

LES FACTEURS CLIMATIQUES DE L'ÉCOULEMENT

TEMPÉRATURES ET ETP

COURS 6

TEMPÉRATURES

La température de surface est par convention la température observée sous un abri dans lequel il y a une bonne ventilation et où les thermomètres sont protégés du rayonnement direct et du contact avec les précipitations. Le plancher de l'abri est en général au moins à 1,20m au dessus du sol, c'est-à-dire, à un niveau où le gradient thermique vertical présente des variations plus faibles qu'au ras du sol.

-mesure par rapport à une échelle

-Celsius (°C) ou centigrade : 0°C = congélation de l'eau au niveau de la mer et 100°C = ébullition de l'eau au niveau de la mer

-Fahrenheit (°F) ; 32°F = 0°C, 100°F = 38°C

-Kelvin (K) ; 0K = -273.15°C : zéro absolu (pas de températures Kelvin négatives) 273.15K = 0°C, 288.15K = 15°C, 373.15K = 100°C, donc $T(K) = 273.15 + T(^{\circ}C)$ et $T(^{\circ}C) = T(K) - 273.15$ -zéro absolu ? limite thermique infranchissable universelle -niveau où tous les atomes sont immobiles à l'échelle microscopique

Selon un accord international, la valeur du zéro absolu est fixée à **-273,15 °C (Celsius)** ou **-459,67 °F (Fahrenheit)**. Par définition, les échelles Kelvin et Rankine prennent le zéro absolu comme valeur 0.

-les températures reflètent donc aussi une notion énergétique (= énergie cinétique interne ou énergie thermique) et indiquent la quantité de chaleur au sein du système climatique

-en surface (et sous abri), les températures sur terre varient dans l'absolu entre - 90°C (Antarctique central) à près de +60°C (déserts tropicaux)

-au départ, un **SEUL** apport de chaleur = **le rayonnement solaire**

..... *cet apport de chaleur est utilisé pour élever la température (énergie thermique) ...*

..... mais aussi élever les parcelles d'air ou d'eau (un air/eau plus chaud est moins dense et tend à s'élever par rapport à l'air/eau plus froid = **énergie potentielle**)...

..... évaporer de l'eau ou faire fondre la glace (= énergie latente), ou déplacer l'air et l'eau (= **énergie cinétique**).

L'énergie **totale** d'une parcelle d'air est donc la somme des **4 formes d'énergie** ;

$E_{tot} = E_t + E_p + E_l + E_c$ La quantité d' E_t est proportionnelle à sa température; celle d' E_p à son potentiel (~altitude relative) ; celle d' E_l à la quantité de vapeur d'eau ou d'eau liquide; celle d' E_c à sa vitesse

La chaleur est transportée/échangée par **4 mécanismes physiques distincts** (4) :

-rayonnement : propagation d'ondes électro-magnétiques à la vitesse de la lumière dans le vide (entre le soleil et le système climatique et au sein de l'atmosphère principalement)

-conduction: transfert de chaleur du + chaud vers le -chaud par contact moléculaire (peu efficace dans le système climatique, mais c'est la seule possibilité dans les solides)

-changement d'état de l'eau: l'eau existe sous 3 états (solide, liquide, gaz) et le changement de l'un à l'autre absorbe ou libère de la chaleur (les changements du solide vers le gazeux absorbe de la chaleur et les changements du gazeux vers le solide en libère)

-convection: transfert de chaleur

De multiples facteurs conditionnent la géographie des températures, mais le plus important de loin, est le **rayonnement solaire**

-le soleil à ~150 millions de km, nous envoie de l'énergie sous forme de **rayonnement**.

-la **terre intercepte une quantité de rayonnement** solaire (appelée la constante solaire = 1367 W/m^2 sur une surface plane perpendiculaire aux rayons solaires)

Une partie seulement du rayonnement solaire (70%) va être absorbée par l'atmosphère et la surface terrestre. Cette fraction participe à l'alimentation énergétique du système climatique, une partie du rayonnement solaire (30%) est reflétée (nuages, glaces, neiges surtout) et ne sert pas à l'alimentation énergétique du système climatique.

1. Le rayonnement solaire incident est absorbé à 20% par l'atmosphère et 50% par la surface terrestre, ce qui élève leur température, donc suscite une émission de rayonnement...

2. Le rayonnement émis par la surface et l'atmosphère est de l'IR ...

3. Le rayonnement IR est fortement absorbé (75-99%) par les gaz à effet de serre (H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O etc) ce qui entraîne un réchauffement de l'atmosphère ...

4. ... qui émet vers le haut et vers le bas un rayonnement IR supplémentaire ce qui contribue à élever la température de la surface.

L'effet de serre contribue à élever en général la température de la surface et de l'atmosphère et il est maximal là où la concentration atmosphérique en vapeur d'eau est la plus élevée (forêt équatoriale, océans tropicaux etc.). Il est minimal dans l'air sec (déserts tropicaux, Antarctique etc.). **De façon générale, un air chaud peut contenir plus de vapeur d'eau qu'un air froid.**

Pourquoi la géographie des T moyennes est-elle zonale ?

- Baisse de la température de l'équateur vers les pôles par un effet de projection (= rayons de plus en plus obliques)

-en plus de l'effet de projection intervient ici fondamentalement l'effet des nuages qui sont d'importants réflecteurs du rayonnement solaire(-secteurs très nuageux sur les océans subpolaires et à l'équateur et secteurs peu nuageux sur le Sahara par exemple mais aussi sur l'Antarctique

-cette géographie est surtout liée à la circulation atmosphérique)

-en plus des facteurs précédents, la nature de la surface intervient : l'eau absorbe plus de 90% du rayonnement solaire incident, la forêt ~85%, un désert sableux clair ~ 60%, de la neige fraîche < de 10%

La température est un facteur très important, qui conditionne les phénomènes et les paramètres du bilan hydrologique en particulier. L'étude des températures moyennes mensuelles et annuelles est primordiale, car c'est elles qui nous permettent d'évaluer les déficits d'écoulement des bassins.

Pour caractériser ce paramètre, il faut définir plusieurs variables : la moyenne mensuelle des maxima (**M**), la moyenne des minima (**m**), la moyenne mensuelle ($\frac{\mathbf{M}+\mathbf{m}}{2}$) et l'amplitude thermique (**M-m**).

- **les régimes thermiques** sont aussi variés que les climats(régime thermique polaire, équatorial...).A l'intérieur d'un même régime thermique,il peut exister plusieurs nuances. Les régimes thermiques méditerranéens ont les mêmes caractéristiques, les étés y sont chauds à très chauds (température moyenne supérieure à 22 °C tout autour du bassin et dans l'intérieur des terres, les températures maximales dépassent très souvent les 30 °C en été, et approchent facilement les 40 °C, en particulier vers l'est ou le sud du bassin, y compris dans les régions montagneuses),les hivers y sont froids et le gel est fréquent particulièrement à l'intérieur des terres. Sur les côtes, l'hiver est doux et les températures moyennes du mois le plus froid sont généralement supérieures à 9 °C .

-**La variabilité thermique** est importante en hiver et aux intersaisons, quand les dépressions des latitudes moyennes avancent vers l'équateur, et faible en été, car un anticyclone stationne et garantit un temps sec et stable. Dans les zones les plus exposées aux influences maritimes, le réchauffement est lent au printemps et l'automne est très doux.

- **La répartition de la température moyenne de l'air** est déterminée principalement par deux facteurs

- la **distance** par rapport à la mer
- **l'altitude**.

Outre ces facteurs déterminants, il y a aussi des facteurs strictement météorologiques et d'autres facteurs géographiques (origine et fréquence locale des différentes masses d'air, la subsidence, le rayonnement IR émis par la surface en fonction du substrat et de la composition du sol, l'influence du relief local) qui influencent également la répartition spatiale ;

La mer a une inertie thermique qui atténue et retarde la variation saisonnière de la température le long de la côte : l'hiver y est plus doux et l'été plus frais qu'à l'intérieur des pays. Pour la température moyenne, cela donne un excédent de plus 2° à 5°C en hiver et un déficit pouvant atteindre 10°C en été, par rapport aux zones intérieures

Les températures maximales sont sensiblement plus basses à la mer qu'à l'intérieur du pays ; en été, cette différence peut atteindre, en moyenne, jusqu'à -3°C.

Les températures minimales sont par contre plus élevées à la mer, même en été. La différence peut atteindre, en moyenne, +2,5°C .

Dès que la différence de température entre la terre (plus chaude) et la mer (plus froide) atteint une valeur suffisante, il se forme une circulation thermique, appelée **brise de mer**. Cette brise empêche la température de l'air d'atteindre dans la zone littorale les valeurs de l'intérieur. Elle pénètre dans le pays jusqu'à 10 ou 20 km où son action s'ajoute à celle de la circulation de l'air occasionnée par la répartition de la pression atmosphérique à grande échelle. L'activité de cette brise de mer est la plus remarquable par vent faible durant les périodes de fortes températures.

Les températures extrêmes absolues observées en Algérie du Nord, se situent entre +50,6°C et -20°C. Les maxima absolus annuels atteignent, en moyenne, 40°C sur le littoral et plus de 44° à l'intérieur.. Les minima absolus annuels s'échelonnent, en moyenne, entre -3°C à la côte, -5°C à -7°C sur les hautes plaines et les hauts plateaux, -10°C à -15°C sur les hautes terres du Tell. Par an, on compte en moyenne 0 jour de gel à la côte et jusqu'à 12 jours dans les vallées telliennes avec des minima en-dessous de -5°C.

La température de l'air varie rapidement près du sol : les minima observés avec un thermomètre posé sur l'herbe sont généralement 3°C à 5°C en-dessous des minima observés sous abri thermométrique à 1,5 m du sol.

Le gradient thermique

Le gradient thermique est le coefficient angulaire de la droite de régression de la température sur l'altitude (CONRAD et POLLAK). Son calcul consiste à évaluer verticalement la décroissance de la température pour un intervalle de 100m de dénivellation, et établir l'équation de la droite de régression qui donne directement la T° cherchée en fonction de l'altitude connue.

Le **gradient de température** désigne généralement la quantité de variation de température de l'atmosphère avec l'altitude. Il s'exprime généralement en $^\circ\text{C}/100\text{m}$ (variation de température en degrés Celsius par 100 mètres de gain d'altitude). On le détermine à l'aide de sondages de températures effectués par un ballon-sonde que l'on représente sur un **émagramme**. Entre 0 et 10000 m (**troposphère**) le gradient **moyen** est d'environ $0.6^\circ\text{C} / 100\text{m}$ (la température baisse de 60°C entre 0 et 10000 m). Cependant la variation de température est irrégulière et localement on observe rarement ce gradient. La **troposphère** se divise plutôt en couches horizontales ayant chacune son propre gradient de température. Dans la plupart de ces couches le gradient de températures est négatif, c'est à dire que la température diminue avec l'altitude, mais dans certaines couches il peut aussi être nul ou positif (température constante ou augmentant avec l'altitude). On parle alors de **couches d'inversions** (de température).

On utilise aussi le terme *gradient de température* lorsqu'on parle de la baisse de température d'une particule d'air ascendante en raison de la diminution de pression avec l'altitude. Il s'agit dans ce cas d'un phénomène thermodynamique reproductible en laboratoire. On distingue en particulier le **gradient adiabatique sec** ($1^\circ\text{C}/100\text{m}$) et le **gradient adiabatique humide** (ou **saturé**) (0.5 à $0.8^\circ\text{C}/100\text{m}$) qui permettent d'expliquer l'**effet de foehn**.

La comparaison des valeurs respectives de ces deux gradients de température (celui de l'atmosphère et celui d'une particule d'air ascendante) permettent de déterminer si la masse d'air est **stable ou instable**.

L'ÉVAPO-TRANSPIRATION

Une évapotranspiration est un phénomène par lequel les êtres vivants (végétaux surtout) perdent de l'eau sous forme de vapeur

C'est donc une perte d'eau due à 2 phénomènes : l'évaporation de l'eau, du sol, des plantes et la transpiration des plantes. Ce phénomène est à l'origine de la montée de la sève dans les vaisseaux.

L'évapotranspiration est la somme de la transpiration du couvert végétal (à travers les stomates des plantes) et de l'évaporation des sols.

- L'évapotranspiration à son tour regroupe tous les phénomènes physiques et biologiques, qui restituent l'humidité du sol à l'atmosphère. C'est un phénomène physico-biologique complexe, composé d'une évaporation physique (à partir des plans d'eau et du sol) et une évaporation biologique (transpiration), qui dépend du type de cultures et leurs étendues (.Ex : l'évapotranspiration atteint dans la région de Biskra des valeurs considérables. Elle est de 1836 mm à Biskra.)

L'**évapotranspiration** correspond à la quantité d'eau totale transférée du sol vers l'atmosphère par l'évaporation au niveau du sol et par la transpiration des plantes.

Lorsque la disponibilité en eau n'est pas limitative, ce flux tend vers une limite appelée **évapotranspiration potentielle (ETP)**. Ce dernier concept introduit par Thornthwaite en 1948, essentiellement théorique, ne dépend principalement que des facteurs météorologiques (T° , vent et rayonnement solaire global incident).

L'**ETP** peut être évaluée à partir de données de capteurs simples associés à des formules empiriques plus ou moins complexes (Turc, Penmann...)

Une évaporation potentielle est la quantité maximale d'eau susceptible d'être évaporée sous un climat donné par un couvert végétal continu, bien alimenté. Elle comprend donc l'évaporation du sol et la transpiration de la végétation d'une région donnée pendant le temps considéré. Elle s'exprime en hauteur d'eau

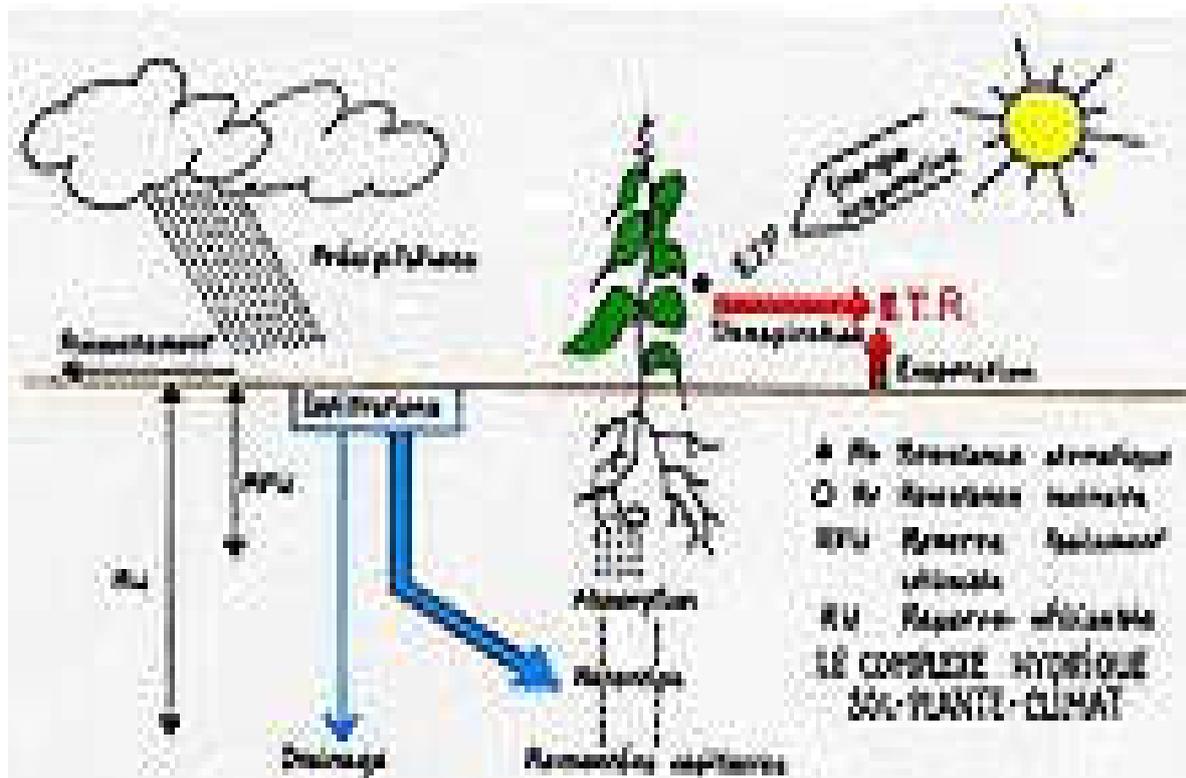
On distingue :

- l'**évapotranspiration réelle** (*EtR*) ; c'est l'eau réellement « perdue » sous forme de vapeur (en fait une partie sera recyclée sous forme de rosée ou précipitation)
- l'**évapotranspiration potentielle** (*ETP*) ; c'est l'eau susceptible d'être perdue dans les mêmes conditions quand elle n'est plus facteur limitant.
- Elle peut être maximum $ETM = ETm = ETP \times Kc$ (Kc étant un coefficient cultural)

Ces données sont utiles et nécessaires pour étudier les bilans de circulation de l'eau et notamment pour déterminer les besoins en eau des cultures ou calculer l'« effet oasis » d'une zone où l'évapotranspiration est plus importante (qui peut être une zone urbaine). Les plantes de milieux arides peuvent fortement réduire leur évapotranspiration quand elles manquent d'eau. Les plantes des zones tropico-équatoriales pluvieuses ne le peuvent généralement pas.

L' *ETP* est soit mesurée, soit calculée à partir de diverses données météo (vitesse du vent, hygrométrie, température, etc.). Il existe plusieurs méthodes de calcul (*ETP* Turc, *ETP* Penman-Monteith).

L' **ETR** correspond au flux de chaleur latent du bilan d'énergie calculé au-dessus d'un couvert végétal. Des appareils de calcul de l' *ETR* existent, il s'agit essentiellement de « le BEARN » et le « SAMER S. M. » utilisés aux États-Unis. En 2001, Christian de Pescara a proposé un nouvel appareil permettant de répondre aux questions : « Combien d'eau ? » (*ETR* cumulé toutes les 24 h) « Quand faut-il irriguer ? » (température de surface). La connaissance de l'*ETR* est primordiale car elle traduit l'interaction du complexe hydrique : **sol-Plante-climat**



Le complexe hydrique: SOL-PLANTE-CLIMAT

Diverses expressions de l'évapotranspiration

ETP: Elle est définie couramment comme la somme de l'évaporation par la surface du sol et de la transpiration par le feuillage d'une culture dont les stomates sont entièrement ouverts, lorsque le sol fournit toute l'eau demandée. C'est une valeur théorique, calculée par des formules à partir de mesures sur un parc météo.

ETO : Évapotranspiration de référence. C'est une limite de l'ETP utilisée pour des raisons pratiques. En tant que référence, elle est mesurée et calculée sur le couvert végétal considéré. L'ETO correspond donc à une évaporation potentielle dans des conditions hydriques réelles.

ETM : Évapotranspiration Maximale. C'est la valeur maximale de l'évapotranspiration d'une culture donnée, à un stade végétatif, dans des conditions climatiques données, prise en compte par l'ETp. C'est une correction de l'ETp en fonction du couvert végétal. $ETM = Kc \times ETP$, Kc étant le coefficient cultural.

Unités de mesure et ordres de grandeurs de l'ETP

Comme pour la mesure des précipitations, l'unité est le millimètre de hauteur d'eau. 1 mm correspond à 1 litre par mètre carré ou à 10 mètres cube par hectare. L'ETP peut atteindre 4-6 mm/jour en plein été en zone tempérée européenne et 6-8 mm/jour en zone méditerranéenne.

Le climat pilote la consommation en eau. Le rayonnement, la température, la vitesse du vent et l'humidité de l'air déterminent l'évapotranspiration potentielle instantanée (ETP)

L'évapotranspiration réelle (consommation d'eau) des arbres est toujours inférieure à l'ETP

L'ETP est nulle pour les températures inférieures à zéro.

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) est différent d'une méthode à l'autre, car chaque méthode demande des données et des paramètres parfois très rares ou non mesurés par les administrations chargées de suivi des paramètres climatiques. La méthode de Thornthwaite est l'une des premières formules établies pour estimer l'ETP et elle ne demande qu'un seul paramètre; la température

Formule de Thornthwaite

$$ETP(m) = 16 * \left[\frac{10 * \bar{T}(m)}{I} \right]^a * F(m, \phi)$$

Avec:

- ETP(m) : l'évapotranspiration moyenne du mois m (m = 1 à 12) en mm,
- T : moyenne interannuelle des températures du mois, °C
- a : $0.016 * I + 0.5$
- I indice thermique annuel :

$$I = \sum_{m=1}^{12} i(m) \qquad i(m) = \left[\frac{\bar{T}(m)}{5} \right]^{1.514}$$

- F(m,φ) : facteur correctif fonction du mois (m) et de la latitude:

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.86	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
Lat. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	1.00	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

Formule de Turc

$$ETP = 0,013 J (Rg + 50) \left(\frac{T}{T + 15} \right)$$

$$ETP = 0,013 J (Rg + 50) \left(\frac{T}{T + 15} \right) \left(1 + \frac{50 - hr}{70} \right)$$

La première formule est valable pour une humidité relative (hr) $\geq 50\%$ (sur le mois), la deuxième formule pour hr $< 50\%$.

Avec:

- ETP : évapotranspiration en mm/mois,
- J: nombre de jours dans le mois,
- T: température moyenne sur le mois ($^{\circ}\text{C}$),
- hr: humidité relative moyenne (%),
- Rg: rayonnement solaire moyen (ici mesuré) en $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{jour}$.

Ces formules nous donnent une estimation de l'évapotranspiration mensuelle. La méthode suivante, celle de Penman-Monteith reste beaucoup plus poussée et prend en compte les températures négatives.