

9. Les bilans hydriques

9.1. Bilan hydrique du sol

L'eau représente un élément vital pour la vie des plantes, mais, paradoxalement, l'eau absorbée est rejetée à plus de 99% par les stomates dans l'air sous la forme de vapeur d'eau, une faible partie seulement maintient l'hydratation des cellules et une autre partie, plus faible encore, est utilisée pour la composition de la matière organique. L'évacuation de la vapeur d'eau par les stomates est appelée la transpiration ; elle représente une obligation physique dictée par la demande climatique, et est régulée par la présence des stomates dont l'ouverture est nécessaire pour la pénétration du gaz carbonique, élément important pour la photosynthèse. Quand on passe à l'échelle d'un champ, la transpiration végétale ne représente pas la seule perte d'eau, car le sol aussi a sa propre évaporation ; Dans les conditions naturelles, chaque fois qu'il y a un couvert végétal plus ou moins continu, on utilise donc le terme d'évapotranspiration comme étant la consommation de l'eau d'un couvert végétal (transpiration du végétal et évaporation de sol). Elle est autrement définie comme étant "la réponse de la végétation aux conditions climatiques naturelles en relation avec les propriétés physiologiques de la plante et ses ressources en eau".

9.1.1. Evapotranspiration réelle

En pratique, la détermination de l'évapotranspiration réelle (ETR) avec une précision suffisante est un problème commun à ceux qui, à titres divers (agronomes, hydrologues, météorologues), s'occupent des problèmes de gestion des ressources en eau, des liaisons entre consommation en eau et le développement du couvert végétal et la dépendance de cette ETR à l'égard des facteurs climatiques et des caractéristiques de régulation des plantes.

Déterminer les besoins en eau des cultures (ETR) revient dans la pratique à déterminer dans les conditions du champ le changement de l'eau dans le sol dans une période de temps. Cette méthode a été utilisée par les chercheurs pour longtemps en utilisant les échantillons du sol et les analyses gravimétriques. Or la détermination de l'évapotranspiration réelle (ETR) par cette méthode est trop difficile.

9.1.2. Calcul du bilan hydrique du sol

Le calcul du bilan hydrique va permettre la connaissance des repères très importants quanta la gestion des flux et des quantités d'eau existantes dans le sol (fig.25), dont on peut citer :

- Montrer les périodes de déficit hydrique, leur longueur et leur intensité, en représentant l'ETR et la réserve utile (RU) (ou l'ETP : évapotranspiration potentielle). Le bilan hydrique est donc beaucoup plus complet que le diagramme ombrothermique car il tient compte des caractéristiques du sol et de la formation végétale concernée.
- On constate une période sèche lorsque le recours à la réserve vide la réserve utile.
- Ce que vous devez donc rechercher dans un bilan hydrique : s'il y a une période sèche, la durée de celle-ci et son intensité, s'il y a une période de recharge de la réserve et si oui si la recharge de la réserve est complète, s'il y a un écoulement de surface

En amont du bilan hydrique, on devrait noter les notions fondamentales suivantes :

9.1.2.1 Notions d'évapotranspiration réelle et potentielle

C'est le processus cumulé d'évaporation et de transfert d'eau vers l'atmosphère par la transpiration des plantes (nécessaire à la photosynthèse). Il dépend du débit maximal de l'eau dans la plante et du potentiel évaporatoire de l'air. L'évapotranspiration est donc une quantité d'eau cédée à l'atmosphère. Dans le bilan hydrique, on l'exprime en mm, comme pour les précipitations. Alors que, l'Évapotranspiration de référence (ET_0), c'est l'ensemble des pertes en eau par évapotranspiration d'une surface de gazon de hauteur uniforme (quelques centimètres) et abondamment irriguée.

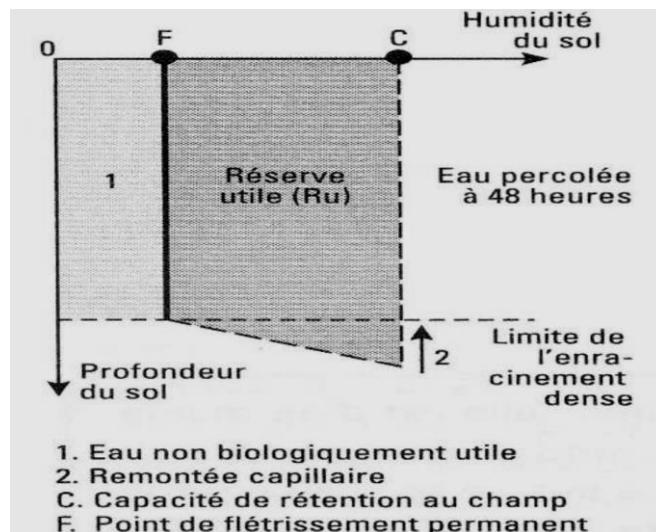


Figure 25 : Réserve utile du sol

ETP : évapotranspiration potentielle (estimation théorique). C'est la valeur maximale de ce flux par rapport aux conditions climatiques. L'ETP permet de préciser le déficit climatique (D) : $D = ETP - P$. On parle de déficit climatique si $ETP > P$. L'ETP mesure l'offre climatique et rend compte de la demande biologique.

ETR : évapotranspiration réelle. Elle mesure l'efficacité hydrique du climat en exprimant la quantité d'eau réellement évapotranspirée par une surface végétale durant un temps donné. L'ETR prend en compte la réserve utile.

Calcul de l'ETO

1- formule de Turc

1^{er} cas : Hr >= 50%

$$ET_0(\text{mm/mois}) = (0,4T.(R_g+50))/(T+15)$$

T : température mensuelle en °C

Rg : rayonnement global moyen (cal/cm².jour)

2^{ème} cas : Hr <50%

$$ET_0(\text{mm/mois}) = \frac{ET_o}{T+15} \left(1 + \frac{50 - HR}{70} \right)$$

Estimation de l'ETO par l'évaporation du bac

ETo = K × E

ETo: évapotranspiration de référence (mm/jour)

K : coefficient du bac

Bac classe A : K = 0.70

Bac Colorado : K = 0.80

E : évaporation du bac en mm/jour

Formule de Blaney-Criddle

$$ET_0(\text{mm/j}) = p.(0.46T+8)$$

P : pourcentage du nombre d'heures diurnes.

T : températures journalières (°C)

9.1.2.2. Notion de réserve utile

Le réservoir d'eau du sol est évalué 48h après un épisode de pluie, soit après ressuyage ; on parle alors de capacité au champ. Cette capacité au champ dépend du type de sol. Les sols argileux, aux particules très fines, retiennent beaucoup l'eau, tandis que les sables, dont les particules sont plus grosses, assez peu. Les limons, sols à la texture intermédiaire, sont plus équilibrés. La texture du sol joue aussi sur la quantité d'eau que la plante peut réellement prélever dans le sol, grâce à la densité de son enracinement : c'est la *réserve utile*. Au-delà d'un certain seuil, la plante n'a plus assez d'énergie pour retenir l'eau contenue dans les pores les plus fins du réservoir : elle atteint alors son point de flétrissement et se fane irréversiblement. Ce point de flétrissement varie selon les plantes : il est plus bas pour les plantes sclérophylles et xéophytes qui sont adaptées à la sécheresse.

9.1.2.3 Quelle différence entre évapotranspiration potentielle et évapotranspiration réelle ?

L'évapotranspiration potentielle correspond au pouvoir évaporant de l'air, ne prenant en compte que les conditions climatiques : elle suppose que l'alimentation en eau de la plante est assurée donc que la plante peut avoir une forte activité photosynthétique. L'évapotranspiration réelle n'est pas forcément une évapotranspiration mesurée mais elle tient compte des ressources en eau de la

plante, qu'elles proviennent des précipitations ou de la réserve utile. En effet, la plante doit contrôler les pertes d'eau quand la réserve utile se vide. Dès lors que la plante a peu ou pas d'eau à sa disposition, elle développe des stratégies d'adaptation pour réduire son évapotranspiration, ce qui l'oblige à réduire son activité.

1.7.2.4 Quelle différence entre déficit climatique et déficit hydrique ?

On parle de déficit climatique si $ETP > P$. L'évapotranspiration potentielle est supérieure aux précipitations. Les précipitations manquent pour assurer une évapotranspiration maximale : la plante doit puiser dans la réserve utile, si elle existe. La notion de déficit climatique ne tient compte que des précipitations et pas des réserves en eau dans le sol. On parle de déficit hydrique si $ETR < ETP$. L'évapotranspiration des plantes est réduite par le manque d'eau. Le déficit hydrique est alors compensé par le recours à la réserve utile. Si celle-ci est épuisée, les formations végétales entrent alors dans une période de stress hydrique.

Un bilan hydrique caractéristique du milieu méditerranéen : positif l'hiver, avec des précipitations supérieures à l'ETP ; négatif l'été, avec une ETP élevée et des précipitations très faibles voire absentes. La réserve utile du sol ne comble alors que très partiellement le déficit hydrique qui dure jusqu'en novembre, moment où la réserve peut se recharger.

10. Méthodes de caractérisation du climat méditerranéen

10.1. Quotient pluiothermique d'Emberger (1932)

L'indice d'Emberger (Q_2) définit le degré d'humidité du climat. Il prend en compte les précipitations annuelles P , la moyenne des maxima de température du mois le plus chaud (M) et la moyenne des minima de température du mois le plus froid (m). Comme pour l'indice xérothermique de GausSEN, il est plus particulièrement adapté aux régions méditerranéennes dans lesquelles il permet de distinguer différents étages climatiques. Dans ces régions, Emberger a remarqué que l'amplitude thermique ($M-m$), donc l'évaporation, est un facteur important de la répartition des végétaux. On sait en effet que, à température moyenne égale, l'évaporation est d'autant plus grande que l'amplitude thermique est élevée. Le facteur de pluie pris en compte est le produit du nombre de jours de pluie par an (n) par le cumul moyen annuel (P). - Méthode d'EMBERGER

$$Q_2 = \frac{2000P}{M^2 - m^2}$$

Un climat méditerranéen est d'autant moins sec que le quotient est grand. Il est également très important de noter que, à quotient équivalent, celui-ci à une valeur écologique différente selon les valeurs des températures qui y interviennent. La valeur m est une différentielle très importante. Elle est un seuil biologique. D'une manière générale, elle exprime assez bien le degré et la durée de la

période critique des gelées, car plus m est bas, plus celles-ci sont sévères. Pour en tenir compte, il est indispensable de combiner Q2 avec m (Abaque de Sauvage). Cet abaque dû à Sauvage permet de placer une station dans l'une des cinq classes de climat méditerranéen qui ont été définies (fig.26).

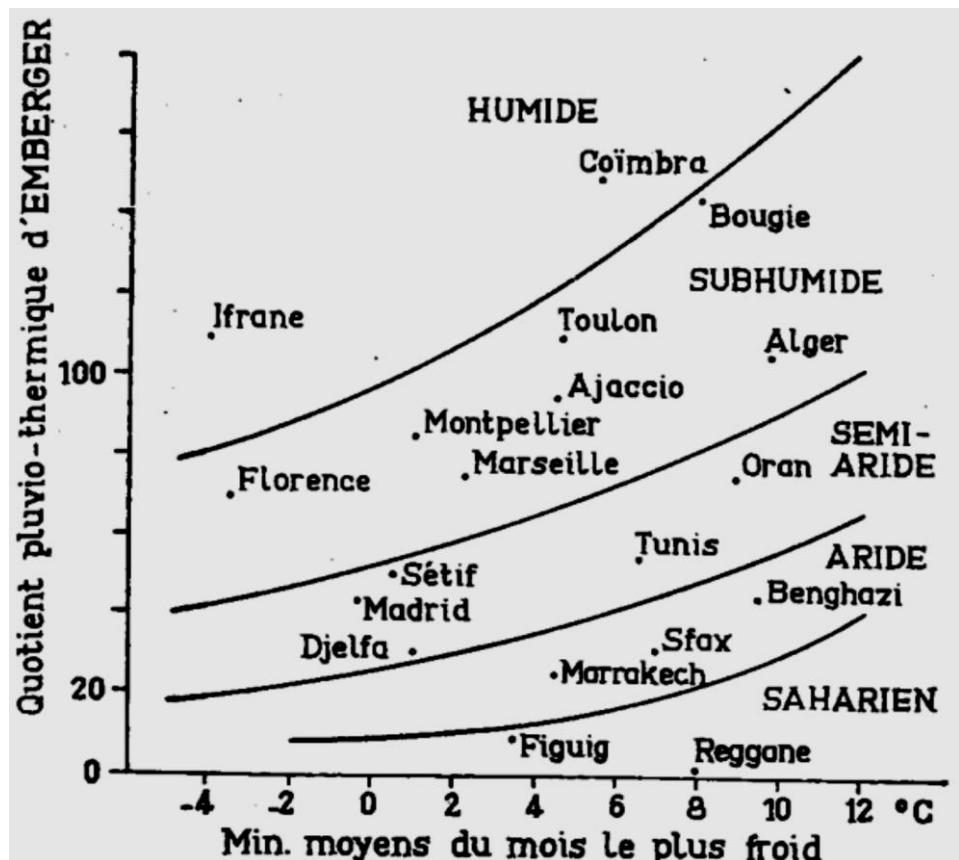


Figure 26. Zonage de quelques stations méditerranéennes selon le Quotient d'Emberger (d'après Sauvage)

Les villes de Florence, Marseille et Oran ont des valeurs QE équivalentes mais des températures minimales très différentes. Elles sont classées dans des climats différents et se caractérisent par une végétation très différente.

Le climat méditerranéen peut être divisé en trois faciès selon la valeur de m :

- faciès froid : $m < -1$
- faciès moyen : $-1 < m < 2$
- faciès chaud : $m > 2$

et cinq formes selon la valeur de QE. Pour le faciès moyen, la valeur prise par QE varie de :

- QE < 12 saharien ou désertique $P < 100 \text{ mm/an}$
- 12 < QE < 30 aride $100 < P < 300 \text{ mm/an}$
- 30 < QE < 60 semi-aride $300 < P < 600 \text{ mm/an}$
- 60 < QE < 100 sub-humide $600 < P < 900 \text{ mm/an}$

QE > 100 humide P > 900 mm/an

10.2. Méthodes dérivées

10.2.1. Indice de sécheresse estivale de Giacobbe

C'est une formule simple qui caractérise la sécheresse estivale en faisant le rapport des pluies estivales (**PE**) sur la moyenne des températures maximales du mois le plus chaud. En région méditerranéenne, on considère que l'été est sec quand le rapport est < 7.

10.2.2 Indice de sécheresse de Birot

Comme pour les deux indices d'Emberger et de Giacobbe, Birot caractérise la sécheresse estivale en région méditerranéenne et considère le rapport : $I = (P \cdot J) / T$

Avec (**J**) le nombre de jours de pluie, (**P et T**) étant la pluviométrie (mm) et la température moyenne (°C) de la période concernée.

Birot énonce les définitions suivantes :

- tout mois dont l'indice est inférieur à 10 est considéré comme aride
- l'indice d'aridité estivale E est la somme de toutes les différences $(10 - I_m)$ pour tous les mois où i est inférieur à 10
- la végétation méditerranéenne est possible quand une région a au moins un mois dont l'indice est inférieur à 10.