

Introduction

Le retour de l'eau à l'atmosphère peut se faire de différentes manières, soit directement par évaporation à partir d'une surface d'eau libre (mer, lac, cours d'eau, *etc.*), soit le plus souvent à partir d'un sol ou par l'intermédiaire des végétaux. On parle dans ce deuxième cas d'évapotranspiration. Pour l'évaporation, la quantité d'eau qui repart dans l'atmosphère dépend uniquement des paramètres physiques tels que la température de l'air, de l'eau, de la vitesse du vent, de l'ensoleillement, *etc.* L'évapotranspiration, elle, dépend en plus du couvert végétal et de son stade de développement ; sa mesure en est rendue d'autant plus difficile.

Evaporation

MESURE DES PARAMETRES PHYSIQUES CONDITIONNANT L'EVAPORATION

Ces mesures sont généralement faites par les services météorologiques. Cependant, dans certains cas particuliers, les données ne sont pas disponibles à proximité du site envisagé ; dans ce cas, l'hydrologue peut être amené à installer des stations climatologiques plus ou moins complètes.

Mesure des températures

Un thermomètre quel qu'il soit ne mesure que sa propre température. Il faut donc prendre un soin particulier pour qu'il soit en équilibre thermique avec le milieu dont on veut mesurer la température. Que ce soit pour la mesure de la température de l'air ou de l'eau, il convient donc de protéger l'appareil des rayonnements solaires directs ou indirects.

Pour les relevés périodiques, on utilise des thermomètres à mercure au 1/10° C. La longueur de ces thermomètres les rend particulièrement fragiles. Il est parfois intéressant, pour réduire la casse lors de transports difficiles, de les faire réaliser en deux éléments (par exemple : 00 C° à 10 C° à 30 C° et 60 C°).

Chapitre 3. Evaporation et infiltration



Abri météorologique

Dépouillement des mesures:

Dans nos stations d'évaporation, la mesure de la température de l'air est faite à 7 h, 11 h, 15 h, 19 h et 22 h (heure locale). On relève d'autre part le thermomètre à minimums à 7 h et le thermomètre à maximums à 19 h. Les résultats sont portés sur un tableau.

Exemple:

Dates	Température de l'air en °C					T. min. en °C	T. max. en °C
	7 h	11 h	15 h	19 h	22 h	7 h	19 h
1				21,4	18,7		
2	17,8	24,0	24,7	19,5		17,0	25,5

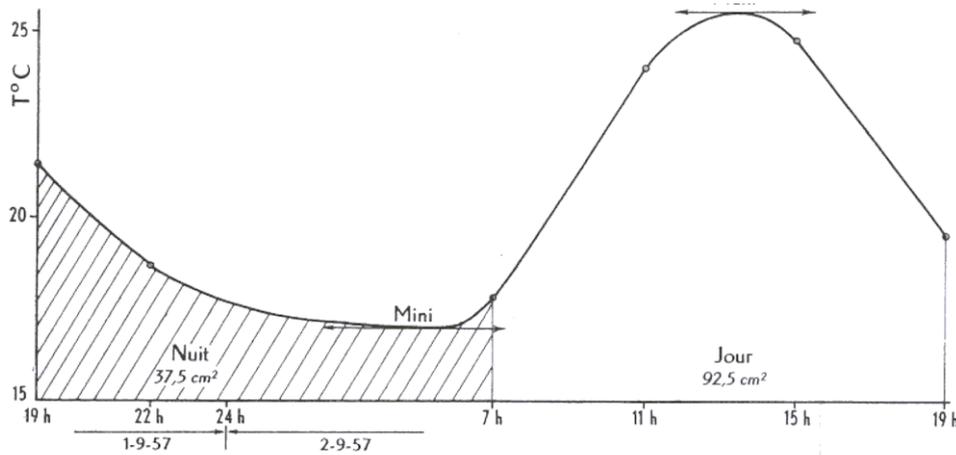


Fig 45 - Calcul d'une température moyenne journalière
(Station de MADINA TOKOSSÉRE - 1-2/9/57)

Les observations sont portées sur un graphique

On sait que la température minimale se produit aux environs de 6 h, au lever du soleil : on la représente par un trait qui devra être une tangente horizontale à la courbe de variation de la température. De même pour le maximum, qu'on obtient généralement entre 13 et 15 h. Soit une température moyenne diurne de 27,7° C

La température moyenne journalière sera de 22,9° C.

MESURES DE L'EVAPORATION

Les mesures de "l'évaporation" peuvent se faire de différentes façons selon les buts poursuivis : estimation de l'évaporation à partir d'un réservoir, estimation de l'évaporation potentielle.

Parfois on souhaite même évaluer l'ensemble de l'évaporation et de la transpiration par le système sol - végétaux, c'est à dire directement l'évapotranspiration réelle.

Mesures de l'évaporation à partir d'une surface libre

Différents types d'appareils ont été conçus mais avec leurs défauts et leurs qualités. Les plus utilisés sont :

1- Bac classe A (du Weather Bureau, U.S.A.)

Ce bac est constitué d'un cylindre métallique de 121,9 cm de diamètre et de 25,4 cm de hauteur. Dans ce cylindre, on maintient une épaisseur d'eau de 17,5 à 20 cm. Le cylindre est supporté par un caillebotis à 15 cm du sol. Le caillebotis doit permettre une bonne aération sous le bac. Ce bac universellement répandu ne satisfait que très partiellement l'hydrologue car, du fait de sa disposition par rapport au sol, il est très sensible aux variations de température.



Pour mesurer la hauteur d'eau évaporée depuis la mesure précédente, on verse un volume d'eau connu jusqu'à l'affleurement de la pointe : un litre d'eau représente 1 mm d'évaporation.

2- Les atmomètre:

Ces appareils sont destinés à mesurer le pouvoir évaporateur de l'air ou évaporation latente définie comme l'évaporation maximale d'une surface saturée, plane, horizontale, noire, exposée aux conditions météorologiques de 1 'énergie solaire et céleste, du vent, de la température et de la pression de vapeur telles qu'elles existent dans le milieu écologique végétal ou animal étudié.

3- Nappes d'eau naturelles

L'étude directe des nappes d'eau naturelles est délicate. Elle est pourtant indispensable si l'on veut obtenir des coefficients permettant de passer de l'évaporation mesurée sur les bacs à celle des réservoirs naturels.

Le problème ne peut être abordé qu'en établissant le bilan hydrologique complet du lac ou de la retenue étudiée. Les termes de ce bilan, effectué sur une période de durée déterminée, sont :

- le volume d'eau reçu par le réservoir : V_a ;
- le volume évacué par l'exutoire : V_e ;
- les pertes par infiltration : V_i ;
- les apports dus aux précipitations tombées directement sur la retenue durant la période : V_p ;
- le stockage ou le déstockage subi par la retenue durant la période. On le désignera par V_s en lui attribuant une valeur négative en cas de déstockage.

Si l'on désigne par E le volume d'eau évaporé, l'équation du bilan donne :

$$E = V_a + V_p - V_e - V_i - V_s$$

Il ya aussi les formules:

1- Formule Turc

$$E_{tp} = 0,4 \cdot \frac{t}{t + 15} \cdot (I_g + 50) \cdot K$$

E_{tp} évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm d'eau) ;

t température moyenne mensuelle de l'air (en °C) ;

I_g radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm²/jour) ;

K un coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieure à 50 % (généralement le cas sous nos climats) ;

$$\text{sinon } K = 1 + \frac{50 - hr}{70}$$

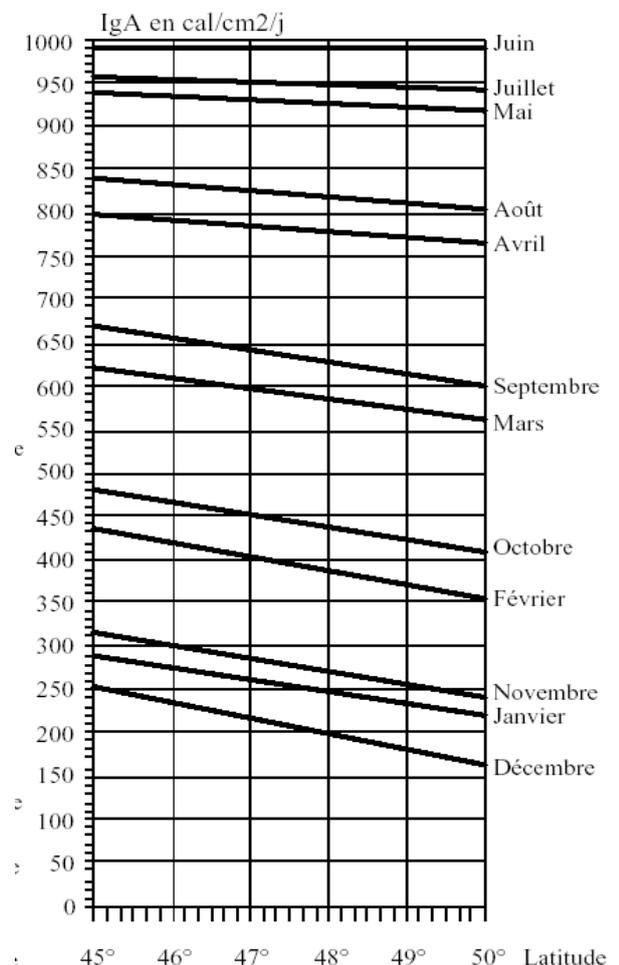
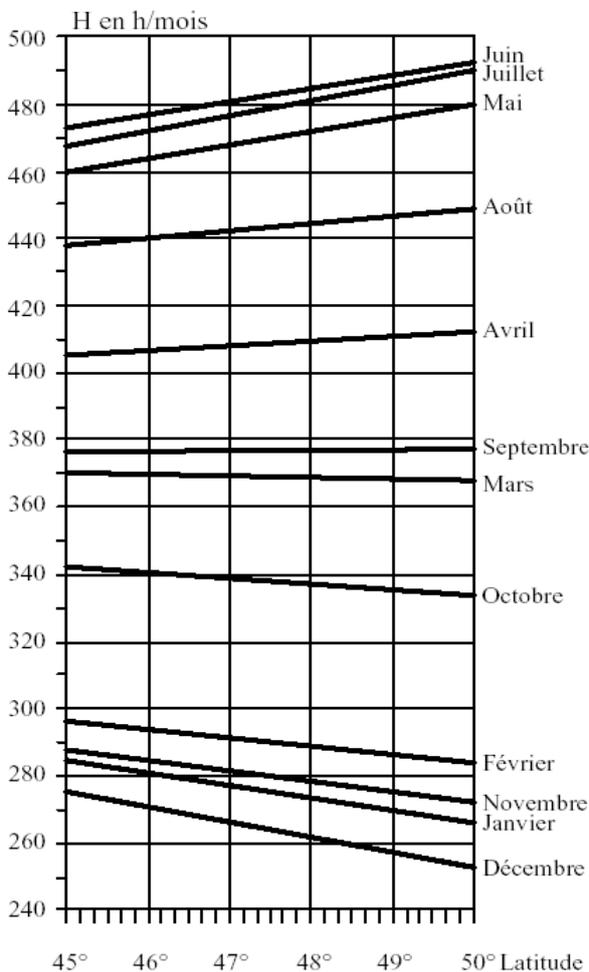
Si la radiation globale I_g n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation h par la formule

$$I_g = I_{gA} \left[0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right]$$

avec : I_{gA} radiation globale théorique (en cal/cm²/jour) ;

H durée théorique des jours du mois.

Les abaques et formules suivants permettent d'évaluer I_{gA} et H en fonction de la latitude et du mois dans les mêmes unités (cosinus d'angles en °) et en numérotant les mois de 1 (janvier) à 12 (décembre).



Les abaques et formules ci dessus permettent d'évaluer IgA et H en fonction de la latitude et du mois dans les mêmes unités (cosinus d'angles en °) et en numérotant les mois de 1 (janvier) à 12 (décembre).

$$H = 362,7 + 0,201 \text{ lat} + (4,085 \text{ lat} - 80,99) \cos (30,01 \text{ i} - 188,9)$$

$$I_{gA} = 1\,035 - 9,078 \text{ lat} + (7,050 \text{ lat} + 49,90) \cos (29,92 \text{ i} - 182,5)$$

2- Formule de Thornthwaite

THORNTHWAITE a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :

$$E_{tp} = 16 \cdot \left(10 \frac{t}{I}\right)^a \cdot K$$

avec :

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,5} \text{ et } I = \sum_{1}^{12} i$$

$$a = \frac{1,6}{100} I + 0,5$$

t est la température moyenne mensuelle du mois considéré ;

E_{tp} est l'évapotranspiration potentielle du mois considéré (en mm d'eau) ;

K est un coefficient d'ajustement mensuel.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
K	0,73	0,78	1,02	1,15	1,32	1,33	1,33	1,24	1,05	0,91	0,75	0,70

Infiltration

Introduction

L'infiltration est le mouvement de l'eau pénétrant dans un milieu poreux depuis la surface du sol. L'estimation de l'importance du processus d'infiltration permet de déterminer quelle fraction de la pluie va participer à l'écoulement de surface, et quelle fraction va alimenter les écoulements souterrains et donc aussi participer à la recharge des nappes souterraines

Paramètres descriptifs de l'infiltration

L'**infiltration** qualifie le transfert de l'eau à travers les couches superficielles du sol, lorsque celui-ci reçoit une averse ou s'il est exposé à une submersion. L'eau d'infiltration remplit en premier lieu les interstices du sol en surface et pénètre par la suite dans le sol sous l'action de la gravité et des forces de succion. L'infiltration influence de nombreux aspects de

Chapitre 3. Evaporation et infiltration

l'hydrologie, du génie rural ou de l'hydrogéologie. Afin d'appréhender le processus d'infiltration, on peut définir :

- Le **régime d'infiltration $i(t)$** , nommé aussi taux d'infiltration, qui désigne le flux d'eau pénétrant dans le sol en surface. Il est généralement exprimé en mm/h. Le régime d'infiltration dépend avant tout du régime d'alimentation (irrigation, pluie), de l'état d'humidité et des propriétés du sol.
- L'**infiltration cumulative, notée $I(t)$** , est le volume total d'eau infiltrée pendant une période donnée. Elle est égale à l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration

$$I(t) = \int_{t_0}^t i(t) \cdot dt$$

Avec :

$I(t)$: infiltration cumulative au temps t [mm],

$i(t)$: régime ou taux d'infiltration au temps t [mm/h].

Facteurs influençant l'infiltration

L'infiltration est conditionnée par les principaux facteurs ci-dessous :

- **Le type de sol** (structure, texture, porosité) - Les caractéristiques de la matrice du sol influencent les forces de capillarité et d'adsorption dont résultent les forces de succion, qui elles-mêmes, régissent en partie l'infiltration.
- **La compaction de la surface du sol** due à l'impact des gouttes de pluie (battance) ou à d'autres effets (thermiques et anthropiques) - L'utilisation de lourdes machines agricoles dans les champs peut par exemple avoir pour conséquence la dégradation de la structure de la couche de surface du sol et la formation d'une croûte dense et imperméable à une certaine profondeur (sensible au labour). La figure 5.3 montre à titre d'exemple les différentes évolutions du régime d'infiltration au cours du temps selon le type de sol.
- **La couverture du sol** - La végétation influence positivement l'infiltration en ralentissant l'écoulement de l'eau à la surface, lui donnant ainsi plus de temps pour pénétrer dans le sol. D'autre part, le système racinaire améliore la perméabilité du sol. Enfin, le feuillage protège le sol de l'impact de la pluie et diminue par voie de conséquence le phénomène de battance.
- **La topographie et la morphologie** - La pente par exemple agit à l'opposé de la végétation. En effet, une forte pente favorise les écoulements au dépend de l'infiltration.
- **Le débit d'alimentation** (intensité de la précipitation, débit d'irrigation).
- **La teneur en eau initiale du sol** (conditions antécédentes d'humidité) - L'humidité du sol est un facteur essentiel du régime d'infiltration, car les forces de succion sont aussi fonction du taux d'humidité du sol. Le régime d'infiltration au cours du temps évolue différemment selon que le sol est initialement sec ou humide. L'humidité d'un sol est

Chapitre 3. Evaporation et infiltration

généralement appréhender en étudiant les précipitations tombées au cours d'une certaine période précédant un événement pluvieux. Les [Indices de Précipitations Antécédentes](#) (IPA) sont souvent utilisés pour caractériser les conditions d'humidité antécédentes à une pluie (cf. chapitre 2 « bassin versant »).

Finalement, les facteurs les plus influents, pour une même topographie, sont le type de sol, sa couverture et son taux initial d'humidité.

Modélisation du processus d'infiltration

Parmi les nombreux modèles existants, on peut retenir deux grandes approches, à savoir :

- une approche basée sur des relations empiriques, à 2, 3 ou 4 paramètres,
- une approche à base physique.

1. Relations empiriques

- **La formule de Horton** - La capacité d'infiltration s'exprime comme suit :

$$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) \cdot e^{-\gamma t} \quad (3 \text{ paramètres})$$

Avec :

$i(t)$: capacité d'infiltration au temps t [mm/h],

i_0 : capacité d'infiltration respectivement initiale dépendant surtout du type de sol [mm/h],

i_f : capacité d'infiltration finale [mm/h],

t : temps écoulé depuis le début de l'averse [h],

γ : constante empirique, fonction de la nature du sol [min^{-1}].

- **La formule de l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux de l'EPFL** - La relation est légèrement différente de celle de Horton (seulement deux paramètres). Elle est du type :

$$i(t) = i_f + a \cdot e^{-bt}$$

Avec $i(t)$:

capacité d'infiltration au temps t [mm/h],

i_f : capacité d'infiltration finale [mm/h],

a et b : coefficients d'ajustement.

2 Modèles à base physique

Ces modèles décrivent d'une manière simplifiée le mouvement de l'eau dans le sol, en particulier au niveau du front d'humidification et en fonction de certains paramètres

Chapitre 3. Evaporation et infiltration

physiques. Parmi les modèles présentés dans le tableau 5.1, les deux modèles suivants sont les plus connus :

- **Le modèle de Philip** - Philip a proposé une méthode de résolution de l'équation de l'infiltration verticale pour certaines conditions initiales et limites (tableau 5.1). Ce modèle introduit la notion de **sorptivité** qui représente la capacité d'un sol à absorber l'eau lorsque l'écoulement se produit uniquement sous l'action du gradient de pression. La sorptivité est définie par la lame infiltrée I en écoulement horizontal. Elle dépend des conditions initiales et des conditions aux limites du système. Elle est fonction des teneurs en eau initiale du sol θ_i et imposée en surface θ_0 .
- **Le modèle de Green et Ampt** - Un autre modèle tout aussi connu que le précédent est celui de Green et Ampt (tableau 5.1). Ce modèle repose sur des hypothèses simplificatrices qui impliquent une schématisation du processus d'infiltration
-
- Tableau 5.1 - Principales fonctions d'infiltration utilisées (D'après Jaton, 1982).

Auteur	Fonction	Légende
Horton	$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) \cdot e^{-rt}$	$i(t)$: capacité d'infiltration au cours du temps [cm/s] i_0 : capacité d'infiltration initiale [cm/s] i_f : capacité d'infiltration finale [cm/s] g : constante fonction de la nature du sol [min^{-1}]
Kostiakov	$i(t) = i_0 \cdot t^{-\alpha}$	a : paramètre fonction des conditions du sol
Dvorak-Mezencev	$i(t) = i_0 + (i_1 - i_f) \cdot t^{-b}$	i_1 : capacité d'infiltration au temps $t=1$ min [cm/s] t : temps [s] b : constante
Holtan	$i(t) = i_f + c \cdot w \cdot ((IMD) - F)^n$	c : facteur variant de 0,25 à 0,8 w : facteur d'échelle de l'équation de Holtan n : exposant expérimental proche de 1,4
Philip	$i(t) = \frac{1}{2} \cdot s \cdot t^{-0.5} + A$	s : sorptivité [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-0.5}$] A : composante gravitaire fonction de la

Chapitre 3. Evaporation et infiltration

		conductivité hydraulique à saturation [cm/s]
Dooge	$i(t) = a \cdot (F_{\max} - Ft)$	<p>a : constante</p> <p>F_{\max} : capacité de rétention maximale</p> <p>Ft : teneur en eau au temps t</p>
Green&Ampt	$i(t) = K_s \left(1 + \frac{h_0 - h_f}{z_f(t)} \right)$	<p>K_s : conductivité hydraulique à saturation [mm/h]</p> <p>h_0 : charge de pression en surface [mm]</p> <p>h_f : charge de pression au front d'humidification [mm]</p> <p>z_f : profondeur atteinte par le front d'humidification [mm]</p>