

บทที่ 2

เอกสารงานวิจัยและทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง

2.1 แบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค

แบบจำลองภูมิอากาศเป็นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ใช้เป็นเครื่องมือในการจำลองกระบวนการทางกายภาพของบรรยากาศ มหาสมุทร และพื้นดินโดยใช้หลักการสมดุลของพลังงานโลก คือ พลังงานที่โลกได้รับในสภาพคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในช่วงคลื่นสั้น สมดุลกับการส่งถ่ายพลังงานออกไปนอกบรรยากาศโลกในสภาพรังสีความร้อนในช่วงคลื่นยาว (Far-infrared)

การพัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศโลกต้องใช้ข้อมูลและความเชี่ยวชาญหลายสาขารวมทั้งเครื่องประมวลผลที่มีประสิทธิภาพสูง ทำให้แบบจำลองภูมิอากาศโลกถูกพัฒนาขึ้นมาโดยสถาบันชั้นนำของโลก เช่น National Center for Atmospheric Research (NCAR), Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), Goddard Institute of Space Studies (GISS) ของสหรัฐอเมริกา, Hadley Center for Climate Prediction and Research ของสหราชอาณาจักร และ Max Planck Institute ของเยอรมนี เป็นต้น

เนื่องจากแบบจำลองภูมิอากาศโลกมีพื้นที่แสดงผลขนาดใหญ่ ความละเอียดตั้งแต่ระดับ 150 กิโลเมตรขึ้นไป จึงเหมาะสำหรับใช้ในการศึกษาภูมิอากาศในระดับทวีป การศึกษาผลกระทบ และการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในระดับภูมิภาคหรือประเทศขนาดเล็กที่มีพื้นที่ไม่มากนัก จึงต้องทำการย่อส่วน (downscale) แบบจำลองภูมิอากาศโลกให้แสดงผลลัพธ์ที่มีความละเอียดเพิ่มขึ้น โดยการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกที่นิยมใช้กันมี 2 วิธี คือ

1. การย่อส่วนด้วยวิธีทางสถิติ (statistical downscaling) เป็นวิธีการซึ่งใช้กระบวนการทางสถิติเพื่อย่อส่วนหรือลดขนาดผลลัพธ์จากแบบจำลองภูมิอากาศโลก (Spak et al., 2007) โดยจะวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตัวทำนาย (predictor) ซึ่งเป็นผลที่ได้จากแบบจำลองภูมิอากาศโลก และตัวถูกทำนาย (predictand) ซึ่งเป็นข้อมูลที่ได้จากสถานีตรวจวัดโดยตรง ในช่วงเวลาที่สัมพันธ์กันด้วยวิธีการทางสถิติ เช่น การวิเคราะห์การถดถอยเชิงเส้น-ไม่เชิงเส้น (linear and non-linear regression) เป็นต้น สำหรับหาค่าคงที่และสัมประสิทธิ์ของฟังก์ชันความสัมพันธ์ เพื่อใช้ประมาณค่าข้อมูลภูมิอากาศภูมิภาคจากข้อมูลแบบจำลองภูมิอากาศโลก ข้อดีของวิธีนี้คือ สามารถวิเคราะห์ได้รวดเร็ว และไม่จำเป็นต้องใช้เครื่องประมวลผลที่มีประสิทธิภาพสูงมาก ข้อจำกัด คือ ผลลัพธ์ที่ได้ยังคงอ้างอิงกับแบบจำลองภูมิอากาศโลก เนื่องจากไม่ได้นำผลของฟิสิกส์บรรยากาศในแต่ละพื้นที่เข้ามาพิจารณาด้วย

2. การย่อส่วนด้วยวิธีการพลวัต (dynamical downscaling) หรือการใช้แบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค (regional climate model หรือ RCM) เป็นวิธีการที่มีความละเอียดสูง อาศัยหลักการ (Mearns et al., 1999) ซึ่งนำเอากระบวนการทางฟิสิกส์บรรยากาศที่มีความสัมพันธ์กับสภาพภูมิประเทศของแต่ละบริเวณ มาคำนวณหาค่าตัวแปรสภาพภูมิอากาศในระดับความละเอียดที่สูงขึ้นในเชิงพื้นที่และเวลา โดยอาศัยเงื่อนไขเริ่มต้น (initial condition) และเงื่อนไขขอบเขต (boundary condition) จากข้อมูลของแบบจำลองภูมิอากาศโลก ข้อดีของวิธีการนี้ คือ สามารถศึกษาภูมิอากาศภูมิภาคในพื้นที่ที่มีลักษณะภูมิประเทศซับซ้อน (complex terrain) ได้ เช่น ภูมิประเทศที่เป็นภูเขา หรือภูมิประเทศที่เป็นเกาะ เป็นต้น ข้อจำกัด คือ จำเป็นต้องใช้เครื่องประมวลผลที่มีประสิทธิภาพสูง และใช้เวลาในการประมวลผลนาน

แบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาคเป็นแบบจำลอง non-hydrostatic ซึ่งอาศัยชุดสมการทางฟิสิกส์บรรยากาศภายใต้กรอบอ้างอิงหมุน (rotating frame of reference) โดยพิจารณาว่าอากาศเป็นของไหลที่สามารถอัดและขยายตัวได้ และพิกัดในแนวดิ่งปรับค่าตามลักษณะความสูงของภูมิประเทศ (terrain-following coordinates) ซึ่งมีลักษณะคล้ายคลึงกับชุดสมการในแบบจำลองอุทกสถิตย (hydrostatic model) (Anthes and Warner, 1978)

ในการประมาณค่าทางอุทกสถิตย ต้องพิจารณาผลที่เกี่ยวข้องทั้งในแนวนอนและแนวดิ่ง กล่าวคือการเคลื่อนที่ของมวลอากาศในดิ่งมีความสอดคล้องกับการพัดสอบ (convergence) ของมวลอากาศในแนวนอน โดยพิจารณาทั้งแนวโน้มของความกดอากาศที่ผิวพื้นและการเคลื่อนที่ในแนวดิ่ง สำหรับสมการที่เป็นแบบ non-hydrostatic จะมีการคำนวณที่แตกต่างกันออกไป สมการที่เกี่ยวข้องจะถูกแยกพิจารณาออกเป็นการกระจายของความกดอากาศในทั้งสามมิติและโมเมนตัมในแนวดิ่ง สมการแนวโน้มของความกดอากาศสามารถหาได้มาจากกฎของก๊าซในอุดมคติ (ideal gas law) และสมการความต่อเนื่องของมวลอากาศ (mass continuity equations) และจะพิจารณาผลการรบกวน (perturbation) ของความกดอากาศ ในชุดสมการด้วย

การพยากรณ์อากาศเชิงตัวเลข (numerical weather prediction) ใช้หลักการทางฟิสิกส์และคณิตศาสตร์ สมการเฉพาะที่ใช้ในการพยากรณ์อากาศเชิงตัวเลข เรียกว่า primitive equation ซึ่งจะใช้อธิบายการเคลื่อนที่ของอากาศ และ thermodynamics ในบรรยากาศ (Dudhia, 1993) โดยหามาจากกฎการอนุรักษ์มวล โมเมนตัม และพลังงาน ประกอบด้วย 5 สมการสำคัญ คือ

สมการพยากรณ์ความดัน (pressure forecast equation)

สมการพยากรณ์ลมในแนวแกน x (x-component wind forecast equation)

สมการพยากรณ์ลมในแนวแกน y (y-component wind forecast equation)

สมการพยากรณ์ลมในแนวดิ่ง (vertical wind forecast equation)

สมการพยากรณ์อุณหภูมิ (temperature forecast equation)

สมการพยากรณ์ความดัน
จากกฎการอนุรักษ์พลังงานจะได้ว่า

$$c_p \frac{DT}{Dt} = \frac{1}{\rho} \frac{Dp}{Dt} + \dot{q} \quad (2.1)$$

และจากกฎของก๊าซในอุดมคติ เมื่อพิจารณาในเทอมของปริมาตรจำเพาะจะได้ว่า

$$p\alpha = RT$$

เมื่อ $\alpha = \frac{1}{\rho}$ จะสามารถเขียนได้ใหม่เป็น

$$\begin{aligned} p &= R\rho T \\ \frac{Dp}{Dt} &= R \frac{D(\rho T)}{Dt} \\ \frac{Dp}{Dt} &= RT \frac{D\rho}{Dt} + R\rho \frac{DT}{Dt} \end{aligned} \quad (2.2)$$

นำ $\frac{1}{p}$ คูณเข้าไปในสมการที่ (2.2) จะได้ว่า

$$\frac{1}{p} \frac{Dp}{Dt} = \frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{1}{T} \frac{DT}{Dt} \quad (2.3)$$

แทนค่าสมการความต่อเนื่อง และสมการ (2.1) ลงในสมการ (2.3) สามารถเขียนสมการได้เป็น

$$\frac{1}{p} \frac{Dp}{Dt} = -\nabla \cdot \mathbf{v} + \frac{\dot{q}}{c_p T} + \frac{1}{c_p \rho T} \frac{Dp}{Dt} \quad (2.4)$$

$$\frac{1}{p} \frac{Dp}{Dt} = -\nabla \cdot \mathbf{v} + \frac{\dot{q}}{c_p T} + \frac{R}{c_p p} \frac{Dp}{Dt}$$

$$\frac{1}{p} \frac{Dp}{Dt} \left(1 - \frac{R}{c_p} \right) = -\nabla \cdot \mathbf{v} + \frac{\dot{q}}{c_p T} \quad (2.5)$$

เนื่องจาก $1 - \frac{R}{c_p} = \frac{c_v}{c_p} = \frac{1}{\gamma}$ ดังนั้นจะได้ว่า

$$\frac{Dp}{Dt} = -\gamma p \nabla \cdot \mathbf{v} + \frac{\gamma p \dot{q}}{c_p T} \quad (2.6)$$

$$\frac{D(p_0 - p')}{Dt} = -\gamma p \nabla \cdot \mathbf{v} + \frac{\gamma p \dot{q}}{c_p T} \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + u \frac{\partial p'}{\partial x} + v \frac{\partial p'}{\partial y} + \dot{\sigma} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} - \rho_0 g w = -\gamma p \nabla \cdot \mathbf{v} + \frac{\gamma p \dot{q}}{c_p T} \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla p' - \rho_0 g w = -\gamma p \nabla \cdot \mathbf{v} + \frac{\gamma p \dot{q}}{c_p T} \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + \gamma p \nabla \cdot \mathbf{v} - \rho_0 g w = -\mathbf{v} \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p \dot{q}}{c_p T} \quad (2.10)$$

เมื่อ

$$\dot{\sigma} = \frac{D\sigma}{Dt} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v$$

สมการพยากรณ์ลมในแนวแกน x

สมการการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวราบสามารถหาได้โดยการพิจารณาผลของแรงที่มากระทำกับมวลของอากาศ ประกอบไปด้วย แรงโคริโอลิส (coriolis force) ซึ่งเป็นแรงที่เกิดจากการหมุนรอบตัวเองของโลก แรงเกรเดียน (pressure gradient force) เป็นแรงที่เกิดจากบริเวณที่มีความดันแตกต่างกัน และ eddy terms ซึ่งเป็นกระแสอากาศแปรปรวน (Jacobson, 1999) เมื่อรวมแรงต่างๆเข้าด้วยกัน สามารถหาสมการการเคลื่อนที่ได้จากสมการ

$$\frac{D\mathbf{v}}{Dt} = -f(\mathbf{k} \times \mathbf{v}) - \frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{D} \quad (2.11)$$

โดยที่ $f = 2\Omega \sin \phi$ เรียกว่า coriolis parameter และ $\mathbf{D}$ เป็น eddy term

จากสมการ (2.11) เราสามารถหาสมการการเคลื่อนที่ในแนวแกน x ได้ดังสมการ

$$\frac{Du}{Dt} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + D_u \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma} = f_v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + D_u \quad (2.13)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla u = f_v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + D_u \quad (2.14)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla u = f_v - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) + D_u \quad (2.15)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = f_v - \mathbf{v} \cdot \nabla u + D_u \quad (2.16)$$

สมการพายุกรณ์ลมในแนวแกน y

ทำนองเดียวกันกับการหาสมการพายุกรณ์ลมในแกน x เราจะสามารถหาสมการการเคลื่อนที่ในแนวแกน y ได้ดังสมการ

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -f_v - \mathbf{v} \cdot \nabla v + D_v \quad (2.17)$$

สมการพายุกรณ์ลมในแนวตั้ง

การเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้งสามารถหาได้โดยการพิจารณาผลของแรงที่มากระทำกับมวลของอากาศ ประกอบไปด้วย แรงดึงดูดของโลก แรงเกรเดียน และ eddy term ดังนั้นเราสามารถเขียนสมการการเคลื่อนที่ในแนวตั้งได้ดังสมการ

$$\frac{Dw}{Dt} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + D_w \quad (2.18)$$

กำหนดให้ $\alpha = \frac{1}{\rho}$ จะได้ว่า

$$\frac{Dw}{Dt} = -g - \alpha \frac{\partial p}{\partial z} + D_w \quad (2.19)$$

พิจารณาผลของ perturbation , $\alpha = \alpha_0 + \alpha'$, $p = p_0 + p'$ จะได้

$$\frac{Dw}{Dt} = -g - (\alpha_0 + \alpha') \frac{\partial(p_0 + p')}{\partial z} + D_w \quad (2.20)$$

จากสมการอุทกสถิต $\alpha_0 \frac{\partial p_0}{\partial z} = -g$ แทนลงในสมการ (2.20) จะได้

$$\frac{Dw}{Dt} + \alpha' \frac{\partial p'}{\partial z} + \alpha_0 \frac{\partial p'}{\partial z} + \alpha' \frac{\partial p_0}{\partial z} = D_w \quad (2.21)$$

$$\frac{Dw}{Dt} + \alpha \frac{\partial p'}{\partial z} - g \frac{\alpha'}{\alpha_0} = D_w \quad (2.22)$$

$$\frac{Dw}{Dt} + \alpha \frac{\partial p'}{\partial z} - g \frac{\alpha - \alpha_0}{\alpha_0} = D_w \quad (2.23)$$

จากสมการ (2.23) เขียนให้อยู่ในเทอมของ ρ จะได้

$$\frac{Dw}{Dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - g \frac{\frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho_0}}{\frac{1}{\rho_0}} = D_w \quad (2.24)$$

$$\frac{Dw}{Dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} + g \frac{\rho'}{\rho} = D_w \quad (2.25)$$

เนื่องจาก

$$-\frac{\rho'}{\rho} = \frac{\rho_0}{\rho} - 1 = \frac{p_0 T}{p T_0} - 1 = \frac{p_0}{p} \left(\frac{T}{T_0} - \frac{p}{p_0} \right) = \frac{p_0}{p} \left(\frac{T'}{T_0} - \frac{p'}{p_0} \right)$$

เราสามารถเขียนสมการ (2.25) ให้อยู่ในรูป perturbation ของอุณหภูมิและความดัน ได้ดังสมการ

$$\frac{Dw}{Dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - g \frac{p_0}{p} \left(\frac{T'}{T_0} - \frac{p'}{p_0} \right) = D_w \quad (2.26)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla w + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} + g \frac{p'}{p} = D_w \quad (2.27)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla w - \frac{\rho_0 g}{\rho p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} - g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} + g \frac{p'}{p} = D_w \quad (2.28)$$

เนื่องจาก $1 - \frac{R}{c_p} = \frac{1}{\gamma}$ แทนลงในสมการ (2.28) จะได้

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla w - \frac{\rho_0 g}{\rho p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} - g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} + g \left(\frac{R}{c_p} + \frac{1}{\gamma} \right) \frac{p'}{p} = D_w \quad (2.29)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0 g}{\rho p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g}{\gamma} \frac{p'}{p} = -\mathbf{v} \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{gR}{c_p} \frac{p'}{p} + D_w \quad (2.30)$$

สมการพยากรณ์อุณหภูมิ

จากสมการ (2.1) จะได้

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{1}{c_p \rho} \frac{Dp}{Dt} + \frac{\dot{q}}{c_p} \quad (2.31)$$

จากสมการ (2.6) ถึง (2.9) แทนลงในสมการ (2.31) จะได้ว่า

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla T - \frac{1}{c_p \rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{\dot{q}}{c_p} \quad (2.32)$$

ดังนั้นในแบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค ซึ่งเป็นแบบจำลอง non-hydrostatic และพิกัดในแนวตั้งเป็นแบบ σ -coordinates จะพยากรณ์ความดันของอากาศ ความเร็วลมทั้งในแนวราบและแนวตั้ง และอุณหภูมิ ด้วยชุดสมการ

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + \gamma p \nabla \cdot \mathbf{v} - \rho_0 g w = -\mathbf{v} \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p \dot{q}}{c_p T}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = f v - \mathbf{v} \cdot \nabla u + D_u$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -f u - \mathbf{v} \cdot \nabla v + D_v \quad (2.33)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0 g}{\rho p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g}{\gamma} \frac{p'}{p} = -\mathbf{v} \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{gR}{c_p} \frac{p'}{p} + D_w$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla T \frac{1}{c_p \rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{\dot{q}}{c_p}$$

2.2 การวิเคราะห์ข้อมูลลม (จอมภพ แววศักดิ์, 2558)

ในการประมาณค่าศักยภาพของพลังงานลมบริเวณสถานที่ที่จะทำการติดตั้งกังหันลมผลิตไฟฟ้าควรจะมีการวิเคราะห์ข้อมูลลมตรวจวัดและการแปลความหมายอย่างเหมาะสม โดยอาจจะใช้ข้อมูลลมสถิติระยะยาวจากสถานีอุตุนิยมวิทยาที่อยู่ใกล้ๆ สำหรับการศึกษาเบื้องต้นซึ่งข้อดีของข้อมูลประเภทนี้ก็คือเป็นข้อมูลตรวจวัดระยะยาว อย่างไรก็ตามควรระวังในเรื่องของการประมาณค่านอกช่วง (extrapolation) เพื่อนำโพรไฟล์ของลมไปใช้เป็นตัวแทนของพื้นที่นั้นต่อไป

2.2.1 อัตราเร็วลมเฉลี่ย (average wind speed)

อัตราเร็วลมเฉลี่ยเป็นข้อมูลทางด้านสเปกตรัมของลมที่สำคัญ ณ บริเวณที่จะทำการติดตั้งกังหันลม โดยสามารถวิเคราะห์อัตราเร็วลมเฉลี่ย (V_m) ดังสมการ

$$V_m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n V_i \quad (2.34)$$

เมื่อ V_i คือ อัตราเร็วลมตรวจวัด
 n คือ จำนวนข้อมูลลม

อย่างไรก็ตามในการคำนวณการผลิตไฟฟ้าจากพลังงานลมนั้น การใช้ค่าเฉลี่ยดังสมการที่ (2.34) อาจจะทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนได้ ดังนั้นในการคำนวณพลังงานลมควรจะมีการถ่วงน้ำหนักของอัตราเร็วลมเฉลี่ยสำหรับการวิเคราะห์กำลัง จึงสามารถคำนวณอัตราเร็วลมเฉลี่ยได้จากสมการ

$$V_m = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n V_i^3 \right)^{1/3} \quad (2.35)$$

2.2.2 การแจกแจงของอัตราเร็วลม (distribution of wind speed)

นอกเหนือจากค่าเฉลี่ยของลมในช่วงเวลาที่พิจารณาแล้วยังมีการแจกแจงที่เป็นปัจจัยหลักในการประเมินแหล่งลม (wind resource assessment) อีกด้วย กังหันลมที่ถูกติดตั้ง ณ 2 ตำแหน่งและมีค่าอัตราเร็วลมเฉลี่ยเท่ากันอาจจะมีโอกาสของพลังงานแตกต่างกันเนื่องจากการแจกแจงลมที่แตกต่างกันนั่นเอง

เครื่องมืออย่างหนึ่งในการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของอัตราเร็วลมในชุดข้อมูลใด ๆ ก็คือ ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (σ_v) ซึ่งจะเป็นตัวบ่งบอกว่าข้อมูลแต่ละค่ามีการเบี่ยงเบนไปจากค่าเฉลี่ยมากน้อยเพียงใด ดังสมการ

$$\sigma_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (v_i - v_m)^2}{n}} \quad (2.36)$$

เพื่อให้เข้าใจการเปลี่ยนแปลงของลมดียิ่งขึ้น ข้อมูลลมมักจะถูกจัดกลุ่มและแสดงอยู่ในรูปของการแจกแจงความถี่ (frequency distribution) ซึ่งจะทำให้ทราบจำนวนชั่วโมงของอัตราเร็วลมที่อยู่ในย่านจำเพาะ ถ้าอัตราเร็วลมแสดงอยู่ในรูปการแจกแจงความถี่แล้วค่าเฉลี่ยและส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานจะสามารถหาได้จากสมการ

$$v_m = \left(\frac{\sum_{i=1}^n f_i v_i^3}{\sum_{i=1}^n f_i} \right)^{1/3} \quad (2.37)$$

$$\sigma_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n f_i (v_i - v_m)^2}{\sum_{i=1}^n f_i}} \quad (2.38)$$

เมื่อ f_i คือ ความถี่
 $v_i - v_m$ คือ ค่ากลางในแต่ละช่วง

2.2.3 การแจกแจงไวบูลล์ (Weibull distribution)

การแจกแจงไวบูลล์เป็นกรณีพิเศษของการแจกแจงของ Pierson Class III ในการแจกแจงไวบูลล์นั้นการเปลี่ยนแปลงของอัตราเร็วลมจะถูกกำหนดโดยฟังก์ชัน 2 ฟังก์ชัน ดังนี้ (1) ฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็น (probability density function) และ (2) ฟังก์ชันการแจกแจงสะสม (cumulative distribution function) ฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็น $f(V)$ จะบ่งชี้ถึงสัดส่วนของเวลาหรือความน่าจะเป็นที่จะมีอัตราเร็วลมค่านั้นๆ ดังสมการ

$$f(V) = \frac{k}{c} \left(\frac{V}{c} \right)^{k-1} e^{-(V/c)^k} \quad (2.39)$$

เมื่อ k คือ พารามิเตอร์รูปร่างไวบูลล์ (Weibull shape parameter)

c คือ พารามิเตอร์ระดับ (scale parameter)

ฟังก์ชันการแจกแจงสะสมของอัตราเร็วลม V จะเป็นความน่าจะเป็นที่มีอัตราเร็วลมเท่ากับหรือต่ำกว่า V ดังนั้น การแจกแจงสะสม $F(V)$ จะเป็นการปริพันธ์ของฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็นดังสมการ

$$F(V) = \int_0^V f(V) dV = 1 - e^{-(V/c)^k} \quad (2.40)$$