# บทที่ ๓

## ทฤษฎีพื้นฐานและการคำนวณ

### ๓.๑ ฟิสิกส์ของการระเหย (The physics of evaporation)

การระเหยของน้ำจะเกิดขึ้นได้จำเป็นจะต้องมีปัจจัยดังต่อไปนี้คือ

#### ๓.๑.๑ น้ำ

จะต้องมีน้ำไว้คอยจุนเจืออยู่เสมอ

#### ๓.๑.๒ แหล่งความร้อน

จะต้องมีความร้อนซึ่งอาจเป็นพลังงานโดยตรงจากดวงอาทิตย์ ความร้อนจากกระแสอากาศ ความร้อนจากพื้นดินหรือความร้อนจากพื้นน้ำที่เก็บไว้

#### ๓.๑.๓ ค่าผลต่างของความดันไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิผิวน้ำกับความกดไอน้ำอิ่มตัวที่จุดน้ำค้างของอากาศ จะต้องมีค่าเป็นบวก

การระเหยของน้ำหรือการถ่ายเทความชื้นจึงจะเกิดขึ้น และความร้อนแฝงที่จำเป็นจะต้องใช้ถูกดึงไปจากแหล่งความร้อนดังได้กล่าวไว้ข้างบน ซึ่งผลที่สุดจะนำไปสู่การปรับความชันของอุณหภูมิและความกดไอน้ำกับองค์ประกอบต่าง ๆ ใหม่เพื่อให้เกิดการสมดุล

### ๓.๒ องค์ประกอบที่ควบคุมกระบวนการระเหยของน้ำ (Factors controlling the evaporation process)

อัตราการระเหยของน้ำจากผิวพื้นน้ำตามธรรมชาติแปรผันขึ้นอยู่กับองค์ประกอบทางอุตุนิยมวิทยาบางอย่างและคุณภาพของน้ำ ( water quality)

๓.๒.๑ องค์ประกอบทางอุตุนิยมวิทยา

องค์ประกอบทางอุตุนิยมวิทยาที่สำคัญที่ควบคุมการระเหยของน้ำ ได้แก่

๓.๒.๑.๑ รังสีดวงอาทิตย์

ถ้าพิจารณาการระเหยของน้ำตามธรรมชาติในแง่ของกระบวนการแลกเปลี่ยนพลังงานแล้วจะเห็นได้ว่ารังสีดวงอาทิตย์เป็นองค์ประกอบอันเดียวที่สำคัญที่สุดของการระเหยของน้ำและคำว่า " น้ำระเหยเนื่องจากดวงอาทิตย์ " (solar evaporation) จึงเป็นไปได้ เนื่องจากรังสีของดวงอาทิตย์เป็นกระบวนการจ่ายพลังงานที่สำคัญที่สุดอย่างหนึ่งที่ก่อให้เกิดปรากฏการณ์ต่าง ๆ ตามธรรมชาติรวมทั้งการระเหยของน้ำ นอกจากนั้นรังสีดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับยังแปรผันไปตามละติจูด ฤดูกาล เวลาของวันและสภาพของท้องฟ้าอีกด้วย ดังนั้นน้ำระเหยจึงแปรผันไปตามละติจูด ฤดูกาล เวลาของวัน และสภาพของท้องฟ้าอีกด้วย

๓.๒.๑.๒ ความดันไอน้ำ

อัตราที่โมเลกุลจะหลุดจากผิวน้ำขึ้นอยู่กับค่าผลต่างระหว่างความดันไอน้ำของน้ำกับความกดไอน้ำของอากาศเหนือพื้นน้ำ หรือกล่าวอีกนัยหนึ่งคือ อัตราการระเหยของน้ำขึ้นอยู่กับผลต่างระหว่างความดันไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิผิวน้ำกับความกดไอน้ำอิ่มตัวที่จุดน้ำค้างของอากาศ ถ้าผลต่างที่เกิดขึ้นมีค่าเป็นบวก การระเหยของน้ำจะเกิดขึ้นจนกระทั่งผลต่างของความดันไอน้ำของน้ำและของอากาศเหนือพื้นน้ำมีค่าเป็นศูนย์ อัตราการระเหยของน้ำจะหยุดลง

๓.๒.๑.๓ อุณหภูมิของอากาศ

ความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิของอากาศและองค์ประกอบทางภูมิอากาศอื่น ๆ มีผลทำให้เกิดความสัมพันธ์ค่อนข้างแน่ชัดระหว่างน้ำระเหยรายเดือน

กับอุณหภูมิรายเดือนของอากาศ ณ ที่หนึ่ง ๆ และความสัมพันธ์อันนี้แสดงให้เห็นว่าน้ำระเหยลดลงตามละติจูดสูง ๆ

๓.๒.๑.๔ ลม

เนื่องจากการแปรปรวน (turbulence) ของอากาศแปรผันกับความเร็วลม จึงคาดได้ว่าความเร็วลมจะต้องมีความสัมพันธ์กับการระเหยของน้ำ และจากการทดลองในอุโมงลมแสดงให้เห็นว่าอัตราการระเหยของน้ำที่อุณหภูมิหนึ่งเป็นปฏิภาคกับความเร็วลมและขึ้นอยู่อย่างมากกับความกดไอน้ำของอากาศที่อยู่เหนือผิวน้ำ

๓.๒.๑.๕ ความกดของบรรยากาศ

ความกดของบรรยากาศมีความสัมพันธ์ใกล้ชิดกับองค์ประกอบอื่น ๆ ที่มีผลต่อการระเหยของน้ำจนกระทั่งในทางปฏิบัติเป็นไปไม่ได้ที่จะศึกษาผลของการเปลี่ยนแปลงของบรรยากาศภายใต้สภาวะธรรมชาติ เนื่องจากจำนวนโมเลกุลของอากาศต่อหนึ่งหน่วยบริมาตรเพิ่มขึ้นตามความกด ดังนั้นเมื่อมีความกดอากาศสูงแผ่เข้ามาปกคลุมโอกาสที่โมเลกุลของไอน้ำที่หลุดจากผิวน้ำจะชนกับโมเลกุลของอากาศและกลับลงไปในน้ำจึงมีมาก

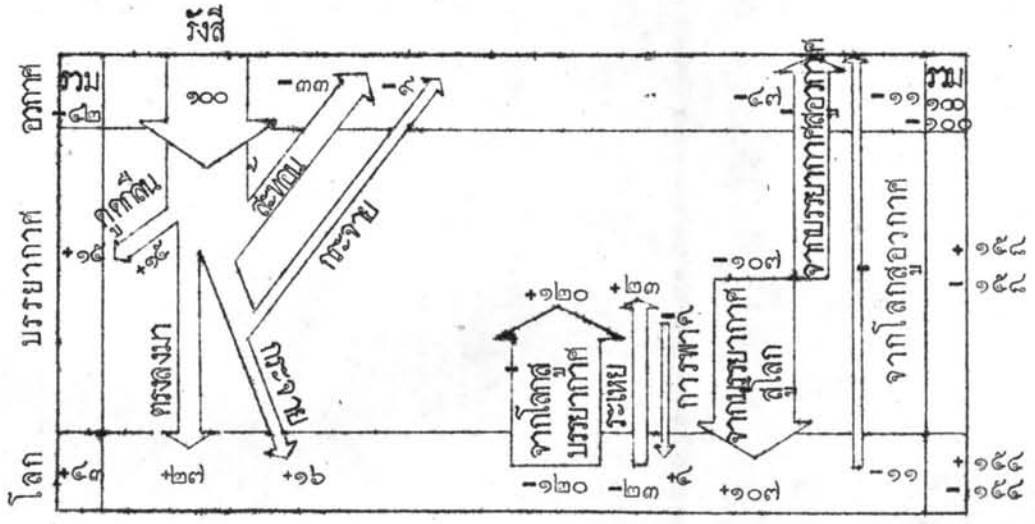
๓.๒.๒ คุณภาพของน้ำ

น้ำถ้าถูกเจือปนด้วยเกลือหรือสารละลายอย่างอื่น ผลของความเค็มและสารละลายจะทำให้น้ำเกลือหรือน้ำซึ่งมีสารละลายอยู่มีความดันไอน้ำลดลง เช่น ความดันไอน้ำของน้ำทะเลจะน้อยกว่าความดันไอน้ำของน้ำบริสุทธิ์ประมาณ ๒ เปอร์เซ็นต์ที่อุณหภูมิเดียวกัน ซึ่งเป็นผลให้อัตราการระเหยของน้ำเปลี่ยนแปลงไปด้วย ส่วนในกรณีการคำนวณหาน้ำระเหยจากอ่างเก็บน้ำ ผลของความเค็มสามารถตัดทิ้งได้ เนื่องจากการระเหยของน้ำในอ่างเก็บน้ำในระยะเวลานาน ๆ จะน้อยกว่าการระเหยของน้ำบริสุทธิ์ไม่เกิน ๒ - ๓ เปอร์เซ็นต์

## ๓.๓ สมดุลความร้อนของบรรยากาศ

พื้นโลกและบรรยากาศได้รับรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์และจะแผ่รังสีคลื่นยาวกลับออกไปที่ละติจูดต่ำ ๆ รังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่เข้ามาจะมีมากและละติจูดสูง ๆ รังสีที่แผ่ออกไปก็มีมากเช่นเดียวกัน ซึ่งหมายถึงการแผ่กระจายของอุณหภูมิไม่สม่ำเสมอและเห็นได้ชัด แต่การถ่ายเทพลังงานรอบ ๆ โลก และที่ผ่านไปยังบรรยากาศจะเป็นไปอย่างยุ่งยากและซับซ้อน การระเหย การกลั่นตัว ระบบลม กระแสน้ำในมหาสมุทรและปรากฏการณ์ของกาลอากาศเป็นกระบวนการทั้งหมดซึ่งจะแบ่งส่วนของพลังงานอีกครั้งหนึ่ง ที่ละติจูด ๔๐ องศา ความร้อนประมาณ ๑๐$^{๒๔}$ แคลอรี่ จะถูกถ่ายเทไปยังซีกโลกในแต่ละวัน

ปริมาณและสมดุลของรังสีดวงอาทิตย์และรังสีของโลก (terrestrial radiation) ในแต่ละแห่งแปรผันไปตาม วัน ฤดู และจากปีหนึ่งไปอีกปีหนึ่ง อย่างไรก็ตาม โดยทั่วไปรอบ ๆ โลกและในเวลาอันยาวนานจะมีการสมดุลระหว่างรังสีที่แผ่เข้ามากับรังสีที่แผ่ออกไป ดังในรูป ๓.๑ โดยกำหนดว่าบรรยากาศชั้นนอกได้รับรังสีดวงอาทิตย์ในตอนแรก ๑๐๐ หน่วย




รูปที่ ๓.๑ สมดุลความร้อนของโลกและบรรยากาศ

(จาก Wiesner, C.J. 1970. Hydrometeorology. p. 15, London : Chapman and Hall Ltd.)

รังสีดวงอาทิตย์จากอวกาศถูกถ่ายเทไปยังอวกาศ บรรยากาศ และพื้นโลกดังนี้ :-

| | | | |
|---|---|---|---|
| อวกาศ | : โดยการสะท้อนจากเมฆและพื้นโลก | ๓๓ | หน่วย |
| | : โดยการกระจาย (scattering) ในบรรยากาศ | ๙ | " |
| | (สะท้อน (albedo) = ๐.๔๒) รวม | ๔๒ | " |
| บรรยากาศ | : โดยการดูดกลืน (absorption) ของไอน้ำ | ๑๑ | หน่วย |
| | : โดยการดูดกลืนของก๊าซต่าง ๆ | ๔ | " |
| | รวม | ๑๕ | " |
| พื้นโลก | : รังสีที่แผ่ตรงลงมา | ๒๗ | หน่วย |
| | : โดยการกระจายในบรรยากาศ | ๑๖ | " |
| | รวม | ๔๓ | " |

รังสีของโลก จากพื้นโลกมีทั้งที่ถูกดูดกลืนโดยบรรยากาศและที่แผ่ออกไปโดยตรงยังอวกาศ บรรยากาศจะแผ่รังสีไปในอวกาศและแผ่กลับไปยังพื้นโลก ซึ่งสรุปได้ดังนี้

รังสีคลื่นยาวหรือรังสีของโลกจะถ่ายเทจาก :-

| | | | |
|---|---|---|---|
| พื้นโลกไปสู่บรรยากาศ | : โดยแผ่รังสีคลื่นยาวและหลังจากนั้นถูกดูดกลืน | ๑๒๐ | หน่วย |
| | : โดยการระเหย | ๒๓ | " |
| พื้นโลกไปสู่อวกาศ | : โดยแผ่รังสีคลื่นยาวโดยตรง | ๑๑ | หน่วย |

บรรยากาศกลับสู่พื้นโลก : โดยแผ่รังสีคลื่นยาว ๑๐๗ หน่วย

: โดยการพา ๔ "

บรรยากาศไปสู่อวกาศ : โดยการแผ่รังสีคลื่นยาว ๔๗ หน่วย

พิจารณาสมดุลทั้งหมด

พื้นโลกได้รับรังสี : โดยรังสีดวงอาทิตย์ ๔๓ หน่วย

: โดยการพาและรังสีคลื่นยาว ๑๑๑ "

ได้รับทั้งหมด ๑๕๔ "

พื้นโลกสูญเสียรังสี : โดยแผ่ไปสู่บรรยากาศ

และการระเหย ๑๔๓ หน่วย

: โดยแผ่ไปสู่บรรยากาศโดยคลื่นยาว ๑๑ "

รวมที่สูญเสียไป ๑๕๔ "

บรรยากาศของโลกได้รับรังสี :

: โดยรังสีดวงอาทิตย์ ๑๕ หน่วย

: โดยการระเหยและรังสีคลื่นยาว

จากพื้นโลก ๑๔๓ "

ได้รับทั้งหมด ๑๕๘ "

บรรยากาศของโลกสูญเสียรังสี :

: โดยแผ่รังสีคลื่นยาวไปสู่อวกาศ ๔๗ หน่วย

: โดยแผ่รังสีคลื่นยาวกลับสู่โลก ๑๐๗ "

: โดยการพาสู่โลก ๔ "

รวมที่สูญเสียไป ๑๕๘ "

I 15826217

| | | | |
|---|---|---|---|
| อวกาศได้รับรังสี | : โดยการสะท้อนและกระจายรังสีดวงอาทิตย์ | ๔๒ | หน่วย |
| | : โดยการแผ่รังสีคลื่นยาวจากโลก | ๑๑ | " |
| | : โดยการแผ่รังสีคลื่นยาวจากบรรยากาศ | ๔๗ | " |
| | ได้รับทั้งหมด | ๑๐๐ | " |
| อวกาศสูญเสียรังสี | : โดยการแผ่รังสีดวงอาทิตย์โดยตรง | ๑๐๐ | หน่วย |
| | รวมที่สูญเสียไป | ๑๐๐ | " |

สมดุลความร้อนรอบโลกเกิดขึ้นในช่วงเวลาใดเวลาหนึ่ง โดยปกติประมาณ ๑ ปี อย่างไรก็ตามในช่วงระยะเวลาสั้นหรือยาว บรรยากาศและพื้นโลกสามารถสะสมพลังงานจากดวงอาทิตย์โดยตรงโดยการเพิ่มอุณหภูมิ ส่วนพลังงานที่ถูกสะสมทางอ้อมได้แก่พลังงานเคมีโดยพืช (กระบวนการสังเคราะห์แสง) หรือการเปลี่ยนแปลงทางเคมี มหาสมุทรมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น ๑ องศาจะทำให้เกิดพลังงานสะสมไว้เป็นจำนวนมาก

แหล่งความร้อนหรือการสะสมความร้อนเหล่านี้ ในช่วงของการเปลี่ยนแปลงในระยะเวลาสั้น โดยปกติจะไม่ได้รับความสนใจ และอาจถูกละทิ้งว่ามีค่าน้อยมาก เมื่อสัมพันธ์กับพลังงานดวงอาทิตย์ที่ได้รับประจำวัน แต่ถ้าถูกสะสมไว้นาน ๆ จะได้รับความสนใจและมีความสำคัญมากเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงทางภูมิอากาศในระยะนาน

## ๓.๔ การคำนวณหาน้ำระเหย

การคำนวณหาน้ำระเหยจากผิวพื้นน้ำ เช่น น้ำระเหยจากอ่างเก็บน้ำ หรือทะเลสาปนั้น ไม่สามารถจะตรวจวัดโดยตรงได้ เช่น การวัดปริมาณน้ำไหล (stream-flow) และฝน (rainfall) ดังนั้นจึงจำเป็นต้องหาวิธีอื่นเข้าช่วย ดังนี้

๓.๔.๑ วิธีสมดุลของน้ำ (Water-budget method)

สมการสมดุลของน้ำในอ่างเก็บน้ำหรือทะเลสาปจากลินสเลย์ โคเลอร์และพอลฮัส ในหนังสืออุทกวิทยาสำหรับวิศวกร แสดงสมการไว้ดังนี้

$$E = \Delta S + I + P - O - Og \qquad (๓.๑)$$

เมื่อ E = น้ำระเหย

$\Delta S$ = การเปลี่ยนแปลงของน้ำในการกักเก็บน้ำ (change in storage)

I = น้ำไหลเข้า (surface inflow)

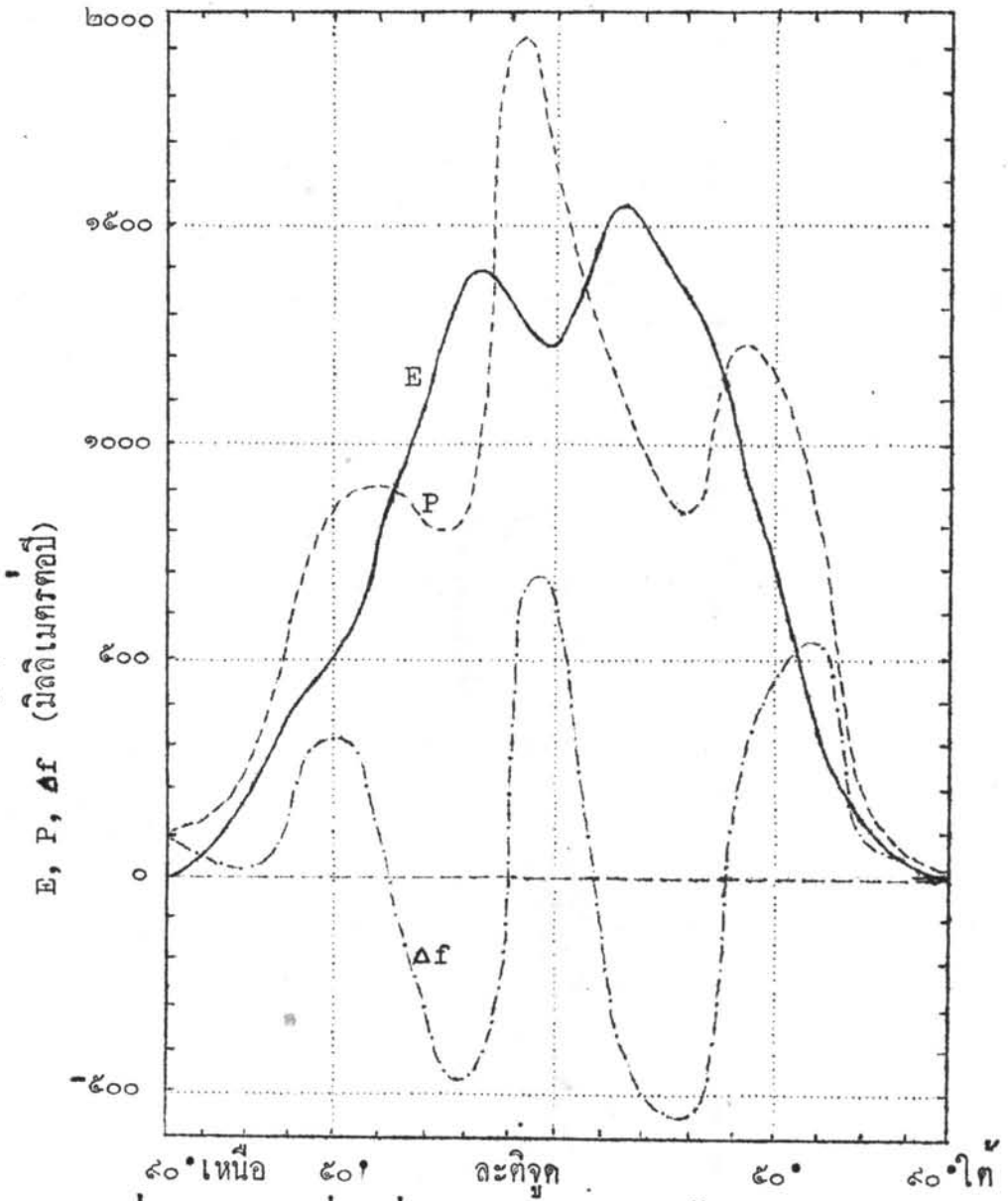
P = หยาดน้ำฟ้า (precipitation)

O = น้ำไหลออก (surface outflow)

Og = น้ำซึมออก (surface seepage)

การคำนวณหาน้ำระเหยโดยวิธีนี้ตามทฤษฎีจะเห็นว่าง่าย แต่ในทางปฏิบัตินั้นมีข้อผิดพลาดในการวัดเกี่ยวกับน้ำไหลเข้า น้ำไหลออก และการเปลี่ยนแปลงของน้ำในการกักเก็บน้ำมีมาก ซึ่งจะส่งผลสะท้อนทำให้ได้การระเหยของน้ำผิดพลาด การซึมออกของน้ำก็เช่นเดียวกันจะวัดโดยตรงไม่ได้จะต้องใช้วิธีทางอ้อมโดยการวัดหาระดับน้ำใต้ดิน อย่างไรก็ตามในสภาวะที่แน่นอนวิธีนี้ซึ่งใช้วัดหน่วยเป็นบริมาตรจะให้ผลดี

หน่วยซึ่งวัดเป็นบริมาตรสำหรับน้ำระเหยเมื่อหารด้วยพื้นที่ของผิวน้ำระเหยแล้วจะได้หน่วยเป็นความลึก เช่น มิลลิเมตร เซ็นติเมตร หรือนิ้ว เป็นต้น ระยะเวลาที่ใช้ในการหาน้ำระเหยโดยวิธีนี้ควรจะใช้ระยะเวลานานพอ เพื่อที่จะทำให้การระเหยของน้ำมีมากเมื่อเทียบกับเทอมอื่น ๆ ในสมการ




รูปที่ ๓.๒ แสดงค่าเฉลี่ยรายปีตามละติจูดของน้ำระเหย (E), หยาดน้ำฟ้า (P), และการไหลของน้ำ ( f=total runoff)

(จาก William D. Sellers, 1965. Physical-Climatology. p.84, Chicago : The University of Chicago Press.)

จากรูปที่ ๓.๒ จะเห็นว่าในบริเวณศูนย์สูตร อัตราการระเหยของน้ำโดยเฉลี่ยทั่วโลกมีค่าน้อยกว่าที่บริเวณละติจูด ๒๐° เหนือ และ ๒๐° ใต้ ส่วนที่ละติจูดสูง ๆ ขึ้นไป การระเหยของน้ำจะลดลงตามละติจูด และมีค่าน้อยที่สุดที่บริเวณขั้วโลกทั้งสอง สำหรับ

หยาดน้ำฟ้าปรากฏว่ามีค่ามากที่สุดบริเวณศูนย์สูตรและมีปริมาณมากกว่าน้ำระเหยในบริเวณแถบนี้ หยาดน้ำฟ้าที่มีค่ามากกว่าการระเหยของน้ำอีกบริเวณหนึ่ง คือบริเวณละติจูดกลาง (ประมาณ ๔๐° - ๕๐° เหนือ และ ๔๐° - ๕๐° ใต้) เนื่องจากบริเวณดังกล่าวมีพายุเกิดขึ้นบ่อย ๆ แสดงว่าบริเวณที่การระเหยของน้ำมีปริมาณมากกว่าหยาดน้ำฟ้าจะต้องมีการถ่ายเทไอน้ำจากบริเวณภูมิภาคกึ่งโซนร้อน (sub-tropical region) ไปยังบริเวณโซนร้อนและบริเวณละติจูดสูง ๆ ส่วนการไหลของน้ำจะเห็นว่าเกิดขึ้นมากเมื่อมีหยาดน้ำฟ้ามากและอัตราการระเหยของน้ำน้อย ส่วนการไหลของน้ำติดลบ (แสดงว่าน้ำไหลเข้า) เมื่อมีหยาดน้ำฟ้าน้อยแต่มีอัตราการระเหยของน้ำมาก

๓.๔.๒ <u>วิธีสมดุลของพลังงาน</u> (Energy-budget method)

วิธีนี้ใช้ในการคำนวณหาน้ำระเหยจากมหาสมุทร ทะเลสาป อ่างเก็บน้ำ และใช้หาการระเหยของน้ำทั้งหมดบนพื้นดิน โดยใช้รากฐานจากการประเมินผลของแหล่งพลังงานความร้อนทั้งหมดที่แผ่เข้ามาและออกไป บวกกับการเปลี่ยนแปลงของพลังงานที่เก็บไว้กับผลต่างของพลังงานที่ใช้ให้เป็นประโยชน์ในการระเหยของน้ำ

การคำนวณหาน้ำระเหยจากทะเลสาปหรืออ่างเก็บน้ำโดยวิธีนี้ต้องอาศัยการตรวจวัดรังสีดวงอาทิตย์และรังสีคลื่นยาวที่แผ่เข้ามา อุณหภูมิของผิวน้ำและอากาศ ความกดไอน้ำของอากาศ พลังงานความร้อนที่น้ำสะสมไว้และพลังงานที่ผ่านลงไปในน้ำ

สมการสมดุลของพลังงานสำหรับทะเลสาปหรืออ่างเก็บน้ำ เมื่อพิจารณาตัดเทอมที่มีค่าน้อยมากทิ้งไปแล้ว และใช้หน่วยเป็นแคลอรี่ต่อตารางเซ็นติเมตร ลินสเลย์ โคเลอร์และพอลยัสได้เขียนไว้ในหนังสืออุทกวิทยาสำหรับวิศวกร ดังนี้

$$Q_s - Q_r - Q_b - Q_h - Q_e = Q_\theta - Q_v \qquad (๓.๒)$$

$Q_s$ = รังสีคลื่นสั้นของดวงอาทิตย์และท้องฟ้าที่ตกกระทบผิวพื้นน้ำ

$Q_r$ = รังสีคลื่นสั้นที่สะท้อนออกไป

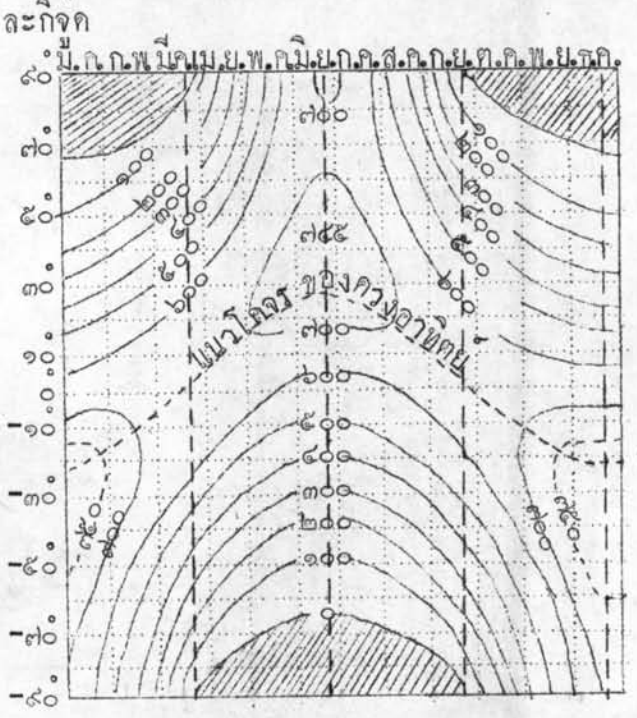
$Q_b$ = พลังงานของน้ำที่เสียไป (net energy lost by the water body) โดยการแผ่รังสีคลื่นยาวไปสู่บรรยากาศเมื่อหักลบกับที่แผ่เข้ามาแล้ว

$Q_h$ = ความร้อนที่ส่งผ่านไปยังบรรยากาศทำให้อากาศระดับต่ำ ๆ ที่อยู่ใกล้พื้นน้ำมีอุณหภูมิสูง

$Q_e$ = พลังงานที่ใช้ในการระเหย

$Q_\theta$ = พลังงานที่กักเก็บในน้ำเพิ่มขึ้น

$Q_v$ = พลังงาน (net energy) ที่พาเข้าไปในน้ำ




รูปที่ ๓.๓ รังสีดวงอาทิตย์และท้องฟ้ารายวันในหน่วยแคลอรี่ต่อตารางเซ็นติเมตรที่แผ่เข้ามาสู่โลก ที่ระดับน้ำทะเลปานกลางเมื่อวันที่มีท้องฟ้าแจ่มใส (clear sky) โดยมีสัมประสิทธิ์ของการส่องผ่านบรรยากาศเท่ากับ ๐.๙ (atmospheric transmission coefficient of ๐.๙) ซึ่งใช้ในบรรยากาศร้อนชื้น (moist tropical atmosphere). (จาก H.Flohn,1969. World Survey of Climatology. Vol.2,p.45. Amsterdam:Elsevier Publishing Company.)

จากรูปที่ ๓.๓ จะเห็นว่ารังสีดวงอาทิตย์บริเวณละติจูด ๑๐° และ ๒๐° เหนือ (น.) คำนวณค่ารังสีดวงอาทิตย์ในวันที่มีท้องฟ้าแจ่มใส จากการใช้สัมประสิทธิ์การส่องผ่านบรรยากาศ ๐.๗ ได้จากสมการดังต่อไปนี้

$$\frac{dI}{dt} = \frac{Jo}{r^2} a^{\sec Z} \cos Z \qquad (๓.๓)$$

เมื่อ I = รังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่ลงมาตั้งฉากบนพื้นที่ระนาบของโลกในเวลา t ในหน่วยแคล./ซม.$^2$

a = สัมประสิทธิ์การส่องผ่านบรรยากาศมีค่าเท่ากับ ๐.๗ ซึ่งใช้ในบรรยากาศร้อนชื้นแบบกรุงเทพมหานคร

r = รัศมี (radius vector) ของโลกในหน่วยดาราศาสตร์

Jo = ค่าคงที่ของรังสีดวงอาทิตย์เท่ากับ ๑.๙๔ แคล./ซม.$^2$/นาที

Z = ระยะเซนิทของดวงอาทิตย์ (sun's zenith distance)

เมื่อคำนวณค่า I ของแต่ละวันออกมาจะได้ตัวเลขข้างล่างนี้

| เดือน | ก.พ. | มี.ค. | พ.ค. | มิ.ย. | ส.ค. | ก.ย. | พ.ย. | ธ.ค. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ประมาณวันที่ | ๔ | ๒๑ | ๖ | ๒๒ | ๘ | ๒๓ | ๘ | ๒๒ |
| ละติจูด | แคล./ซม.$^2$ | | | | | | | |
| ๒๐°น. | ๓๗๘ | ๔๔๔ | ๕๖๑ | ๕๖๘ | ๕๕๖ | ๔๔๑ | ๓๗๔ | ๓๐๔ |
| ๑๐°น. | ๔๖๐ | ๕๓๔ | ๕๔๒ | ๕๒๔ | ๕๓๗ | ๕๒๗ | ๔๕๖ | ๔๐๘ |

(ค่าตัวเลขเหล่านี้ได้จาก Robert J. List, 1966. Smithsonian Meteorological Tables. Vol.114. Sixth Revised edition. p.421. City of Washington : Published by The Smithsonian Institution.)

วิธีสมดุลของพลังงานนี้ยากที่จะใช้ให้เป็นประโยชน์ได้ ทั้งนี้เพราะว่าการตรวจวัดหาค่าของเทอมต่าง ๆ ยุ่งยากอย่างไรก็ตามในปัจจุบันนี้วิธีนี้ก็ให้ผลดีกว่าวิธีอื่น ๆ

ถ้ากำหนดให้ E = อัตราการระเหยของน้ำมีหน่วยเป็นเซ็นติเมตรต่อวัน

$\rho$ = ความหนาแน่นของน้ำมีหน่วยเป็นกรัมต่อลูกบาศก์เซ็นติเมตร

L = ความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอมีหน่วยเป็นแคลอรี่ต่อกรัม (๕๘๐แคล/กรัม ที่ ๑๐° ซ.)

B = อัตราส่วนของโบเวน (Bowen ratio) คืออัตราส่วนของความร้อนที่เสียไปโดยการนำ การพาและการแผ่รังสีกับความร้อนที่เสียไปโดยการระเหย ณ ที่บริเวณใดบริเวณหนึ่ง สามารถคำนวณได้จากสมการ

$$B = \frac{Q_h}{Q_e} = \frac{\gamma(To - Ta)}{(e_o - e_a)} \frac{p}{1000} \qquad (๓.๔)$$

To = อุณหภูมิของผิวน้ำมีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส

Ta = อุณหภูมิของอากาศมีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส

$e_o$ = ความดันไอน้ำอิ่มตัวในหน่วยมิลลิบาร์ ซึ่งสอดคล้องกับอุณหภูมิของผิวน้ำ

$e_a$ = ความกดไอน้ำของอากาศมีหน่วยเป็นมิลลิบาร์

p = ความกดบรรยากาศในหน่วยมิลลิบาร์

$\gamma$ = ตัวคงที่เมื่อบรรยากาศมีสภาวะปกติมีค่า ๐.๖๑

จะได้ความสัมพันธ์ดังนี้

$$Qe = \rho LE \qquad (๓.๕)$$

และ

$$Qh = BQe = B\rho LE \qquad (๓.๖$$

แทนค่า Qe และ Qh ลงในสมการ (๓.๒) จะได้

$$Qs - Qr - Qb - B\rho LE - \rho LE = Qe - Qv$$

$$\rho L(1 + B)E = Qs - Qr - Qb - Qe + Qv$$

$$E = \frac{Qs - Qr - Qb - Qe + Qv}{\rho L(1 + B)} \qquad (๓.๗)$$

เพื่อสะดวกในการคำนวณหาการระเหยของน้ำ เทอม Q ใช้หน่วยเป็นแคลอรี่ต่อตารางเซ็นติเมตรต่อวัน ส่วนน้ำระเหยมีหน่วยเป็นเซ็นติเมตรต่อวัน ซึ่งเป็นอัตราการระเหยเฉลี่ยในช่วงระยะเวลาที่ทำการศึกษาเทอม L หาได้จากอุณหภูมิเฉลี่ยของผิวน้ำที่กลางอ่างเก็บน้ำ ส่วนเทอมต่าง ๆ หาได้โดยการตรวจวัดโดยตรงหรือคำนวณจากความสัมพันธ์ที่ทราบ เช่น Qb หาได้จากกฎของสเตฟาน-โบลท์มานน์สำหรับการแผ่รังสีของวัตถุดำ (Stefan-Boltzmann law for black-body radiation) โดยมีตัวสภาพปล่อย (emissivity factor) ของน้ำ=๐.๙๗๐ ดังนี้:

$$Qb = ๐.๙๗๐\sigma(T)^{๔}$$

เมื่อ

$\sigma$ = ตัวคงที่ของสเตฟาน-โบลท์มานน์

= ๑.๑๗๖x๑๐$^{-๗}$ แคล./(ซ.ม)$^{๒}$/ว./(อุณหภูมิสัมบูรณ์)$^{๔}$

T = อุณหภูมิของผิวน้ำมีหน่วยเป็นอุณหภูมิสัมบูรณ์

๓.๔.๓ <u>วิธีอากาศพลศาสตร์</u> (Aerodynamic approach)

สมการทางอากาศพลศาสตร์หลาย ๆ สมการทั้งทางทฤษฎีและการทดลองได้ถูกเรียบเรียงไว้เป็นตัวหนังสือ (literature) ทฤษฎีพื้นฐานของสมการ คือการถ่ายเทไอน้ำจากผิวพื้นน้ำไปสู่บรรยากาศซึ่งเป็นจุดสำคัญของกระบวนการแปรปรวน กระบวนการแปรปรวนนี้ยังสัมพันธ์กับปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยาบางอย่าง สมการบางสมการใช้คณิตศาสตร์อันซับซ้อนแสดงความหมายและต้องใช้เครื่องมือทางอุตุนิยมวิทยามากมาย ในขณะเดียวกันบางสมการใช้คณิตศาสตร์ง่าย ๆ และต้องการเพียงการตรวจวัดความเร็วลมและความกดไอน้ำเท่านั้น มีวิธีความสัมพันธ์ล้มวน (eddy correlation or eddy-transfer or eddy-flux method ) ด้วยเหมือนกัน

ที่ต้องการการตรวจวัดฟลักซ์ในแนวตั้ง (vertical flux) ของบรรยากาศ

สมการอากาศพลศาสตร์หลายสมการที่ใช้คำนวณหาการระเหยของน้ำ ได้ทำการทดลองในทะเลสาปเฮฟเนอ สมการง่าย ๆ ข้างล่างนี้ใช้ได้ผลดีและต้องการทราบเพียงความเร็วลม อุณหภูมิของน้ำและความกดอากาศเท่านั้น

$$E = Nu(e_o - e_a) \qquad (๓.๘)$$

เมื่อ $E$ = อัตราการระเหยของน้ำมีหน่วยเป็นเซ็นติเมตรต่อวัน

$N$ = ตัวสัมประสิทธิ์มีค่าขึ้นอยู่กับโครงร่างของลม ขนาดของทะเลสาป ความราบเรียบของผิวน้ำ ความคงตัวของบรรยากาศ (atmospheric stability) ความกดอากาศ ความหนาแน่นของอากาศ และความหนืดจลศาสตร์ (kinematic viscosity) ของอากาศ สำหรับทะเลสาปเฮฟเนอ และที่ลุ่มน้ำโบลเดอร์ (Boulder Basin) ของทะเลสาปมีด (Mead) N มีค่าเท่ากับ ๐.๐๑๓๗

$u$ = ความเร็วลมในหน่วยเมตรต่อวินาทีเป็นความเร็วลมที่กลางทะเลสาปหรืออ่างเก็บน้ำซึ่งสูงจากผิวพื้นน้ำ ๒ เมตร

$e_o$ = ความดันไอน้ำอิ่มตัวมีหน่วยเป็นมิลลิบาร์ ซึ่งสอดคล้องกับอุณหภูมิของผิวพื้นน้ำ

$e_a$ = ความกดไอน้ำของอากาศในหน่วยมิลลิบาร์

จากสมการ (๓.๘) ข้างบนเป็นเพียงสมการหนึ่งในหลาย ๆ สมการและใช้เป็นเพียงตัวอย่างเท่านั้น

๓.๔.๔ <u>วิธีผสมกันระหว่างอากาศพลศาสตร์และสมการสมดุลของพลังงาน</u> (Combination of aerodynamic and energy balance equations )

วิธีนี้เป็นวิธีที่ใช้กันอย่างกว้างขวางมากในการคำนวณหาการระเหยของน้ำใน

ทะเลสาปโดยอาศัยองค์ประกอบทางอุตุนิยมวิทยา เพนแมน (Penman) ได้ให้สมการทั่ว ๆ ไปไว้ดังนี้

$$E = \frac{Q_n\Delta + E_a\gamma}{\Delta + \gamma} \qquad (๓.๙)$$

เมื่อ E = น้ำระเหยที่ต้องการคำนวณหาจากผิวพื้นน้ำในหน่วยมิลลิเมตรต่อวัน

$Q_n$ = รังสีดวงอาทิตย์ (net radiation) ซึ่งอาจคำนวณหาได้จากสมการข้างล่างนี้

$$Q_n = Q_t(1-r)(0.18+0.55\tfrac{n}{N}) - \sigma T_a^4(0.56-0.09\sqrt{e_a})(0.1+0.9\tfrac{n}{N}) \qquad (๓.๑๐)$$

เมื่อ $Q_t$ = รังสีเฉลี่ยภายนอกโลก ทำให้อยู่ในระบบหน่วยมิลลิเมตรต่อวัน

r = สัมประสิทธิ์การสะท้อน

$\frac{n}{N}$ = อัตราส่วนของความเป็นจริงกับความที่น่าจะเป็นของแสงสว่าง (เป็นชั่วโมง) ของดวงอาทิตย์

$\sigma$ = ตัวคงที่ของสเตฟาน-โบลท์มานน์ โดยทำให้อยู่ในระบบหน่วยเป็นมิลลิเมตรต่อวัน

$T_a$ = อุณหภูมิ (สัมบูรณ์) เฉลี่ยของอากาศ

$e_a$ = ความกดไอน้ำที่เป็นจริงของอากาศมีหน่วยเป็นมิลลิเมตรของปรอท

$\Delta$ = ความชันของความกดไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิใด ๆ $T_a$

$E_a$ = ตัวพารามิเตอร์สืบทอด (a derived parameter) ของการระเหยของน้ำเป็นฟังก์ชั่นกับความเร็วลม(u) และ $(e_s-e_a)$ เมื่อ

$e_s$ = ความกดไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิ $T_a$ และ

$e_a$ = ความกดไอน้ำที่แท้จริงที่อุณหภูมิเดียวกัน

จะหา $E_a$ ได้จากสมการดังต่อไปนี้

$$Ea = (a + bu)(e_s - e_a) \qquad (๓.๑๑)$$

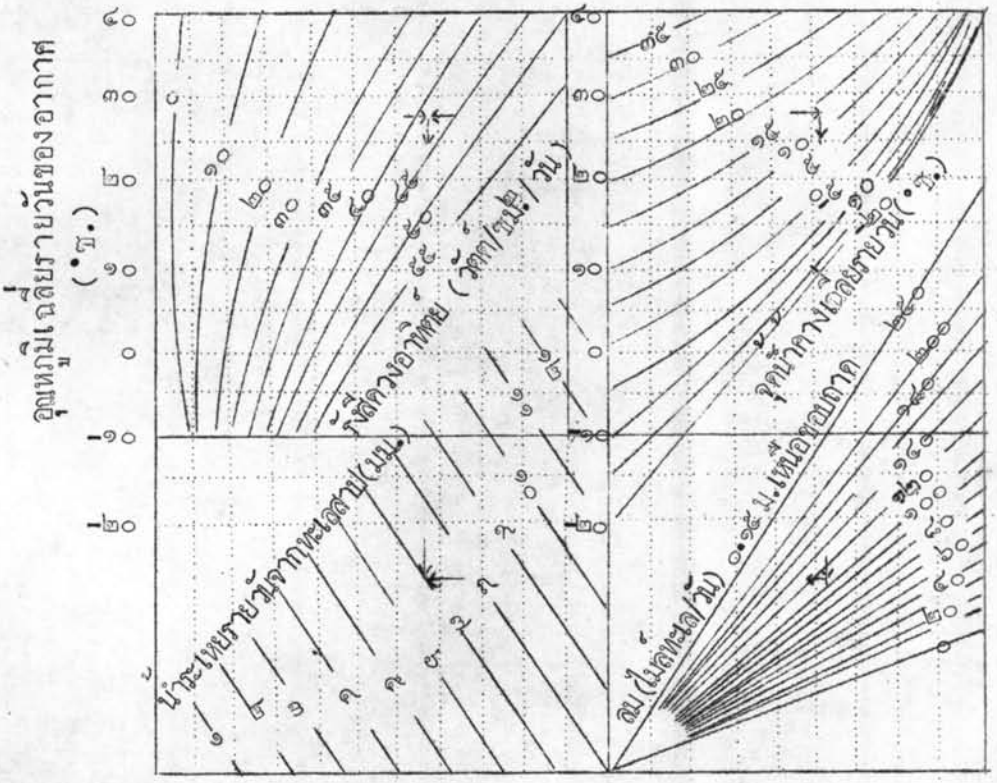
เมื่อ a และ b เป็นตัวคงที่

$\gamma$ = เป็นตัวคงที่ในสมการไซโครมิเตอร์ตุ้มแห้ง-ตุ้มเปียก (the wet-and dry-bulb psychrometer equation) ซึ่งนิยามโดยอัตราส่วนโบเวน ดังนี้

$$B = \frac{\gamma(To - Ta)}{(e_o - e_a)} \frac{p}{1000}$$

B มีค่าเท่ากับ ๐.๖๑ เมื่อบรรยากาศอยู่ในสภาวะปกติ

โคเลอร์ (Kohler) และคณะ ได้คำนวณหาการระเหยของน้ำในทะเลสาบด้วยวิธีคล้ายกันกับวิธีข้างบนนี้โดยใช้กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างน้ำระเหยกับรังสีดวงอาทิตย์ อุณหภูมิของอากาศ จุดน้ำค้าง และความเร็วลมที่ถาดน้ำระเหย




รูปที่ ๓.๔ แสดงความสัมพันธ์ของน้ำระเหยในทะเลสาบ (จาก World Meteorological Organization,1974. Guide to Hydrological Practices.p.5.83, WMO-No. 168. Geneva:Secretariat of the World Meteorological Organization)

๓.๔.๕ วิธีหาน้ำระเหยจากถาดน้ำระเหย(Extrapolation from pan measurements)

การหาน้ำระเหยโดยใช้ถาดน้ำระเหยตรวจวัดนั้น ได้กล่าวไว้ในบทที่ ๒ บ้างแล้วบางส่วน เนื่องจากการระเหยของน้ำในถาดน้ำระเหยไม่เท่ากับน้ำระเหยตามธรรมชาติ ทั้งนี้เพราะถาดน้ำระเหยตั้งอยู่บนพื้นดิน ย่อมจะมีการแลกเปลี่ยนความร้อนตามขอบถาดและใต้ถาด นอกจากนั้นการกักเก็บความร้อนของน้ำในถาดน้ำระเหยยังน้อยกว่าผิวพื้นน้ำตามธรรมชาติอีกด้วยเพื่อที่จะได้คาน้ำระเหยให้ใกล้เคียงกับธรรมชาติจำเป็นจะต้องหาสัมประสิทธิ์ตัวคงที่ของถาดซึ่งแตกต่างไปตามสภาพ สถานที่ และภูมิอากาศ มาคูณกับน้ำระเหยที่ตรวจวัดได้จากถาด จากการทดลองพบว่าในภูมิประเทศที่มีอากาศชื้น อุณหภูมิของน้ำในถาดจะสูงกว่าอุณหภูมิของอากาศและสัมประสิทธิ์ของถาดอาจเป็น ๐.๘๐ หรือสูงกว่านี้ แต่ในภูมิประเทศที่แห้งแล้งอุณหภูมิของน้ำในถาดจะน้อยกว่าอุณหภูมิของอากาศ และสัมประสิทธิ์ของถาดอาจเป็น ๐.๖๐ หรือน้อยกว่านี้ ส่วนสัมประสิทธิ์ของถาดเป็น ๐.๗๐ นั้นใช้เมื่ออุณหภูมิของน้ำในถาดเท่ากับอุณหภูมิของอากาศ

องค์ประกอบที่กระทบกระเทือนกับการระเหยของน้ำในถาดน้ำระเหย จากการทดลองพบว่า

๓.๔.๕.๑ เส้นผ่าศูนย์กลางของปากถาดน้ำระเหย

อัตราการระเหยของน้ำในถาดลดลงเมื่อเส้นผ่าศูนย์กลางของปากถาดเพิ่มขึ้น แต่ถ้าปากถาดมีเส้นผ่าศูนย์กลางเกินกว่า ๓.๕ เมตร หรือ ๑๒ ฟุต อัตราการระเหยของน้ำในถาดจะเปลี่ยนแปลงไปเพียงเล็กน้อย

๓.๔.๕.๒ ความสูงของขอบถาดน้ำระเหย

ความสูงของขอบถาดกระทบกระเทือนกับความเร็วลม การแปรปรวนและรังสีซึ่งสะท้อนหรือดูดกลืนโดยขอบถาดและยังทำให้น้ำในถาดเกิดร่มเงา ดังนั้นระดับน้ำในถาดควรจะต้องอยู่ที่ระดับมาตรฐานเสมอ มิฉะนั้นแล้วขอบถาดจะมีอิทธิพลมากซึ่งจะทำให้อัตราการระเหยของน้ำในถาดผิดไป

๓.๔.๕.๓ วัสดุและสีของถาดน้ำระเหย

วัสดุและสีของถาดน้ำระเหยมีผลกระทบกระเทือนกับรังสีที่ดูดกลืนและที่สะท้อนที่ด้านข้างและก้นถาดเช่นเดียวกับรังสีที่แผ่ออกไปในเวลากลางคืน จากการทดลองพบว่า ในฤดูหนาวน้ำระเหยจากถาดสีขาวจะเกิดขึ้นมาก แต่ในฤดูร้อนน้ำในถาดสีขาวจะเกิดการระเหยน้อย เมื่อเทียบกับถาดน้ำระเหยที่มีสีคล้ายคลึงกัน และเมื่อคิดเป็นรายปีปรากฏว่าถาดสีดำ สีเทา และสีขาวจะเกิดการระเหยของน้ำลดลงตามลำดับสีของถาดที่กล่าวมาแล้วข้างต้น

๓.๔.๕.๔ ธรรมชาติของพื้นดิน

ธรรมชาติของพื้นดินมีผลกระทบกระเทือนกับการระเหยของน้ำในถาดในแง่ของการถ่ายเทความร้อนจากพื้นดินขึ้นมายังฐานของถาด