

( Estimate ) เพื่อหาอัตราการคายระเหยจะช่วยแก้ปัญหาเหล่านี้ได้ การหาการคายระเหยเป็นสิ่งจำเป็นสำหรับการศึกษา การจัดการลุ่มน้ำและนักอุตุนิยมวิทยาใกล้ผิวดิน เพราะเป็นการเคลื่อนย้ายของมวลไอน้ำจากผิวโลกสู่บรรยากาศ นอกจากนี้จะเป็นการนำพาไอน้ำแล้วยังมีส่วนพาความร้อนแฝงสู่อากาศตอนบนอีกด้วย การหาปริมาณไอน้ำนี้เป็นการหาปริมาณที่สูญเสียไปในแนวตั้งอาจกล่าวได้ว่าเป็นการหาโดยประมาณ การหาค่าถูกต้องทำได้ยากเพราะอากาศเป็น Unstable อยู่เสมอ อย่างไรก็ตามขบวนการคายระเหยจะเกิดขึ้นได้จากสมมุติฐาน 3 ประการ คือ ประการที่หนึ่งต้องมีความร้อนเพื่อใช้ในการคายระเหยประมาณ 580 cal. / gm. ของน้ำ หรืออาจพูดได้ว่ามี Latent heat of vaporization ในการคายระเหยในพื้นที่ลุ่มน้ำ ประการที่สอง ปริมาณความชื้นหรือความดันไอน้ำในอากาศต้องมีน้อยกว่าปริมาณที่ผิวระเหย และประการที่สาม ต้องมีน้ำให้แก่ขบวนการคายระเหย

#### การหาความสมดุลย์ของน้ำ ( Water balance method )

เป็นวิธีการหาการคายระเหย โดยวัดค่าความแตกต่างระหว่างปริมาณน้ำฝนที่ตกลงหรือน้ำไหลเข้าสู่พื้นที่ลุ่มน้ำ กับผลรวมของน้ำไหลออก และผลบวกของน้ำที่ติดค้างหรือลดลงของน้ำในลุ่มน้ำ ซึ่งสามารถเขียนสมการได้เป็น

$$E = P + I - O_g - R \pm S \dots\dots (1)$$

ในเมื่อ E = ปริมาณการระเหยน้ำจากพื้นที่ลุ่มน้ำ

P = ปริมาณฝนที่ตก

I = ปริมาณน้ำที่อาจเข้าสู่ลุ่มน้ำทั้งที่ผิวดินและใต้ดิน  
(Inflow)

O<sub>g</sub> = ปริมาณน้ำใต้ดินที่ไหลออกจากลุ่มน้ำ ซึ่งอาจมีขึ้นได้ (Out flow)

- R = น้ำที่ไหลออกจากลุ่มน้ำตามลำน้ำต่าง ๆ  
โดยวัดที่ Out let
- S = ปริมาณน้ำที่เก็บไว้ในดิน ถ้าค่าของน้ำในดินที่วัด  
เวลาสุดท้ายน้อยกว่าน้ำในดินเวลาเริ่มแล้ว S  
จะมีค่าเป็นบวก ในทางตรงกันข้ามถ้ามากกว่าแล้ว  
S จะมีค่าเป็นลบ สำหรับหน่วยโดยทั่วไปวัดเป็น  
ความสูงของพื้นที่ลุ่มน้ำ (Storage)

โดยทั่วไปแล้ว การวัดการคายระเหยด้วยวิธี Water balance method นั้น สมการ (1) เป็นวิธีที่ง่ายตามทฤษฎี แต่การดำเนินการเป็นไปได้ยากลำบาก เพราะมักจะมีอุปสรรคในการวัดค่าต่าง ๆ ของสมการให้ถูกต้อง มักมีการผิดพลาดเกิดขึ้นเสมอ เช่น การวัด I หรือ  $O_g$  เป็นการยากที่จะให้ถูกต้องและผู้วัดมักไม่ค่อยคิดกัน ประกอบกับค่าของ R ก็อาจผิดพลาดง่ายเช่นเดียวกับ S ส่วน P นั้นอาจเป็นค่าเดียวกับวัดได้ถูกต้องมากกว่าตัวอื่นใด แต่ก็อาจผิดพลาดไ้อยู่นั่นเอง อีกประการคือ ระยะเวลาการวัดนั้นต้องมีเวลานานพอ การใช้เวลาเพียงปีเดียวอาจมีข้อผิดพลาดได้อย่างไม่ต้องสงสัย ระยะเวลาที่เหมาะสมที่สุดคือ ไม่น้อยกว่า 5 ปี นอกเสียจากได้ทำการวัดในห้องทดลองเท่านั้นที่อาจทำให้การวัดได้ค่าถูกต้องสำหรับเวลาสั้น ๆ ได้ ในเมื่อ  $\Sigma t$  คือ การคายระเหย

$$\text{สูตรในที่นี้ใช้ } \Sigma t = P + I_s + I_g - O_g - R \pm S$$

เมื่อ  $I_s$  = Interflow ที่ไหลลงสู่ลุ่มน้ำเฉพาะที่เป็นน้ำจากผิวดิน

$I_g$  = Interflow ใต้ดิน

$O_g$  = Out flow ground water

แต่เนื่องจาก  $I_s, I_g, O_g$  คำน้อยมากถือว่าเป็นศูนย์

ดังนั้น สูตรคือ  $\Sigma t = P - R \pm S$

### 5.1 วิธีการคำนวณหาค่าการคายระเหยด้วยวิธี Water balance method

วิธีการคำนวณหาค่าการคายระเหยด้วยวิธี Water balance method ต้องอาศัยข้อมูลจากสิ่งที่กำหนดไว้ในตารางที่ 7.2 ซึ่งประกอบด้วย ข้อมูลเกี่ยวกับสิ่งต่อไปนี้

5.1.1 ข้อมูลปริมาณความชื้นโดยน้ำหนัก น้ำฝน น้ำในลำธารของ ป่าดิบเขา ป่าดิบแล้ง และป่าเต็งรัง

5.1.2 ค่าเฉลี่ยความลึกดินและค่า Bulk density ของดินในป่าทั้ง 3 ชนิด

5.1.3 พื้นที่ลุ่มน้ำ 100 ตารางกิโลเมตร

5.1.4 ใช้ข้อมูลที่กำหนดให้จาก 5.1.1 - 5.1.3 มาเป็นข้อมูล หลักในการคำนวณเพื่อหาปริมาณการระเหยของป่าทั้ง 3 เป็นรายเดือนและรายปี โดยวิธี Water balance method (ดูตารางที่ 7.3 , 7.4 , 7.5)

ก. คำนวณหาปริมาณน้ำและความสูงของน้ำ

(1) ระดับน้ำในเขื่อน (กำหนดให้) =  $H$  เปลี่ยน เป็น เมตร (ม.)

(2) หาปริมาณน้ำเป็น cms. โดยใช้สูตร

$$Q = 2.56 H^{5/2}$$

- ในป่าแต่ละชนิดค่า H กำหนดให้แล้ว

ตัวอย่างในป่าดิบเขา H ในเดือน Jan. = .28 m.

$$Q = 2.56 \times (.28)^{5/2}$$

$$= 2.56 \times .28 \times .28 \times \sqrt{.28}$$

$$= 0.1062 \text{ cms.}$$

(ในเดือนอื่น ๆ ก็ทำเช่นเดียวกัน)

(3) เปลี่ยนปริมาณน้ำให้เป็น  $\text{m}^3$  / เดือน

ตัวอย่างในป่าดิบเขา เดือน Jan. ;

$$Q = 0.1062 \text{ cms.}$$

$$Q = 0.1062 \times 31 \times 24 \times 60 \times 60$$

$$= 284446.08 \text{ m}^3 / \text{เดือน}$$

$$= 2.844 \times 10^5 \text{ m}^3 / \text{เดือน}$$

(ในเดือนอื่น ๆ ก็ทำเช่นเดียวกัน)

(4) คำนวณให้เป็นความสูงของน้ำ เป็น mm.

- โดยเอาเนื้อที่ (ที่กำหนดให้ =  $100 \text{ km}^2$ ) มาหาร

จากตัวอย่างป่าดิบเขาเดือน Jan.

$$Q = 2.844 \times 10^5 \text{ m}^3 / \text{เดือน}$$

$$\text{พื้นที่ลุ่มน้ำ} = 100 \text{ km}^2 = 10^8 \text{ m}^2$$

$$\text{จากสูตร; } h = \frac{Q}{A}$$

ตารางที่ 7.2 ความชื้นของดินโดยน้ำหนัก ปริมาณฝนรายเดือนและการวัดน้ำในลำธาร โดยใช้ 120°-V Notch weir ของป่าทั้ง 3 สภาพ

เดือน	ป่าดิบเขา			ป่าดิบแล้ง			ป่าเต็ง-รัง		
	ความชื้น ในดิน %	ฝน มม.	ระดับน้ำ ในเขื่อน (ซม.)	ความชื้น ในดิน %	ฝน มม.	ระดับน้ำ ในเขื่อน (ซม.)	ความชื้น ในดิน %	ฝน มม.	ระดับน้ำ ในเขื่อน (ซม.)
31 ธ.ค.2519	23	-	30	20	-	20	18	-	15
ม.ค.2520	24	40	28	20	28	19	16	26	14
ก.พ.2520	25	30	27	21	15	18	15	10	13
มี.ค.2520	26	60	25	22	40	17	13	15	12
เม.ย.2520	27	100	20	23	60	15	12	20	11
พ.ค.2520	28	200	26	24	100	18	14	60	13
มิ.ย.2520	29	250	30	25	180	25	18	100	20
ก.ค.2520	30	280	35	27	195	27	19	150	23
ส.ค.2520	32	320	40	30	220	30	20	180	25

ตารางที่ 7.2 (ต่อ)

เดือน	ป่าดิบเขา			ป่าดิบแล้ง			ป่าเต็ง-รัง		
	ความชื้น ในดิน %	ฝน มม.	ระดับน้ำ ในเขื่อน (ซม.)	ความชื้น ในดิน %	ฝน มม.	ระดับน้ำ ในเขื่อน (ซม.)	ความชื้น ในดิน %	ฝน มม.	ระดับน้ำ ในเขื่อน (ซม.)
ก.ย.2520	31	300	60	29	200	40	25	100	30
ค.ค.2520	30	180	80	28	100	60	23	60	40
พ.ย.2520	26	100	50	25	60	30	20	30	20
ธ.ค.2520	24	40	30	22	25	20	19	20	15

หมายเหตุ ก. ค่า Bulk density ของดินโดยเฉลี่ย  
 1. ป่าดิบเขา 1.00 กรัมต่อลูกบาศก์เมตร  
 2. ป่าดิบแล้ง 1.25 กรัมต่อลูกบาศก์เมตร  
 3. ป่าเต็ง-รัง 1.40 กรัมต่อลูกบาศก์เมตร

ข. ความลึกของดินโดยเฉลี่ย  
 1. ป่าดิบเขา 200 เซนติเมตร  
 2. ป่าดิบแล้ง 100 เซนติเมตร  
 3. ป่าเต็ง-รัง 50 เซนติเมตร

$$\begin{aligned}
 \text{ความสูงของน้ำ} &= \frac{2.844 \times 10^5}{10^8} \text{ m.} \\
 &= 2.844 \times 10^{-3} \text{ m.} \\
 &= 2.844 \text{ mm.}
 \end{aligned}$$

(ในเคื่อนอื่น ๆ ก็ทำเช่นเดียวกัน)

ข. คำนวณหาปริมาณของน้ำในดินเมื่อคิดเป็นความสูง (mm.)

ดูตารางที่ 7.6 ประกอบ

∴ h ปริมาณน้ำในดินเมื่อคิดเป็นความสูง

$$\therefore h = \frac{\Delta P_w}{100} \times B.D \times H$$

B.D. ให้ค่าต่างกันในแต่ละป่า กำหนดให้แล้วโดย

เลือกใช้ให้ถูกชนิดของป่า

ความชื้นในดิน ( P<sub>w</sub> ) กำหนดให้แล้วในตารางที่ 7.2

ค่าที่นำมาใช้สำหรับ P<sub>w</sub> คือ Δ P<sub>w</sub>

H = ความลึกเฉลี่ยของดิน (กำหนดให้แล้วในท้าย

ตารางที่ 7.2) ทำค่า h ให้เป็น mm.

ตัวอย่าง ป่าดิบเขา เดือน Jan.

$$\text{B.D. ป่าดิบเขา} = 1 \text{ gm/m}^3$$

$$\text{H ป่าดิบเขา} = 200 \text{ cm.}$$

$$\begin{aligned} \therefore h &= \frac{1}{100} \times 1 \times 200 = 2 \text{ cm.} \\ &= 20 \text{ mm.} \end{aligned}$$

ปริมาณน้ำในดินคิดเป็นความสูง = 20 mm.

(ในเดือน + ป่าอื่น ๆ ก็ทำเช่นเดียวกัน)

ค. จำนวนปริมาณการคายระเหยแบบ Water balance method (ดูตารางที่ 7.7, 7.8 และ 7.9 ประกอบ)

$$\text{จากสูตร } \sum t = P + I_s + I_g - O_g - R \pm S$$

$$\text{สูตรที่ใช้คือ } \sum t = P - R \pm S$$

ตัวอย่างจากป่าดิบ เขา เดือน Jan.

$$\begin{aligned} \therefore \sum t &= 40 - 2.8 - 20 \\ &= 17.2 \text{ mm.} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{การคายระเหยตลอดปี ป่าดิบเขา} &= \sum t \text{ Jan} + \sum t \text{ Feb.} + \dots \\ &\dots + \sum t \text{ Dec.} \\ &= 1702.8 \text{ mm.} \end{aligned}$$

$$\text{ในที่นี้ใช้สูตร } \sum t = P - R - S$$

เพราะเครื่องหมายของ S จะหักลบกันเอง

(ในเดือน + ปี ของป่าต่าง ๆ ก็ทำเช่นเดียวกัน)



ตารางที่ 7.3

ความสูงของน้ำในลำธารในป่าดิบเขา

Month.	ระดับน้ำในเดือน = H (m)	ปริมาณน้ำ (cms.) $Q=2.56H^{5/2}$	ปริมาณน้ำ คิดเป็น $m^3$ /เดือน	ความสูงของน้ำ (mm.)
Jan.	.28	.10620	$2.844 \times 10^5$	2.8
Feb.	.27	.097	$2.440 \times 10^5$	2.4
Mar.	.25	.079	$2.115 \times 10^5$	2.1
Apr.	.20	.045	$1.166 \times 10^5$	1.1
May.	.26	.082	$2.196 \times 10^5$	2.1
Jun.	.30	.126	$3.271 \times 10^5$	3.2
Jul.	.35	.185	$6.256 \times 10^5$	6.2
Aug.	.40	.325	$7.956 \times 10^5$	7.9
Sep.	.60	.714	19.120-105	19.1
Oct.	.80	1.466	$39.240 \times 10^5$	39.2
Nov.	.50	1.076	$27.889 \times 10^5$	27.8
Dec.	.30	0.126	$3.374 \times 10^5$	3.3

ตารางที่ 7.4

ความสูงของน้ำในลำธารในป่าดิบแล้ง

Month	ระดับน้ำในเขื่อน = H (m)	ปริมาณน้ำ (cms) $Q=2.56H^{5/2}$	ปริมาณ คิกเป็น $m^3$ / เดือน	ความสูงของน้ำ (mm.)
Jan.	.19	.04	$1.224 \times 10^5$	1.2
Feb.	.18	.04	$0.967 \times 10^5$	0.9
Mar.	.17	.03	$0.803 \times 10^5$	0.8
Apr.	.15	.02	$0.518 \times 10^5$	0.5
May.	.18	.02	$.535 \times 10^5$	0.5
Jun.	.25	.03	$.777 \times 10^5$	0.7
Jul.	.27	.07	$1.874 \times 10^5$	1.8
Aug.	.30	.12	$3.214 \times 10^5$	3.2
Sep.	.40	.32	$8.294 \times 10^5$	8.2
Oct.	.60	.71	18.686x105	18.6
Nov.	.30	.12	3.110~105	3.1
Dec.	.20	.04	1.071~105	1.0

ตารางที่ 7.5

ความสูงของน้ำในลำธารในป่าเต็ง-รัง

Month	ระดับน้ำในเขื่อน = H (m)	ปริมาณน้ำ (cms) $Q=2.56H^{5/2}$	ปริมาณน้ำ คิดเป็น $m^3$ /เดือน	ความสูงของน้ำ (mm.)
Jan.	.14	.010	$.503 \times 10^5$	.50
Feb.	.13	.015	$.391 \times 10^5$	.39
Mar.	.12	.012	$.341 \times 10^5$	.34
Apr.	.11	.010	$.215 \times 10^5$	.21
May	.13	.015	$.418 \times 10^5$	.41
Jun.	.20	.045	$1.180 \times 10^5$	1.18
Jul.	.23	.064	$1.739 \times 10^5$	1.73
Aug.	.25	.079	$2.213 \times 10^5$	2.21
Sep.	.30	.125	$3.271 \times 10^5$	3.27
Oct.	.40	.326	$7.968 \times 10^5$	7.96
Nov.	.20	.045	$1.187 \times 10^5$	1.18
Dec.	.35	.022	$0.598 \times 10^5$	0.59

ตารางที่ 7.6

แสดงปริมาณความชื้นของดินในป่าแต่ละชนิด เมื่อคิดเป็นความสูง

Month.	จาก $h = a \frac{Pw}{100} \times B.D. \times H$		
	ป่าดิบเขา	ป่าดิบแล้ง	ป่าเต็งรัง
Jan.	20	12.5	-14
Feb.	20	12.5	-7
Mar.	20	12.5	-14
Apr.	20	12.5	-7
May.	20	12.5	14
Jun.	20	12.5	28
Jul	20	25	7
Aug.	20	-37.5	7
Sep.	20	12.5	35
Oct.	20	-12.5	-14
Nov.	-80	-37.5	-21
Dec.	-40	-37.5	-7

ตารางที่ 7.7

แสดงปริมาณการคายระเหยของป่าดิบเขา

Month.	ฝน = P (mm.)	น้ำในลำธาร = R (mm.)	ความชื้นในดิน = S (mm.)	การคายระเหย $E_t = P - R - S$
Jan.	40	2.8	20	17.2
Feb.	30	2.4	20	7.6
Mar.	60	2.1	20	17.9
Apr.	100	1.1	20	78.9
<b>May.</b>	200	2.1	20	<b>177.9</b>
Jun.	250	3.2	20	226.8
Jul.	280	6.2	20	253.8
Aug.	320	7.9	20	292.1
Sep.	300	19.1	20	260.9
Oct.	180	39.2	20	120.8
Nov.	100	27.8	-80	152.2
Dec.	60	3.3	-40	96.7

$E_t = 1702.8$

ตารางที่ 7.8

แสดงปริมาณการคายระเหยของป่าดิบแล้ง

Month.	ฝน = P (mm.)	น้ำในลำธาร = R (mm.)	ความชื้นในดิน = S (mm.)	การคายระเหย $E_t = P - R - S$
Jan.	28	1.2	12.5	14.3
Feb.	15	0.9	12.5	1.6
Mar.	40	0.8	12.5	26.7
Apr.	60	0.5	12.5	47
May.	100	0.5	12.5	87
Jun.	180	0.7	12.5	166.8
Jul.	195	1.8	25	168.2
Aug.	220	3.2	-37.5	254.3
Sep.	200	8.2	12.5	179.3
Oct.	100	78.6	-12.5	93.9
NOV.	60	3.1	-37.5	94.4
Dec.	25	1.0	-37.5	61.5

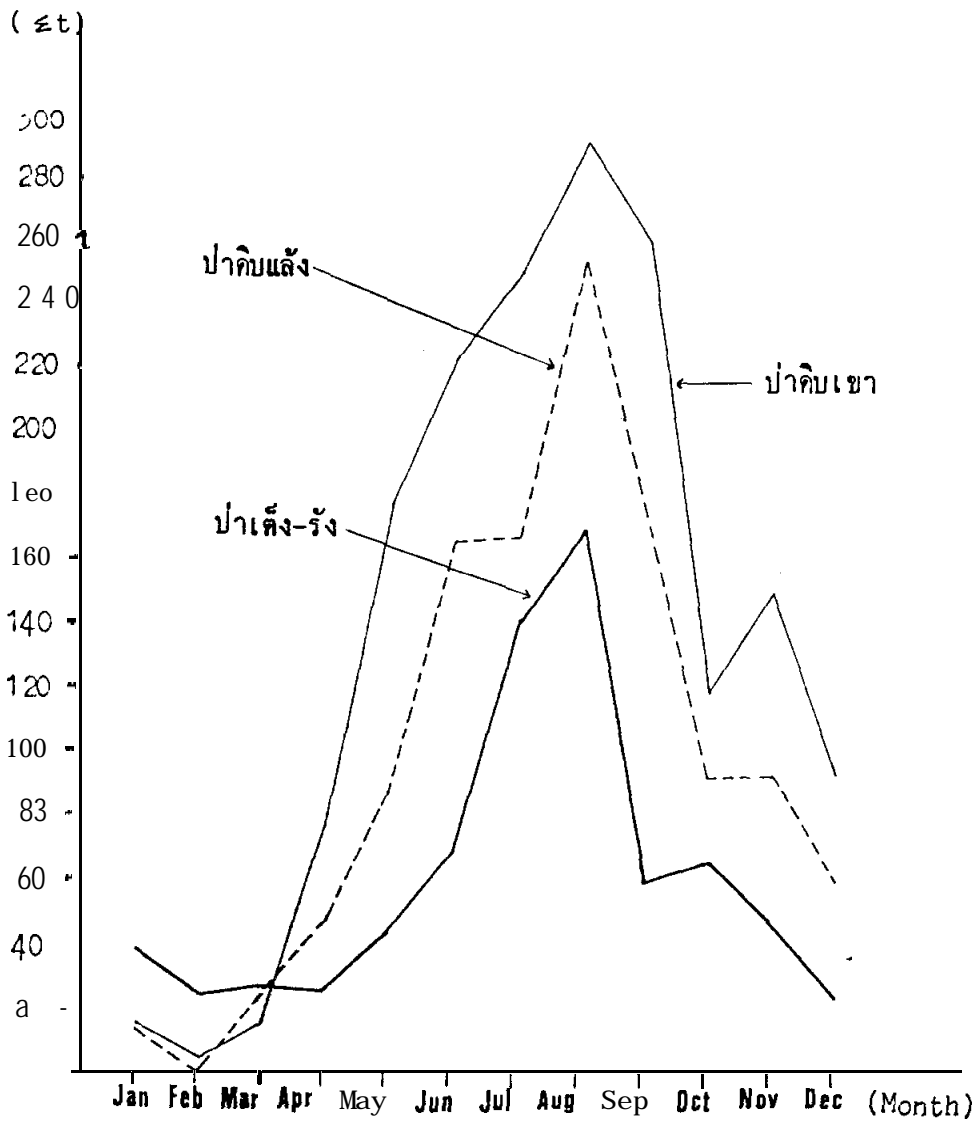
$\Sigma t = 1195$

ตารางที่ 7.9

แสดงปริมาณการคายระเหยของป่าเต็ง-รัง

Month.	ฝน = P (mm.)	น้ำในลำธาร = R (mm.)	ความชื้นในดิน = S (mm.)	การคายระเหย $\Sigma t = P - R - S$
Jan.	26	.50	-14	39.5
Feb.	10	.39	-7	26.6
Mar.	75	.34	-14	28.6
Apr.	20	.21	-7	27.7
<b>May.</b>	60	.41	14	45.5
<b>Jun.</b>	100	1.18	28	70.8
Jul.	<b>150</b>	1.73	7	141.2
<b>Aug.</b>	180	2.21	7	170.79
<b>Sep.</b>	100	3.27	35	61.73
Oct.	60	7.96	-14	66.0
<b>Nov.</b>	30	1.18	-21	49.8
Dec.	20	.59	-7	26.4

$$\Sigma t = 754.62$$



รูปที่ 7.3 แสดงปริมาณการกายระเหยของป่าทั้ง 3 ชนิด



วิธีการของ Water balance method เป็นการนำเอาวิธีการหาความสมดุลของน้ำภายในลุ่มน้ำมาใช้ โดยเก็บข้อมูลและแทนค่าข้อมูลปริมาณน้ำฝนกับการไหลของน้ำในลำน้ำ ถ้าข้อมูลค่าปริมาณน้ำฝนและข้อมูลเกี่ยวกับการไหลของน้ำในลำน้ำเก็บได้อย่างถูกต้อง ระยะเวลาในการตรวจเก็บข้อมูลนานเพียงพอ วิธีการนี้ถือว่าเป็นการประมาณค่าการคายระเหยที่เชื่อถือได้ แต่อย่างไรก็ตาม การที่ต้องใช้เวลาในการเก็บข้อมูลที่ยาวนานย่อมจะต้องสิ้นเปลืองงบประมาณมากด้วยเช่นกัน

## 5.2 การหาการคายระเหยด้วยวิธีอื่น ๆ

การหาการคายระเหยด้วยวิธีอื่น ๆ ซึ่งมักเป็นวิธีการที่ไม่ค่อยนิยมใช้กันนัก เนื่องจากมีข้อยุ่งยากและข้อจำกัดมาก ตลอดจนวิธีการทดลองก็มีลักษณะที่แตกต่างจากสภาพความเป็นจริงมาก ตัวอย่างของวิธีการหาการคายระเหยที่น่าสนใจ ได้แก่ การใช้ไลซิมิเตอร์ ( Lysimeter ) และ การใช้ Soil moisture plot เป็นต้น

5.2.1 การหาการคายระเหยด้วยวิธีไลซิมิเตอร์ วิธีการของไลซิมิเตอร์ใช้การสร้างแบบลุ่มน้ำจำลองเป็นตัวแทน วิธีการนี้ไม่เหมาะสำหรับพื้นที่ป่าที่มีต้นไม้ขนาดใหญ่และภูมิประเทศที่เป็นภูเขา การใช้ไลซิมิเตอร์อาจจะเหมาะสำหรับทำแปลงตัวแทนในบริเวณที่มีพืชขนาดเล็ก เพราะการเลือกตัวแทนสามารถกระทำได้ง่าย สำหรับขนาดของแปลงไลซิมิเตอร์ไม่ควรใหญ่มากนัก โดยทั่วไปอาจใช้ขนาด 5 × 10 เมตร โดยทำการขุดดินรอบ ๆ ให้ถึงชั้นหินรากฐาน แล้วสร้างเครื่องวัดได้แปลง เป็นการวัดการสูญเสียน้ำจากแปลงซึ่งค่าที่ได้เป็นเชิงคุณภาพมากกว่าปริมาณ วิธีการนี้เหมาะสำหรับวัดอัตราการสูญเสียน้ำในช่วงระยะเวลาอันสั้น แต่อาจจะไม่เหมาะสำหรับการหา

การคายระเหยของลุ่มน้ำที่เป็นป่าไม้ขนาดใหญ่ วิธีการใช้ไลซิมิเตอร์เป็นงานใหญ่ ที่ยุ่งยากมาก หลักการก็คล้ายกับการใช้ Phytometer คือ ปลูกต้นไม้แล้วให้น้ำ จากนั้นก็ชั่งน้ำหนักของต้นไม้ เพื่อหาน้ำหนักที่หายไปก็สามารถหาอัตราการคายน้ำได้แต่ต้องคลุมดินด้วยพาราฟินเสียก่อน

5.2.2 การหาการคายระเหยด้วยวิธี Soil moisture plots  
วิธีการนี้ใช้การสุ่มตัวอย่างดินในระยะเวลาต่าง ๆ กัน หาค่าความชื้นในดินในแปลง ทดลอง 2 แปลงมาเปรียบเทียบกัน แต่วิธีนี้อาจมีข้อผิดพลาดได้มาก อันเนื่องมาจาก สาเหตุดินลึกเกินไป ทำให้การสุ่มตัวอย่างผิดพลาดได้หรือหากมีฝนตกมากหรือบ่อยครั้งเกินไป ทำให้การวัดความชื้นในดินซึ่งอาจวัดเฉพาะดินในระดับต้น ๆ ค่าที่ได้จะผิดพลาดมาก

## 6. การลดการคายระเหย

การลดการคายระเหยเป็นสิ่งสำคัญที่นักจัดการลุ่มน้ำจะต้องศึกษา เพื่อหาวิธีการลดอัตราการคายระเหยได้อย่างมีประสิทธิภาพ เนื่องจากเหตุผลหลักของการจัดการลุ่มน้ำก็คือ การต้องหาวิธีการให้น้ำให้ได้อย่างเพียงพอทุกฤดูกาลตลอดปี นอกเหนือไปจากการมีปริมาณน้ำที่พอเพียงแล้วคุณภาพของน้ำยังเป็นสิ่งสำคัญอีกประการหนึ่งด้วยการลดการคายระเหยจะทำให้มีน้ำเหลืออยู่ในลุ่มน้ำในปริมาณที่มากพอต่อความต้องการของประชากร การมีน้ำใช้อย่างพอเพียงจะช่วยทำให้ปัญหาในการใช้น้ำลดน้อยลง ส่งผลให้คุณภาพของน้ำดีขึ้นด้วย

### 6.1 การใช้พืชคลุมดินในปริมาณที่เหมาะสม

การใช้พืชคลุมดินในปริมาณที่เหมาะสมเป็นการลดการคายระเหยที่ดี เนื่องจากเป็นการลดการสูญเสียน้ำจากการระเหยของน้ำพืชยึด ( Intercepted)

water ) ซึ่งน้ำพืชยึดเหล่านี้เป็นน้ำที่เปือกขึ้นจากฝนที่ตกลงมายังเรือนยอดของ ต้นไม้ ถึงก้านสาขา ลำต้นของต้นไม้ตลอดจนสิ่งรองรับอื่น ๆ ในที่สุดแล้วน้ำเหล่านี้ จะระเหยเป็นไอไปในบรรยากาศ การมีต้นไม้มากเกินไปจะทำให้มีน้ำพืชยึดมากและ การสูญเสียก็มากด้วยเช่นกัน การสูญเสียน้ำจากการระเหยของน้ำพืชยึดจะถือได้ว่า เท่ากับการสูญเสียจากการระเหยของผิวน้ำโดยตรง การสูญเสียน้ำพืชยึดมีมากกว่าขบวนการคายน้ำของต้นไม้มาก ดังนั้น การลดปริมาณพืชคลุมดินลงจะทำให้ปริมาณ น้ำพืชยึดลดน้อยลง การสูญเสียน้ำก็จะลดลงด้วย แต่การลดพืชคลุมดินจะมีผลโดยตรง ต่อการสูญเสียหน้าดินจึงต้องพิจารณาถึงความเหมาะสมว่าสมควรจะมีพืชคลุมดินมาก น้อยเพียงไร โดยทั่วไปพบว่า การมีปริมาณพืชคลุมดินในอัตราร้อยละ 70 ของพื้นที่ ลุ่มน้ำถือเป็นปริมาณที่เหมาะสม คือไม่สูญเสียน้ำมากเกินไปและขณะเดียวกันให้การ ปกป้องต่อคุณภาพของดินได้ด้วย ปัจจุบันในประเทศต่าง ๆ จึงพยายามหาทางจัดการ ให้มีพืชคลุมดินที่เหมาะสมกับสภาพของภูมิประเทศต่าง ๆ โดยวางแผนการจัดการ ลุ่มน้ำร่วมกับการวางแผนพัฒนาการเกษตร การป่าไม้และการชลประทานตลอดจน กิจกรรมอื่น ๆ ควบคู่กันไปด้วย

## 6.2 การเปลี่ยนพืชคลุมดิน

การเปลี่ยนพืชคลุมดินมีแนวความคิดมาจากลักษณะทางสรีรวิทยาของ พืชที่แตกต่างกัน พืชบางชนิดต้องการน้ำมาก พืชบางชนิดใช้น้ำน้อย ปริมาณความต้องการ น้ำที่แตกต่างกันของพืชเหล่านี้ สามารถนำมาประยุกต์ใช้ในการวางแผนการเปลี่ยนชนิด พืชที่อยู่ในลุ่มน้ำนั้น เพื่อให้ชนิดของพืชมีความเหมาะสมกับสภาพการระบายน้ำของลุ่มน้ำ นั้น ๆ อย่างไรก็ตาม ราคาของผลผลิตมักจะเป็นตัวแปรที่สำคัญอยู่ด้วยเสมอ

### 6.3 การคลุมดิน

การคลุมดิน ( Mulching ) การที่เกษตรกรใช้หญ้าแห้งหรือใบไม้มาปกคลุมดินหรือพื้นที่ทำการเกษตรนั้น เป็นการแสดงให้เห็นว่า มนุษย์สามารถเรียนรู้จากการสังเกตว่ารังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์ ทำให้เกิดการระเหยของน้ำโดยตรงจากผิวดินสู่บรรยากาศ ปริมาณความร้อนที่ผิวดินได้รับขึ้นอยู่กับลักษณะของมวลสารเป็นสำคัญ พืชดินหรือมวลสารที่มีสีเขียวเข้มจะรับความร้อนได้ดีกว่ามวลสารที่มีสีจางกว่า ผิวดินที่แห้งจะร้อนเร็วกว่าผิวดินที่เย็น ผิวดินขรุขระจะมีพื้นที่รับความร้อนมากกว่าผิวดินที่เรียบในปริมาตรที่เท่ากัน ในขณะที่ผิวดินที่ราบเรียบเป็นมันอาจมีรังสีสะท้อนกลับได้มากกว่าผิวดินที่ด้าน สิ่งต่าง ๆ เหล่านี้ล้วนมีผลต่อการระเหยทั้งสิ้น ด้วยเหตุผลดังกล่าวจึงสามารถลดการสูญเสียน้ำลงได้จากการใช้กิ่งไม้หรือหญ้าแห้งหรือวัสดุบางอย่างคลุมดิน เพื่อลดอัตราความร้อนที่ได้รับเป็นการลดการระเหยน้ำจากดินโดยตรง เนื่องจากกิ่งไม้หรือหญ้าแห้งมีสีอ่อนและเป็นตัวนำความร้อนที่เลว ปริมาณความร้อนที่จะไหลผ่านลงสู่ดินก็จะน้อยลงด้วย การคลุมดินเพื่อรักษากว่าไม้บับเป็นการป้องกันที่อย่างหนึ่ง ในปัจจุบันการคลุมดินอาจจะใช้วัสดุสังเคราะห์ประเภทพลาสติกซึ่งผลิออกมาหลายรูปแบบใช้กันอยู่ทั่วไป

### 7. สรุป

การระเหยน้ำ หมายถึง การเปลี่ยนสภาพของน้ำจากของเหลวให้กลายเป็นไอน้ำ การระเหยต้องใช้ความร้อนเพื่อช่วยในการเปลี่ยนสถานะดังกล่าวประมาณ 583 แคลอรีต่อน้ำ 1 กรัม ที่อุณหภูมิ 25 ° C ส่วนการคายน้ำเป็นขบวนการดูดความร้อนซึ่งเมื่อมีการคายน้ำเกิดขึ้นความร้อนจะถูกดูดไปใช้ทำให้บริเวณนั้นมีอากาศเย็นสบาย ขบวนการระเหยและการคายน้ำของต้นไม้เป็นขบวนการที่เกิดขึ้นบนผิวดินโลกหรือผิว

ระเหย ซึ่งอาจเป็นพื้นดิน พื้นน้ำหรือจากน้ำที่ต้นไม้หรือสิ่งก่อสร้างรองรับเอาไว้ ถ้าพื้นผิวระเหยมีกว้างมากเท่าไร อัตราการระเหยของน้ำก็ยิ่งมีมากขึ้นเท่านั้น จึงเป็นข้อพิจารณาที่ดีในการออกแบบก่อสร้างสระน้ำซึ่งมีหลักเบื้องต้นว่า ควรจะขุดให้ลึกและแคบ โดยเฉพาะในประเทศเขตร้อน ทั้งนี้ เพื่อป้องกันการระเหยสำหรับการคายน้ำของต้นไม้ นั่นคืออิทธิพลของสรีรวิทยาของพืชมีผลโดยตรงต่อปริมาณการคายน้ำของต้นไม้ เพราะเป็นขบวนการที่เกิดจากรูใบเป็นส่วนใหญ่ ซึ่งเป็นโครงสร้างเฉพาะของพรรณไม้แต่ละชนิด อย่างไรก็ตาม น้ำที่ต้นไม้ถูกขับไปใช้ในขบวนการเจริญเติบโตของพืชมีอยู่ประมาณร้อยละ 5 เท่านั้น ที่เหลือออกนั้นจะเป็นน้ำที่สูญเสียไปในขบวนการคายน้ำ

การคายระเหยนั้นอาจพิจารณาได้สองลักษณะคือ การคายระเหยที่เกิดขึ้นจริง ๆ ในระยะเวลาที่กำหนดค่าให้ โดยมีปริมาณน้ำเป็นตัวกำหนดค่าของการคายระเหย อีกลักษณะหนึ่งของการคายน้ำคือ ค่าของการคายระเหยที่เกิดขึ้นกับพื้นที่ที่พืชคลุมดินเต็มพื้นที่ มีความสูงของต้นไม้หรือพืชคลุมดินสม่ำเสมอและมีน้ำอำนวยความสะดวกให้เกิดการคายระเหยตลอดเวลา.

## 8. คำถามและกิจกรรมประกอบท้ายบท

ให้นักศึกษาตอบคำถามต่อไปนี้มาให้เข้าใจ

1. ทำไมรูปแบบการใช้ที่ดิน ( Landuse pattern ) จึงมีบทบาทต่อการคายระเหยมาก
2. จงให้เหตุผลที่ว่า การคายระเหยมีความสำคัญต่อการอนุรักษ์น้ำมาก
3. วิธีการหาการคายระเหยด้วยวิธีการทาง Micrometeorological method วิธีใดเหมาะสมที่สุด
4. อุณหภูมิของอากาศมีวิธีการวัดอย่างไรบ้าง และความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิกับความกดอากาศเป็นอย่างไร จงอธิบายขยายความให้ชัดเจน

.....

1. สาเหตุที่ Landuse pattern มีบทบาทต่อการคายระเหยเพราะการใช้ที่ดินเป็นตัวควบคุมหรือปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อการคายระเหยอย่างหนึ่ง เนื่องจากเป็นตัวเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติของผิวดิน ทำให้เกิดการสูญเสียน้ำในปริมาณที่แตกต่างกันออกไปในการใช้ที่ดินลักษณะต่าง ๆ กัน ในเหตุผลดังกล่าวอาจจะพิจารณาได้จากหลักการในการลดการคายระเหยซึ่งอาจทำได้โดยวิธีการต่าง ๆ

- Interception การมีต้นไม้มากทำให้เกิดการสูญเสียน้ำแบบ Interception มาก จึงสมควรจัดการให้มิต้นไม้มีน้อยลงโดยลดปริมาณพืชคลุมดินแต่การลดพืชคลุมดินจะทำให้มีการสูญเสียดินและน้ำได้มากขึ้น จึงต้องหาจุดพอดี (Optimum) พบว่า ในอเมริกา ยุโรป และไทย การเหลือพืชไว้ 70% คลุมดินจะให้ผลแบบพอดีหรือ Optimum คือ ลดการสูญเสียน้ำและไม่มีผลต่อ Water yield

- Vegetation conversion การเปลี่ยนพืชคลุมดิน อาจจะถูกนำมาใช้กับการจัดการลุ่มน้ำได้ เพราะพบว่า พืชบางชนิดเป็น Phreatophyte คือเป็นพืชที่ชอบน้ำก็ต้องกำจัดออกเพื่อลดการสูญเสียของน้ำ โดยหาพืชอื่นมาทดแทน อาจหาพืชเศรษฐกิจมาปลูกทดแทนก็ได้ บางครั้งการที่เกิดการสูญเสียโดยมีพืชคลุมดินอาจมีมากกว่าดินที่ปราศจากพืชคลุมดินก็ได้ ในยุโรปบางประเทศอาจตัดไม้ออกหมด แล้วปล่อยให้หิมะปกคลุมพื้นที่จะให้ Water yield ดีกว่า

- Mulching รังสีความร้อนเป็นตัวการสำคัญในการทำให้เกิดการคายระเหย และการที่ผิวดินจะได้รับความร้อนมากน้อยก็ขึ้นอยู่กับปัจจัยของลักษณะผิวนั้นเอง เช่น สี ความขรุขระ ความวาว ฯลฯ จากเหตุผลเหล่านี้จึงอาจช่วยลดการสูญเสียได้ โดยการใช้สิ่งปกคลุมพื้นที่ที่ขาดต้นไม้ เป็นการลดการระเหยของน้ำจากดินโดยตรง เพราะจะทำให้ Net radiation ลดลง

จากลักษณะและเหตุผลเกี่ยวกับการลดการคายระเหยดังกล่าว จะเห็นว่า เป็นผลมาจากการใช้ที่ดินในลักษณะต่าง ๆ กัน ซึ่งถ้า Landuse pattern ไม่ดีหรือไม่อำนวยต่อการอนุรักษ์ อาจก่อให้เกิดสภาพการณ์ซึ่งทำให้การคายระเหยดีขึ้น เช่น การปล่อยที่ดินไว้โดยไม่มีสิ่งปกคลุม การตัดไม้ทำลายป่า การใช้ที่ดินผิดประเภท เช่น ปลูกพืชผิดแบบและผิดชนิด ซึ่งจะทำให้การคายระเหยของน้ำดีขึ้น ยังผลให้เกิดความแห้งแล้งเกิดขึ้นในที่สุด

2. การคายระเหยตรงกับภาษาอังกฤษว่า Evapotranspiration มาจากคำ 2 คำรวมกันคือ การระเหยน้ำ ( Evaporation ) และการคายน้ำ ของต้นไม้ ( Transpiration ) ในด้านการจัดการลุ่มน้ำหรือการศึกษาเกี่ยวกับ อุทกวิทยาลุ่มน้ำ ( Watershed hydrology ) โดยเฉพาะอย่างยิ่งลุ่มน้ำที่เป็นป่า ( Forest watershed ) นั้น เป็นการยากที่จะแยกการระเหย และการคายน้ำ ของต้นไม้ออกจากกันได้เพราะตามธรรมชาติแล้ว พื้นผิวดินมักจะปกคลุมด้วยต้นไม้ทั่วทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำ อาจมีช่องว่างไม่มากนัก จึงทำให้การสูญเสียน้ำเป็นไปในรูปการคายระเหย ( Evapotranspiration )

ในส่วนที่เกี่ยวกับการอนุรักษ์น้ำ เนื่องจากการคายระเหยเป็นการสูญเสียน้ำจากพื้นที่ลุ่มน้ำ เป็นการสูญเสียน้ำจากลุ่มน้ำโดยที่ไอน้ำเคลื่อนที่ไปในทางตั้ง ดังนั้น จึงจำเป็นมากที่จะต้องทราบปริมาณการคายระเหย เพื่อหาวิธีการลดปริมาณการคายระเหยให้มากที่สุด เพราะจะมีผลต่อ Water yield หากพื้นที่นั้นสูญเสีย น้ำโดยวิธีนี้มากเกินไป นักอนุรักษ์น้ำจึงต้องทราบอัตราการคายระเหยเพื่อเปรียบเทียบ ปริมาณน้ำที่เข้าสู่ลุ่มน้ำกับปริมาณน้ำที่ออกจากลุ่มน้ำในลักษณะต่าง ๆ ซึ่งรวมถึงการคายระเหยด้วย



### 3. วิธีการของ Water balance method ที่มีสูตรจากสมการ

$$\Delta t = P + I_s + I_g - O_g - R \pm S$$

$\Delta t$ . คือ การคายระเหยจากลุ่มน้ำ

$P$  คือ Net rainfall หมายถึง ปริมาณน้ำฝนที่ตกลงสู่ผิวน้ำดิน ถ้าวัดน้ำฝนเหนือยอดไม้ ต้องนำค่าของ Interception และ Stemflow หักออกก่อน

$I_s$  คือ Inflow เป็นน้ำที่อาจไหลเข้าสู่ลุ่มน้ำ เฉพาะส่วนที่เป็นน้ำตามผิวหน้าดิน ถ้าเป็นการศึกษาในลุ่มน้ำที่เป็นภูเขาที่ถือเอาสันเขาเป็นเส้น Divide แล้วอาจไม่ต้องนำมาคิดก็ได้

$I_g$  คือ Inflow ที่เป็นน้ำใต้ดินซึ่งอาจจะเกิดจากการแบ่งเส้น topographic divide ไม่ทับกับ Phreatic divide ในกรณีที่เส้น Phreatic divides ยื่นออกนอกขอบของเส้น Topographic divide

$O_g$  คือ Ground water outflow เป็นน้ำใต้ดินที่ไหลออกจากลุ่มน้ำอาจออกที่ outlet หรือต้นข้างก็ได้

$R$  คือ Streamflow ซึ่งสามารถจะวัดได้จาก outlet ซึ่ง เป็นน้ำที่ไหลตามลำธาร

$S$  คือ Storage หมายถึง ปริมาณน้ำในดินที่อาจจะขังซ้อนหรือมากกว่าเวลาที่เริ่มคำนวณก็ได้ ถ้าได้ความชื้นของดินวันสุดท้ายมากกว่าวันแรก ค่าของ  $S$  จะเป็นลบ (-) ถ้าน้อยกว่าวันแรกค่าจะเป็นบวก (+)

หน่วยที่ใช้วัดทุก Variables นั้น คิดเป็นความสูงของน้ำต่อ หน่วยพื้นที่ในทางปฏิบัติ ค่า  $I_s$ ,  $I_g$ , และ  $O_g$  มักหาไม่ได้หรือยุ่งยากในการวัด จึงมักใช้สมการใหม่เป็น  $\epsilon_t = P - R \pm S$

สมการนี้นิยมใช้กันมาก เนื่องจากเป็นวิธีที่ง่าย แต่ความผิดพลาดอาจ เกิดขึ้นได้ง่ายเช่นกัน แต่อย่างไรก็ตามเป็นวิธีที่ยอมรับกันในหมู่นักอุทกวิทยาว่าจะให้ ค่า  $\epsilon_t$  ถูกต้องมากถ้าวัดค่า  $P$ ,  $R$  และ  $S$  ถูกต้อง ในทางปฏิบัติมีความยุ่งยาก ในการวัดค่าต่าง ๆ อยู่มาก โดยเฉพาะค่า  $R$  เพราะเครื่องมืออาจวัดผิดพลาด ยิ่ง ต้องใช้เวลานาน ๆ (ซึ่งควรใช้เวลาเป็นปี ๆ) แล้ว ความผิดพลาดก็มิได้ลดลงไป คือ อาจมี  $O_g$  เกิดขึ้นได้ อนึ่ง ลุ่มน้ำตามธรรมชาตินั้นมักจะประกอบด้วยปัจจัย ต่าง ๆ สลับซับซ้อน มีผลให้เกิดความผิดพลาดได้ง่าย

#### 4. เครื่องมือในการตรวจอุณหภูมิของอากาศ ประกอบด้วย

1. Ordinary or Official thermometer หรืออาจจะ เรียกว่าเป็นเทอร์โมมิเตอร์คู่แม่เหล็ก ใช้วัดอุณหภูมิโดยทั่วไปของอากาศ มี Scale ต่างกันซึ่งสามารถเปรียบเทียบกันได้ ดังนี้

$$\frac{C}{5} = \frac{R}{4} = \frac{F - 32}{9}$$

2. Maximum Thermometer หรือ เทอร์โมมิเตอร์สูงสุด รูปร่างเหมือน Thermometer คู่แม่เหล็ก เว้นแต่มีคอคคอตีบตรงคอ ของเหลวใน หลอดแก้วใช้ปรอทเวลาวางให้ทางปลายลดต่ำลงเล็กน้อย ประมาณ  $5^\circ$

เมื่ออุณหภูมิสูงขึ้นปรอทจะขึ้นไปตามลำหลอดแก้วด้วยแรงดันทาง ปลาย ซึ่งมีกะเปาะปรอทอยู่ แต่เมื่ออุณหภูมิลดต่ำลง ปรอทจะค้างอยู่เพราะไม่มีแรง

กันพอที่จะผ่านคอคอดเหนือกะ เปาะปรอทได้ จึงสามารถอ่านค่าเป็นอุณหภูมิสูงสุดประจำวันได้

เวลาตั้งประจำวัน (Set) ให้สติกเทอร์โมมิเตอร์จนอุณหภูมิใกล้เคียงกับอุณหภูมิห้อง (Current temperature)

### 3. Minimum Thermometer หรือเทอร์โมมิเตอร์ต่ำสุด

มีรูปร่างเหมือนกับเทอร์โมมิเตอร์ห้อง แต่มีค่าเบสส์แก้วเล็ก ๆ อยู่ในแอลกอฮอล์

เมื่ออุณหภูมิลดต่ำลง แอลกอฮอล์ (Alcohol) จะหดตัว ความตึงของผิวหน้า Alcohol จะดึงเอาค่าเบสส์แก้วลดต่ำลงมาด้วย แต่เมื่ออุณหภูมิสูงขึ้น Alcohol จะขยายตัวสูงขึ้นไปในกรณีนี้ค่าเบสส์ซึ่งอยู่ใน Alcohol จะยังคงค้างอยู่ที่เส้นที่ลงมาต่ำสุดเพราะไม่มีแรงดึงผิวหน้าของ Alcohol ดึงให้ตามขึ้นไป จึงสามารถอ่านค่าที่ค่าเบสส์เป็นค่าต่ำสุดได้ เวลาตั้ง (Set) ประจำวันที่เอียง Thermometer จนค่าเบสส์แก้วสัมผัสกับปลาย Alcohol

ความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิกับความกดอากาศ

การตรวจความกดของบรรยากาศ

ใช้ระบบน้ำหนักของปรอทในหลอดแก้วเท่ากับน้ำหนักของบรรยากาศ เรียกว่าบาโรเมตรปรอท (Mercurial barometer)

การหักเหบาโรเมตร

น้ำหนักของปรอทในหลอดแก้วจะเท่ากับความกดบรรยากาศ ความสูง

ของปรอทขึ้นอยู่กับความแน่นของปรอทซึ่งเปลี่ยนไปตามอุณหภูมิ ด้วยเหตุนี้เองจึงจำเป็นต้องมี Thermometer ติดอยู่กับบาโรเมตรปรอทด้วย อุณหภูมิมาตรฐานที่ใช้ในการหักแก้ไข  $32^{\circ} F$  อัตราเร่งของความถ่วงใช้ที่ Latitude  $45^{\circ}$

อัตราเร่งของความถ่วง ( The force of gravity ) มีค่าลดลงจากขั้วโลกถึง Equator ทั้งนี้เพราะโลกไม่ได้กลมอย่างแท้จริง เป็นรูปแป้นที่ขั้วโลกทั้งสองข้างป่องตรงกลาง เส้นผ่านศูนย์กลางที่ Equator ยาวกว่าที่ขั้วโลกประมาณ 27 ไมล์ (43 กม.) ดังนั้น ถ้าความกดเท่ากันเมื่อทำการตรวจที่ Equator ลมปรอทจะสูงกว่าที่ขั้วโลก เมื่อหักแก้ไขอุณหภูมิแล้ว

การหักค่าความกดลงสู่ ระดับน้ำทะเล ( Reduction to mean sea level )

การจะเปรียบเทียบความกดทั่วโลกจำเป็นต้องกำหนดความกดที่อยู่ในระดับเดียวกัน สำหรับแผนที่อากาศกำหนดให้เป็นความกดที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง ดังนั้น เมื่อได้ความกดที่สถานีที่สูงกว่าระดับน้ำทะเลแล้ว จึงต้องบวกอากาศสมมุติจากสถานีจนถึงระดับน้ำทะเลด้วย อากาศสมมุติขึ้นอยู่กับอุณหภูมิ ความแน่นและความชื้น ค่าที่ได้รับมาเป็นค่าโดยประมาณเท่านั้น สถานียิ่งสูงจากระดับน้ำทะเลเท่าใดก็ยิ่งมีอัตราผิดมากเท่านั้น

ค่าความกดอากาศ ณ จุดจุดหนึ่ง จะเป็นน้ำหนักของอากาศที่กดน้อยลงมา ณ จุดนั้นขึ้นไปจนถึง Infinity

$$\text{จากสูตร } P = \rho gh$$

$$h = \frac{P}{\rho g}$$

P	=	Pressure
g	=	the force of gravity
$\rho$	=	ความแน่น
h	=	ความสูง

ดังนั้น จึงต้องมีการแก้ตาม Latitude ด้วย

เมื่อต้องการรู้ความกดอากาศผิวพื้น สามารถดูได้จากเครื่องมือวัดความกดอากาศที่เรียกว่า "Barometer" ซึ่งมีอยู่หลายแบบ

1. บารอมิเตอร์แบบปรอท จากหลักการของ Toricelli ถือเอาความสูงของปรอทในหลอดแก้วเป็นตัววัดความกดของบรรยากาศ ที่ใช้ปรอทเพราะปรอทเป็นของเหลวที่หนักที่สุด แต่กระนั้นก็ยังสูงถึง 760 ม.ม. (76 ซม.) ต่อ 1 Atmosphere

2. แอนเนอรอยบารอมิเตอร์ (Aneroid barometer)

ใช้วัดความกดอากาศด้วยระบบคลัสสุญญากาศ จึงไม่ต้องหักแก้วอุณหภูมิจึงเพราะชดเชยไว้แล้ว และไม่ต้องแก้ความโน้มถ่วงตามละติจูด จะได้ความกดตรงจากหน้าปัดมีอย่างใดก็อัตราमितประจำ เครื่องไม่มีเป็นค่าประจำ ต้องคอยเปรียบเทียบกับบารอมิเตอร์ปรอทอยู่เสมอ ๆ ประสิทธิภาพจึงสู้บารอมิเตอร์ปรอทไม่ได้ ส่วนดีของบารอมิเตอร์แบบแอนเนอรอยด์คือเบา เคลื่อนย้ายง่ายไม่เกิดความเสียหาย จึงเหมาะสำหรับนักเดินทาง นักสำรวจและใช้ในเรือ

3. บารोगราฟ (Barograph) บารोगราฟก็คือ บารอมิเตอร์แอนเนอรอยด์นั่นเองแต่ทำงานติดต่อกัน ตัวเครื่องประกอบด้วยคลัสสุญญากาศซ้อนกันหลาย ๆ

ใบ การยึกยักของคลื่นนี้ต่อกับแนวที่มีปากกาซึ่งจะบรรเทาความกดตลอดเวลาลงบน  
กระดาษกราฟที่ห้อยอยู่บนกระบอกลานนาฬิกา จากกราฟที่บันทึกนี้จะแสดงให้เห็นถึง  
การเปลี่ยนแปลงความกดโดยสัมพันธ์กับเวลา ค่าความกดสูงสุด ความกดต่ำสุดและ  
ความกดเปลี่ยนแปลงเป็นประจำอย่างไร

ค่าความกดเปลี่ยนแปลง (Barometric tendency)

หมายถึง ความกดที่เปลี่ยนแปลงไปชั่วระยะเวลาหนึ่ง โดยทั่วไปในทุก  
ระยะ 3 ชั่วโมง หรือทุกระยะ 24 ชั่วโมง มีความจำเป็นในการพยากรณ์อากาศ

การเปลี่ยนแปลงความกดกับความสูง

ความกดอากาศจะเปลี่ยนแปลงมากที่สุดที่ผิวพื้น ในระยะแรก ๆ ซึ่งอากาศ  
มีความหนาแน่นมาก ต่อ ๆ ไปจะเปลี่ยนช้าลงตามลำดับเพราะอากาศเบาบางลงมาก  
เมื่อสูงขึ้นไป

ในระยะแรก ๆ อาจกล่าวได้ว่า ความกดจะลดลงประมาณ  $1/30$  ของ  
ค่ากดเดิมทุก ๆ ระยะที่สูงขึ้นไป 900 ฟุต (275 เมตร)

ตัวอย่าง

สมมุติว่าความกดที่ระดับ ms1. เท่ากับ 30 นิ้วปรอท ที่ระดับ 900 ฟุต  
ความกดจะลดลง  $1/30$  ของ 30 ซึ่งเท่ากับ 1 นิ้วปรอท ฉะนั้นที่ระดับความสูง 900  
ฟุต ความกดจะเป็น 29 นิ้วปรอท ซึ่งถ้าสูงขึ้นไปอีก 900 ฟุต (1,800 ฟุตจาก ms1.)  
ความกดจะลดลง  $1/30$  ของ 29 นิ้วปรอท เท่ากับ .97 นิ้ว ดังนั้น ความกดที่ระดับ  
ความสูง 1,800 ฟุต จะเป็น  $29 - 0.97 = 28.03$  นิ้วปรอท และจะเป็นเช่นนี้  
เรื่อย ๆ ไป

แต่อย่างไรก็ตามสูตรดังกล่าวจะใช้ได้ในอากาศสมมุติที่กำหนดให้เป็น Constant แต่ความแน่นของอากาศขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและสิ่งอื่น ๆ เช่น จำนวนไอน้ำและความโน้มถ่วง ดังนั้น สูตรข้างบนจึงไม่ถูกต้องนัก

### ลักษณะความกดเปลี่ยนแปลงประจำวัน

ลักษณะความกดเปลี่ยนแปลงประจำวันจะมีค่าสูงสุดสองครั้งประมาณ เวลา 10.00 น. และ 22.00 น. มีค่าต่ำสุดประมาณ 04.00 น. และ 16.00 น. นอกจากนี้ยังเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลอีกด้วย ค่าความกดที่เปลี่ยนแปลงประจำวันนี้มีค่ามากที่สุดที่ Equator ประมาณ 0.1 นิ้ว (3 mb.) และค่อย ๆ ลดลงเป็นลำดับไปทางขั้วโลก การอธิบายเรื่องความกดนี้ยากมากแต่ก็ดูเหมือนจะเป็นลักษณะของ Long atmospheric waves คล้าย ๆ กับน้ำขึ้นน้ำลง ( Tidal waves ) ซึ่งเคลื่อนไปรอบโลกประมาณ 2 ชั่วโมงก่อนดวงอาทิตย์ขึ้น หรือพูดอีกอย่างหนึ่งว่าเกิดจากแรงดึงดูดของดวงอาทิตย์และการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิประจำวัน.