

L'évapotranspiration (ET) concerne l'ensemble des processus renvoyant dans l'atmosphère sous forme gazeuse une partie des précipitations (forme liquide). Ce phénomène combine les pertes en eau par **évaporation directe** d'eau liquide (eau libre ou eau du sol dans les 15 premiers cm environ) et par **transpiration** de la biomasse. L'évapotranspiration s'exprime en mm d'eau pour une période donnée et peut intervenir à tout moment du cycle de l'eau à condition qu'il y ait assez d'eau à évapotranspirer et une énergie suffisante. En effet, ce phénomène nécessite une quantité importante d'énergie que l'on appelle chaleur latente de vaporisation de l'eau. Il faut $2,45 \cdot 10^6$ J pour évaporer 1 kg d'eau à 20°C (=1 mm d'eau = 1 litre d'eau par m² = 1 kg). L'intensité de l'évapotranspiration dépend :

1) **De la demande** c'est-à-dire des apports énergétiques (rayonnement, température) nécessaires à l'évaporation – et qui conditionnent l'humidité atmosphérique – ainsi que du vent – qui remplace éventuellement l'air humide, au contact de la surface liquide ou humide par de l'air plus sec. Ces apports énergétiques proviennent essentiellement du *bilan radiatif* et plus particulièrement du rayonnement net ;

2) **De l'offre** c'est-à-dire de la disponibilité de l'eau évaporable qui est une fonction de l'état de la surface, de la nature de la couverture végétale, etc. Cette disponibilité est en fait la résultante de l'ensemble des résistances qui s'opposent au transfert de la vapeur d'eau depuis les "sites" de vaporisation jusqu'à l'air libre :

- *Résistance de l'air* (r_a) qui dépend de la vitesse du vent, de la hauteur de la végétation et de la rugosité de la surface supérieure du couvert ;
- *Résistance de l'espace poreux végétal* (r_p) qui dépend de la densité et de la structure du couvert végétal et de la vitesse du vent ;
- *Résistance de la couche superficielle du sol* (r_o) qui, quand il est desséché, freine l'évaporation du sol (croûte = mulch) ;
- *Résistance des stomates* (r_s) au transfert de vapeur d'eau depuis la chambre sous stomatique jusqu'à l'extérieur de la feuille.

Selon la disponibilité en eau et le type de la couverture herbacée considérée, on distingue différentes valeurs de l'évapotranspiration

10.4.1. L'évapotranspiration potentielle (ETP) : c'est l'évapotranspiration qui se produirait dans le cas où la **quantité d'eau évaporable ou transpirable n'était pas limitée**. Cette évapotranspiration n'est conditionnée que par l'éloignement de la saturation dans lequel se trouve l'air, c'est-à-dire par les seules conditions climatiques ambiantes. L'ETP, qui est parfois appelée **évapotranspiration maximale (ETM) ou demande climatique**, évolue donc au cours de la saison et est généralement croissante. Dans un tel cas, la demande est inférieure à l'offre. Un sol nu, mouillé en surface par une pluie évapore à l'ETP. Pour un couvert végétal, cette situation correspond à une ouverture totale des stomates et à une absence de régulation des échanges et des pertes en eau (alimentation en eau optimale). Il faut cependant noter que, dans la réalité, **l'ETM n'atteint jamais l'ETP** car, même si les stomates sont largement ouverts, le couvert végétal offre de par sa structure une certaine résistance au transfert de la vapeur d'eau. Le seul cas où l'on a **ETP=ETM** est celui d'un gazon bien alimenté en eau pour lequel on estime que la structure ne joue pas un rôle majeur dans le transfert de la vapeur d'eau ;

10.4.2. L'évapotranspiration réelle (ETR) correspond au cas général dans les conditions naturelles. Pour un couvert végétal, elle correspond à la quantité d'eau **réellement transpirée** et prend en compte la disponibilité réelle en eau. **L'ETR est donc toujours inférieure à l'ETP.** L'ETR correspond donc à la situation où la demande est supérieure à l'offre. Elle est fixée par :

- *Les conditions climatiques et en particulier du bilan radiatif et du vent ;*
- *La disponibilité de l'eau à la surface et de la résistance au transfert de l'eau dans le complexe sol – végétation – atmosphère (résistance stomatique...);*
- *des caractéristiques de la surface évaporante (taille et surface de houppiers, disposition des feuilles...).*

Sur le plan agronomique et forestier, on est conduit à définir essentiellement trois données :
ETP = évapotranspiration potentielle pour laquelle le seul facteur limitant correspond à une donnée climatique

ETM = évapotranspiration potentielle maximale pour laquelle le seul facteur limitant correspond à une donnée climatique. Cependant, même en l'absence de stress en eau, un couvert végétal offre une certaine résistance au transfert de la vapeur d'eau. Par définition, $ETM \neq ETP$

ETR = évapotranspiration réelle pour laquelle le seul facteur limitant est le système surface évaporante – liaison de l'eau. Par définition $ETR < ETM \neq ETP$

10.5. Méthodes directes d'estimation de l'évapotranspiration

On peut distinguer deux grandes méthodes : l'évaporomètre et les cases lysimétriques. Ces mesures sont fondées sur l'évaporation d'une certaine masse d'eau

10.5.1 L'évaporomètre Piche

L'évaporomètre Piche, employé en France et adopté dans divers pays, est constitué par une simple éprouvette en verre, de 1 centimètre carré environ de section et de 35 centimètres de longueur, remplie d'eau et fermée par une rondelle de papier buvard, maintenue au moyen d'une bague métallique faisant ressort. L'éprouvette étant retournée et placée verticalement, l'eau s'évapore progressivement par l'intermédiaire de la rondelle de buvard : c'est un évaporomètre à surface évaporante d'eau « artificielle ». Une division de la graduation correspond à 1 mm d'eau évaporée pour un disque de buvard de 30 mm de diamètre (surface évaporante : 13 cm²). Il est normalement installé sous l'abri météorologique ouvert sur les côtés. Bien entendu, la forme et aussi les dimensions de la surface qui évapore jouent un rôle important dans les mesures. Il en est de même de la température de la masse d'eau qui évapore, elle-même fonction des caractéristiques propres de l'appareil utilisé. Suivant le type d'instrument, les indications recueillies dans des conditions de milieu identiques peuvent être ainsi très différentes. De même, il reste évident qu'il n'y a pas, a priori, de commune mesure entre l'évaporation déterminée dans ces conditions et les pertes en eau subies par un sol, une plante ou encore un lac, une rivière ou une simple mare à la surface du sol. Cependant, toutes ces pertes par évaporation ou transpiration dépendent d'un certain nombre de facteurs physiques tels que la température de l'air, le rayonnement solaire, la vitesse du vent, etc. Elles dépendent aussi du degré de sécheresse de l'air, de sa plus ou moins grande teneur en vapeur d'eau, c'est-à-dire de son humidité. La détermination de la quantité d'eau évaporée journalièrement par une masse d'eau donnée peut fournir une mesure relative et globale de ces influences diverses et simultanées et nous renseigner, sinon sur les pertes d'eau exactes d'un sol ou d'une plante, du

moins sur le pouvoir évaporant de l'air dans un lieu et à un instant donnés. C'est bien en effet la signification que l'on attache aux mesures d'évaporation telles qu'elles sont effectuées dans les stations météorologiques.

10.5.2. Les cases lysimétriques

Pour la deuxième méthode, l'ETR peut être considérée comme le terme résiduel de l'équation du bilan hydrique du sol après que tous les autres termes aient été mesurés

$$\Delta S = (P + I) - (D + R + ETR)$$

Avec :

DS = variation du stock d'eau dans le sol

P = pluie

I = irrigation

D = drainage

R = ruissellement (échanges latéraux d'eau)

Si l'on se place dans le cas où le ruissellement est nul et que les mesures commencent après que le sol se soit ressuyé (drainage = 0), alors on obtient une équation simplifiée

$$\Delta S = P + I - ETR$$

Connaissant les pluies incidentes et les apports par irrigation (dans le cas de culture), la difficulté majeure consiste à estimer la variation du stock du sol entre deux dates. Une case lysimétrique est un bac exposé en plein air qui contient un sol couvert d'un certain type de végétation, ou laissé à nu, dont on évalue la quantité d'eau infiltrée et drainée par rapport à celle apportée par les précipitations. Certains lysimètres peuvent être pesés régulièrement pour connaître le volume d'eau contenu dans le sol. La profondeur d'un lysimètre varie de 0,5 à 2 mètres, sa surface de 0,3 à 4 m². Un dispositif de pesée permet d'établir DS. Le ruissellement est éliminé par l'horizontalité de la surface, les sorties par drainage sont recueillies, les précipitations sont mesurées par un pluviomètre. L'ETR est alors connue par différence. Si les bacs sont maintenus à une humidité optimale par recharge journalière, on mesure l'ETM. Si aucun apport n'est effectué alors c'est l'ETR qui est mesurée. Pour que la mesure reste représentative des conditions naturelles, par forts déficits en eau du sol, la cuve doit être aussi profonde que possible. A cet égard, même une profondeur de deux mètres, sous culture herbacée, peut s'avérer insuffisante par forte sécheresse. De plus, la représentativité des mesures exige de limiter au maximum les échanges advectifs entre le dispositif et son environnement immédiat (anneau de garde). La surface évaporante à prendre en compte est aussi délicate quand il y a transgression de la végétation au dessus des bords des cuves. Les variations du stock d'eau dans le sol peuvent également être appréhendées à l'aide d'appareillage complexe du type humidimètre neutronique (sonde à neutron), reflectomètre dans le domaine temporel (sonde TDR)...

11^{ème} Cours : Formules d'estimation de l'évapotranspiration

11.1. Formule de Blaney et Criddle

Ces formules ont été établies soit à partir des ajustements statistiques de mesures directes (Blaney et Criddle, Thornthwaite, Turc...), soit sur une analyse physique des phénomènes d'évapotranspiration (Penman et Brochet-Gerbier). Seules les formules les plus courantes sont présentées (par ordre croissant de complexité).

Formule de Blaney et Griddle)

Cette formule a été développée dans les années 1950 pour les zones arides ou semi-arides de l'ouest des Etats-Unis. Elle est très souvent utilisée pour estimer le besoin en eau des cultures car elle ne nécessite que deux informations : *la température moyenne de l'air* et *la durée relative du jour exprimée en %*. Elle fournit le même type d'information que la formule de Thornthwaite avec les mêmes avantages et inconvénients. Dans des conditions extrêmes (vent, sécheresse, fort ensoleillement), l'ETP est sous-estimée (> 60%) tandis que pour un temps calme, humide et nuageux, l'ETP est surestimée (> 40%).

$$\text{ETP (mm/jour)} = p (0,46 T + 8,13)$$

Etape 1 : Détermination de la température journalière moyenne T

La méthode de Blaney-Criddle fait toujours référence à des valeurs moyennes mensuelles. Par exemple, si la température moyenne de juillet est 19°C, cela signifie que pour tout le mois de juillet la température journalière est de 19°C. Si la station fournit des données journalières minimales et maximales, la température journalière moyenne est calculée de la façon suivante ; n étant le nombre de jours dans le mois

$$\text{Formule : } T_{\max} = \frac{\sum_1^n T_{\max}}{n} \quad T_{\min} = \frac{\sum_1^n T_{\min}}{n} \quad T = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2}$$

Etape 2 : Détermination du pourcentage journalier d'heures diurnes p, Les valeurs de p, qui dépendent de la latitude du lieu, sont présentées dans le tableau ci-dessous.

Etape 3 : Exemple

Juillet Nancy (Lat = 48°) p=0,35 et T moy = 18°C

ETP = 0,35 x (8,13 + 0,46 x 18) = 5,8 mm/jour

L'évapotranspiration potentielle moyenne journalière de juillet est 5,8 mm

Le tableau suivant présente les valeurs journalières de l'ETP selon la formule de Blaney et Criddle dans différentes zones climatiques et selon différents niveaux de température moyenne journalière

Tableau .15. Valeurs journalières de l'ETP selon la formule de Blaney et Criddle dans différentes zones climatiques

Zone Climatique	Faible (< 15°C)	Moyenne (15- 25°C)	Elevée (>25°C)
Désert -aride	4-6	7-8	9-10
Semi aride	4-5	6-7	8-9
Sub-humide	3-4	5-6	7-8
Humide	1-2	3-4	5-6

11.2. Formule de Thornthwaite (1948)

Climatologue et botaniste, Thornthwaite (1948) a été le premier à introduire les notions d'ETP et d'ETR. Sa formule s'appuie sur des données facilement accessibles : la température moyenne de l'air et la durée théorique de l'insolation qui dépend de la saison et de la latitude. C'est à partir des nuages de points expérimentaux qu'il a établi sa formule de calcul

L'évapotranspiration potentielle climatique (ETP en mm/mois) est obtenue par la formule ci-dessous

$$\text{Formule : } ETP = 16 \times \left[\frac{10T}{I} \right]^a \times F$$

Avec :

T = température moyenne mensuelle en °C

I = indice thermique annuel, somme des 12 indices mensuels

$$\text{Formule de } I = \sum_{j=\text{janvier}}^{\text{décembre}} I_j \Rightarrow I_j = \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1,514}$$

a = fonction complexe de l'indice I

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} (I^3) - 7,71 \cdot 10^{-5} (I^2) + 1,792 \cdot 10^{-2} (I) + 0,49239$$

$$a = 0,018 (I) + 0,492$$

F = terme correctif fonction de la durée théorique de l'insolation variant avec la latitude et la saison.

Exemple :

Station de Dar El Beida (moyenne 1961-1990). Les ETP sont exprimées en mm (valeurs arrondies).

Lat = 48°

$$I (\text{janvier à décembre}) = 0,115 + 0,372 + \dots + 0,269 = \mathbf{37,2}$$

$$a = 0,018 * 37,2 + 0,492 = 1,16$$

Pour Janvier :

$$I_j = (1,2/5)^{1,514} = 0,115$$

$$F = 0,76$$

$$ETP = 16 [(10 \times 1,2)/37,2]^{1,16} \times 0,76 = 3,3 \text{ mm/mois}$$

L'ETP peut être utilisée ponctuellement. Cependant, pour comparer les données entre elles et pouvoir, par exemple, tracer des cartes de potentialité, il faut se ramener à des conditions comparables. Dans ce but, Thornthwaite a défini un rapport d'aridité de la forme :

$$\text{Formule : } Ra = \frac{ETP - ETR}{ETP} \times 100$$

11.3. Formule de Turc (1955, 1961)

C'est une formule utilisée à l'échelle mensuelle ou décadaire qui rend bien compte du bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant et pour les régions subhumides. La formule originale de Turc prend deux formes selon l'humidité relative moyenne et exprime les données de rayonnement en **en cal. cm-2. jour-1**. Pour une humidité relative > 50% (Hr) (cas général des régions tempérées), on a :

Formule :

$$ETP \text{ (mm/10 jours)} = 0,13 \times (Rg + 50) \times \left(\frac{T}{T + 15} \right) \quad \text{(Formule 1)}$$

$$ETP \text{ (mm/mois)} = 0,40 \times (Rg + 50) \times \left(\frac{T}{T + 15} \right) \quad \text{(Formule 2)}$$

(0,37 pour le mois de février)

T = température moyenne de l'air sous abri des 10 jours ou mensuelle

Rg = Rayonnement global **en cal. cm-2. jour-1**. Pour les stations où il n'est pas mesuré, on utilise la formule d'Angström

$$\text{Formule de } Rg = Rg_a \times \left(0,18 + 0,62 \left(\frac{h}{H} \right) \right)$$

Avec :

Rg_a = Radiation théorique maximale au lieu considéré

h = Durée d'insolation effective (en heure)

H = Durée d'insolation théorique (en 1/10 d'heure)

Rg_a et H dépendent de la latitude et de la saison. Ils sont donnés dans des tables. Le rapport h/H est appelé la fraction d'insolation

Note : si Hr < 50%, on multiplie par un terme correctif (1+(50-Hr)/70)

L'unité de rayonnement proposée par Turc n'étant pas normalisée (cal/cm²), Guyot (1997) a modifié les coefficients originaux. Dans cette formule, le rayonnement est exprimé en MJ/m² (Météo-France donne généralement des J/cm²... attention à la conversion !) ex: 348 J/cm² => 3,48 MJ/m²

$$\text{Formule : } ETP_c \text{ (mm/10 jours)} = 3,11 \times (R_g + 2,09) \times \left(\frac{T}{T + 15} \right)$$

Avec :

T = température moyenne de l'air sous abri des 10 jours

R_g = Rayonnement global en MJ/m²

11.4. Formule de Penman

L'élaboration de cette formule procède d'une démarche scientifique, mais elle intègre aussi une certaine part d'empirisme. C'est une formule complexe nécessitant la prise en compte de nombreux paramètres à un pas de temps court (journalier). Elle fournit les valeurs les plus proches de la réalité mais est peu « accessible » au forestier de terrain. Elle est beaucoup utilisée dans la recherche car elle tient compte de la source d'énergie à disposition et modélise le déplacement de la vapeur depuis les surfaces évaporatives. Des modifications ont été apportées afin de tenir compte, entre autres, de la résistance aérodynamique du couvert. La modification la plus citée est celle apportée par Monteith (1981) et porte le nom de Penman-Monteith.

$$\text{Formule : } ETP \text{ (en mm/ jour)} = \frac{\Delta R_n + \gamma L E_a}{(\Delta + \gamma) \times L}$$

$$R_n = I_g a (1 - a) \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right) - \sigma T^4 \left(0,56 - 0,80 \sqrt{e} \right) \left(0,10 + 0,90 \left(\frac{h}{H} \right) \right)$$

Avec :

R_n = Rayonnement net de la surface (en J cm⁻² mm⁻¹) qui peut être mesuré ou calculé

I_g = Rayonnement global en l'absence d'atmosphère (cal cm⁻²)

A = Albedo

h/H = Fraction d'insolation = rapport de la durée réelle d'insolation et de la durée théorique (en heure et 1/10)

s = Constante de Stefan-Bolzman = 5.6698 10⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴

T = Température de l'air en degré Kelvin

e = Tension de vapeur d'eau

D = Pente de la courbe de tension de vapeur saturante à la température de l'air (en mb C⁻¹)

E_a = Pouvoir évaporant de l'air : E_a = 0.26 (e_w - e) f(v)

e_w = Tension de vapeur saturante à la température de l'air

e = Tension de vapeur d'eau

e_w-e = D+déficit de saturation de l'air

f(v) = Fonction de la vitesse du vent. Si la mesure est faite à deux mètres de hauteur alors on a f(v) = 1 + 0.54 V (en m s⁻¹)

L = Chaleur latente de vaporisation de l'eau (2.56 10⁶ J kg⁻¹)

$g =$ Constante psychrométrique de Bowen = $0.665 \text{ mb } ^\circ\text{C}^{-1}$

11.5. Formule de Penman-Monteith (1965)

La formule de Penman donne l'évaporation potentielle théorique d'une nappe d'eau. Cette valeur est une valeur limite maximale qui dépend principalement des facteurs climatiques, et dans une moindre mesure, de l'état de surface par l'intermédiaire du coefficient d'échange convectif $f(V)$ qui entre dans la définition de E_a . Quand on passe à un couvert végétal, il faut alors introduire deux résistances aux transferts convectifs :

- la résistance aérodynamique r_a à la diffusion de la vapeur d'eau dans la couche limite au dessus du couvert (s m^{-1})
- la résistance aérodynamique interne r_c du couvert (s m^{-1})

$$\text{Formule : } ETP \text{ (en mm/ jour)} = \frac{\Delta R_n + \gamma L E_a}{(\Delta + \gamma) \left(\frac{r_a + r_c}{r_a} \right) \times L}$$

Pour le calcul des ETP, les équivalences suivantes sont importantes à connaître !

1 kWh 85984,27 calories (cal)
1 kWh/m² 85,9845 cal/m²
1 cal/cm² 0,041868 MégaJoules/m² (MJ/m²)
1 MJ/m² 23,884589 cal/cm²
1 kWh 3,6 MJ
1 J/cm² 0,01 MJ/m²
1 W 1 J/s
1 W/m² 1 J/s/m²

~~12^{ème} Cours : BILAN HYDRIQUE FORESTIER~~

~~Pour le forestier, l'analyse des conditions climatiques moyennes (régime pluvio-thermique, fréquence des gelées...) permet d'appréhender les conditions moyennes de croissance des peuplements. Cette analyse, indispensable, peut être complétée par un calcul de bilan hydrique qui permet de suivre l'évolution dans le temps de la réserve utile en eau du sol et ainsi caractériser plus finement les niveaux de contraintes hydriques subis par les arbres; contraintes qui affectent plus ou moins directement la production des essences (Aussenac et Ducrey 1974, Choissnel 1992b)~~

~~Un bilan hydrique forestier permet donc de faire la balance entre les quantités d'eau entrant et sortant du complexe sol – forêt et d'estimer le degré de satisfaction des besoins en eau. Il quantifie l'évapotranspiration potentielle et le déficit hydrique.~~