหนือ
ลองจิจูด (Longitude)	99.0 องศาตะวันออก
ละติจูดทางแม่เหล็ก (Geomagnetic Latitude)	7.9 องศาเหนือ
ลองจิจูดทางแม่เหล็ก (Geomagnetic Longitude)	170.4 องศาตะวันออก

บริเวณ Equatorial Anomaly นี้มีการเปลี่ยนแปลงของบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์มาก ทำให้ปริมาณ TEC เปลี่ยนแปลงมากกว่าบริเวณอื่น ซึ่งเป็นปัจจัยหนึ่งที่ทำให้เกิดชั้นทิลเลชัน และปริมาณ TEC มีค่าสูงสุดอยู่ที่ ± 15 องศา จากเส้นศูนย์สูตรทางแม่เหล็ก [Anderson, 1993] [Kersley, 1980]



รูปที่ 2.2 ปรากฏการณ์ชั้นทิลเลชันทั่วโลก

ลักษณะสมบัติของแอมพลิจูดทิลเลชัน บ่งชี้โดยใช้ดัชนีชั้นทิลเลชัน (Scintillation Index) ซึ่งเป็นที่นิยมมี 2 ชนิดคือ ดัชนี S_4 และดัชนี S.I.

ดัชนี S_4 คือค่ารากที่สองของกำลังสองเฉลี่ยของค่าเบี่ยงเบนกำลังสัญญาณ (RMS power deviation) ต่อกำลังสัญญาณเฉลี่ย ดังสมการที่ (2) [Davies, 1990]

$$S_4 = \frac{\left(\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2 \right)^{\frac{1}{2}}}{\bar{P}} \quad (2)$$

เมื่อ P คือ กำลังของสัญญาณ

$\bar{P}$ คือ กำลังเฉลี่ยของสัญญาณ

N คือ จำนวนข้อมูลในระยะเวลาที่กำหนด

การคำนวณค่าดัชนี S_4 นี้ต้องกำหนดช่วงเวลาในการคำนวณ ดัชนี S_4 ใช้บอกถึงความลึกของการกระเพื่อมของสัญญาณ และบอกถึงความรุนแรงของการเกิดซินทิลเลชันได้ จะเห็นว่าช่วงที่เกิดซินทิลเลชันของสัญญาณ ดัชนี S_4 มีค่ามากขึ้นตามความรุนแรงของการเกิดซินทิลเลชัน

ดัชนี S.I. เป็นดัชนีที่มักใช้บอกความลึกของซินทิลเลชัน ดัชนีนี้คำนวณเป็นเปอร์เซ็นต์ ดังสมการที่ (3) [Ajai et al., 1996], [Davies, 1990]

$$S.I. = \left[\frac{P_{\max} - P_{\min}}{P_{\max} + P_{\min}} \right] \times 100 \quad (3)$$

เมื่อ $P_{\max}$ คือ ขนาดกำลังสัญญาณสูงที่สุดของการแกว่งครั้งที่ 3 ที่วัดจากค่าสูงสุดลงมา
 $P_{\min}$ คือ ขนาดกำลังสัญญาณต่ำที่สุดของการแกว่งครั้งที่ 3 ที่วัดจากค่าต่ำสุดขึ้นไป

2.4 ทฤษฎีการวัดปริมาณอิเล็กตรอนรวมในบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์

ในการคำนวณค่า TEC จะใช้ความสัมพันธ์ระหว่างความแตกต่างของเวลาหน่วงของสัญญาณย่านแถบ L สองสัญญาณ จากระบบดาวเทียม GPS แต่เนื่องจากความไม่สม่ำเสมอของบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ ทำให้เวลาการแพร่กระจายของสัญญาณที่ผ่านเข้าไปในบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์มากขึ้น หรือเกิดเวลาหน่วงขึ้น ดังสมการที่ (4)

$$\delta\tau = \pm \frac{40.3}{c \cdot f^2} \int_{s_1}^{s_2} N_e ds = \pm \frac{40.3}{c \cdot f^2} TEC \quad (4)$$

เมื่อ $\delta\tau$ คือ ค่าเวลาหน่วงของสัญญาณ (Delay Time) [s]

c คือ ความเร็วแสง [m/s²]

N_e คือ ความหนาแน่นอิเล็กตรอน [electrons/m³]

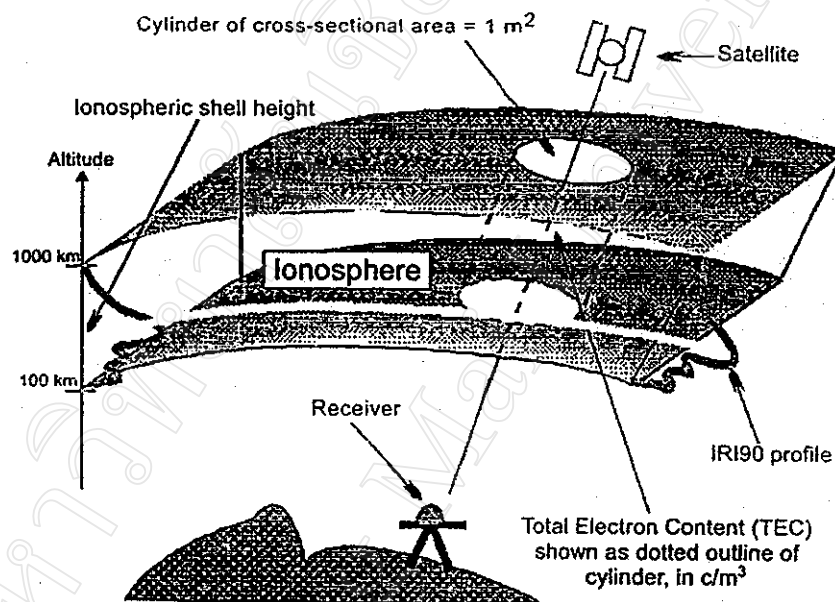
ds คือ องค์ประกอบวิถีรังสี (Ray Path Element) [m]

โดยค่าเวลาหน่วงสัญญาณจะมีค่าความเร็วกลุ่มมีค่าน้อยกว่าความเร็วแสง และจะมีค่าเป็นลบเมื่อความเร็วเฟรมมีค่ามากกว่าความเร็วแสง ส่วนในเทอมอินทิเกรตจะนิยามให้เป็นปริมาณ TEC ซึ่งมีหน่วยเป็น 10^{16} electrons/m² มีค่าเป็น 1 TECU (TEC-unit) และค่า TEC ดังสมการที่ (5)

$$TEC = \frac{c}{40.3} \left[\frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right] \delta\tau_{M_2} \quad (5)$$

เมื่อ $\delta\tau_{f_1f_2}$ คือ ความแตกต่างของเวลาหน่วงระหว่างสัญญาณวิทยุความถี่ f_1 และ f_2
 $(\delta\tau_{f_1f_2} = \delta\tau_{f_1} - \delta\tau_{f_2})$

การวัดปริมาณ TEC สามารถหาได้จากจำนวนอิเล็กตรอนในพื้นที่ 1 ตารางเมตร (ที่มีความสูงประมาณ 1000 กิโลเมตร ซึ่งเป็นความสูงที่บรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์วางตัวอยู่) ในทิศทางจากดาวเทียม GPS มายังสถานีภาคพื้นดิน [Komjathy and Langley, 1996b] ดังรูปที่ 2.3



รูปที่ 2.3 คำจำกัดความของปริมาณอิเล็กตรอนรวม (Total Electron Content)

ที่มา : Komjathy and Langley, 1996b

ปริมาณอิเล็กตรอนรวมจะถูกจำลองให้อยู่ในแนวคิงบนเชลล์ (Shell) แต่เนื่องจากปริมาณอิเล็กตรอนรวมที่วัดได้ ไม่ได้อยู่ในแนวนี้ โดยจะอยู่ในแนวเส้นทางการแพร่กระจายคลื่นระหว่างดาวเทียม GPS กับเครื่องรับสัญญาณดาวเทียม แต่เราสามารถเปลี่ยนให้อยู่ในแนวนี้ได้โดยการย้ายปริมาณอิเล็กตรอนรวม ที่อยู่ตามแนวเส้นสายคาไปอยู่ในแนวคิงได้ด้วยฟังก์ชันย้าย (Mapping Function) หรือ $M(E)$ [Lanyi and Roth, 1998] ดังแสดงในสมการที่ (6) และจะหาค่า TEC ได้ดังสมการที่ (7) ตามลำดับ

$$M(E) = \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{\cos E}{1 + \frac{h}{R}} \right)^2}} \quad (6)$$

$$TEC_v = \frac{TEC_s}{M(E)} \quad (7)$$

เมื่อ TEC_v คือ ปริมาณอิเล็กตรอนรวมในแนวตั้ง

TEC_s คือ ปริมาณอิเล็กตรอนรวมในแนวเอียง [Lanyi and Roth, 1988]

ในการทดลองจะมีเครื่องวัดปริมาณอิเล็กตรอนรวมในบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Model 7633 Realtime TEC-Meter) ทำหน้าที่ในการรับคลื่นวิทยุจากดาวเทียม GPS ที่ส่งมาพร้อมกัน 2 ความถี่ คือ สัญญาณ L1 และ L2 โดยวัดความแตกต่างของเวลาหน่วงที่คลื่นแพร่กระจายมาที่รหัส P ซึ่งก็คือ สัญญาณ L1 และ L2 โดยการหาความสัมพันธ์ระหว่างสัญญาณทั้งสองนั้น

เวลาหน่วงจะมีค่าสูงขึ้นเมื่อคลื่นวิทยุเคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ โดยค่าเวลาหน่วง (T_{ion} , [ns]) สามารถหาค่าได้ด้วยการประมาณแบบเชิงเส้น และมีค่าขึ้นกับปริมาณอิเล็กตรอนรวมทั้งหมดที่อยู่บนเส้นทางการแพร่กระจายคลื่น (N_e , [m^{-2}]) และความถี่ของคลื่นวิทยุ (f_c , [MHz]) ดังสมการที่ (8)

$$T_{ion}(f_c) = \frac{134 \cdot N_e}{f_c^2} \quad (8)$$

สมการที่ (8) สามารถนำมาหาเวลาหน่วงสัมพัทธ์ของสัญญาณที่รับได้จากดาวเทียม GPS 2 ความถี่คือ L1 และ L2 ได้ดังสมการที่ (9)

$$\begin{aligned} \Delta T_{ion} &= T_{ion}(f_{L2}) - T_{ion}(f_{L1}) \\ &= 134 \cdot N_e \cdot \left(\frac{1}{f_{L2}^2} - \frac{1}{f_{L1}^2} \right) \end{aligned} \quad (9)$$

จากสมการที่ (9) สามารถหาค่าปริมาณอิเล็กตรอนรวม ที่อยู่บนเส้นทางการแพร่กระจาย คลื่นได้ดังสมการที่ (10)

$$N_e = \frac{1}{134} \cdot \left(\frac{f_{L1}^2 \cdot f_{L2}^2}{f_{L1}^2 - f_{L2}^2} \right) \cdot \Delta T_{ion} \quad (10)$$

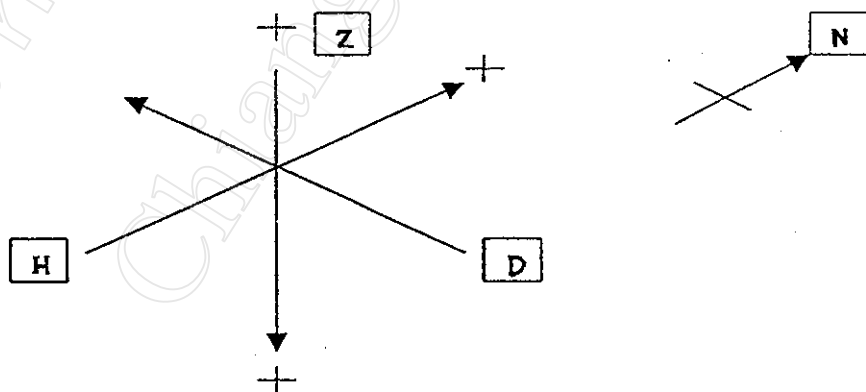
ดังนั้น ในการเผ่าตรวจการเปลี่ยนแปลงค่าปริมาณอิเล็กตรอนรวมในบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ จึงสามารถทำได้โดยการวัดเวลาหน่วงสัมพัทธ์ของคลื่นวิทยุ L1 และ L2

2.5 ทฤษฎีการวัดค่าสนามแม่เหล็กโลก

เครื่องวัดค่าความเข้มสนามแม่เหล็กโลกแบบสามแนวแกน (Three-Axis Magnetometer) ที่ใช้ในการทดลอง จะตรวจจับการสั่นสะเทือนขององค์ประกอบในแนวแกนสนามแม่เหล็กโลก สามแนวแกน ได้แก่ องค์ประกอบตามแนวนอน H (Horizontal Component), องค์ประกอบตามแนวเอียง D (Declination Component) ซึ่งตั้งฉากกับองค์ประกอบตามแนวนอน และองค์ประกอบตามแนวตั้ง Z (Vertical Component) ดังแสดงในรูปที่ 2.4 โดยที่ทิศเหนือเป็นทิศเหนือทางแม่เหล็กในเครื่องวัด ประกอบด้วยตัวตรวจจับสัญญาณและตัวแปลงสัญญาณ ตัวตรวจจับสัญญาณ คือส่วนของโครงสร้างที่ป้องกันไม่ให้น้ำหยดลงมา ซึ่งจะมีฟังก์ชันในการปรับระดับและทิศทางได้ด้วย ภายในตัวตรวจจับจะมีหัววัดสนามแม่เหล็กแบบขดลวดโซลินอยด์ (Solenoid) สำหรับวัดการเปลี่ยนแปลงใน 3 ทิศทางวางตั้งฉากกันอยู่ โดยแต่ละหัววัดจะประกอบไปด้วยแกนเพอร์มาลลอย (Permalloy) และมีขดลวดพันรอบๆ แกน ส่วนตัวแปลงสัญญาณจะประกอบด้วยตัวจ่ายไฟ ที่ทำหน้าที่ในการเปลี่ยนแรงดันขาเข้าให้เป็นแรงดันกระแสตรง (DC, Direct Current) ตามต้องการ และใช้ในการจับตัวตรวจจับสัญญาณอีกด้วย

หลักการทำงานของเครื่องวัดค่าสนามแม่เหล็กโลก คือ ออสซิลเลเตอร์ (Oscillator) สร้างสัญญาณความถี่ 700 Hz แล้วแบ่งออกเป็น 2 ส่วน ส่วนที่หนึ่งจะถูกขยายเพื่อนำไปใช้ในการกระตุ้นขดลวดแม่เหล็ก ส่วนที่เหลือจะถูกนำมาคูณด้วยสองเพื่อไปทำการซิงโครไนซ์ (Synchronize) กับเรกติฟายเออร์ (Rectifier) เมื่อตัวตรวจจับอยู่ในบริเวณที่มีสนามแม่เหล็ก ฮาร์โมนิกต่างๆ จะถูกเหนี่ยวนำขึ้นภายในขดลวดสัญญาณ และขดลวดชดเชย เอาต์พุตของขดลวดสัญญาณจะผ่านเข้าไปในวงจรกรองแถบผ่าน (Bandpass Filter) ทำให้ได้สัญญาณที่มีความถี่ 1400 Hz ออกมาจากนั้น จะนำสัญญาณที่ได้มาขยาย และป้อนให้กับเรกติฟายเออร์ เพื่อตรวจสอบว่ามันมีเฟสตรงกันหรือไม่ ถ้าเฟสตรงกัน เอาต์พุตของเรกติฟายเออร์จะเป็นสัญญาณ DC บวก นอกนั้นจะเป็นลบ สัญญาณ DC

ที่ได้นี้ จะถูกนำมาขยายด้วยวงจรขยายอินทิเกรต (Integrating Amplifier) โดยสัญญาณเอาต์พุต ส่วนหนึ่งจากตัว อินทิเกรตจะถูกป้อนกลับไปยังขดลวดสัญญาณ โดยผ่านตัวต้านทานตัวหนึ่ง ซึ่ง กระแสป้อนกลับจะสร้างสนามแม่เหล็กที่หักล้างกับสนามแม่เหล็กที่เข้ามา เนื่องจากอัตราขยาย ของวงจรขยายที่อยู่ในตัวอินทิเกรตมีค่าสูงมาก กระแสป้อนกลับจึงมีค่าสูงขึ้นเรื่อยๆ จนกระทั่ง สนามแม่เหล็กที่เข้ามาเกิดออฟเซต (Offset) กระแสป้อนกลับจะเป็นสัดส่วนกับสนามแม่เหล็กที่เข้า มาเสมอ ไม่ว่าจะเกิดการแกว่งขึ้นภายในตัวขยายวงจรอินทิเกรต และมีความไม่เป็นเชิงเส้นของตัว ตรวจจับก็ตาม ตัวต้านทานป้อนกลับสามารถเปลี่ยนค่าได้ เพื่อเปลี่ยนค่าความไวของตัวแปลง สัญญาณ ถ้าค่าสนามแม่เหล็กมีค่าต่ำๆ ความไวก็ควรจะมีความสูงขึ้น โดยการเพิ่มค่าความต้านทาน ป้อนกลับขดลวดขดเชยจะใช้ในการออฟเซตอิทธิพลของสนามแม่เหล็กโลก ซึ่งทำได้โดยการให้ กระแส DC ที่แน่นอนกับขดลวดขดเชย แล้วสร้างสนามแม่เหล็กเดียวกันที่มีขนาดเท่ากัน และมีขั้ว ตรงกันข้ามกับสนามแม่เหล็กโลก แหล่งจ่ายไฟ DC จะสร้างกระแสที่ระดับคงที่ผ่านตัวแปลง สัญญาณแรงดัน/กระแส (V/I Converter) โดยไม่คำนึงถึงค่าความต้านทานของวงจร ด้วยเหตุนี้จึง สามารถจัดการเปลี่ยนแปลงของความต้านทานในสายที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิได้ เมื่อสนามแม่เหล็กโลกมีค่าออฟเซตทำให้เอาต์พุตเป็นศูนย์ จากนั้นจึงส่งการเปลี่ยนแปลงของสนาม แม่เหล็กโลกที่เกิดขึ้นเข้าไปในวงจรกรองต่ำผ่าน (Lowpass Filter)



รูปที่ 2.4 ลักษณะการติดตั้งเครื่องวัดค่าความเข้มสนามแม่เหล็กโลก