

Les bilans hydriques

Pierre Pédelaborde

Volume 12, numéro 25, 1968

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/020784ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/020784ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Département de géographie de l'Université Laval

ISSN

0007-9766 (imprimé)

1708-8968 (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Pédelaborde, P. (1968). Les bilans hydriques. *Cahiers de géographie du Québec*, 12(25), 5–23. <https://doi.org/10.7202/020784ar>

Résumé de l'article

L'auteur critique d'abord les quatre valeurs de base du bilan de l'eau : les précipitations, surtout de saisons froides, sont sous-estimées de 15 à 20% (au passage, l'auteur insiste sur la nécessité de tracer les cartes d'isohyètes pour estimer les précipitations moyennes); il faut employer la formule de Penman (ou faute de mieux celle de Turc) pour calculer l'évapotranspiration potentielle ; l'écoulement, à défaut de mesures, peut se calculer par le procédé de Thornthwaite ; enfin on doit connaître la réserve utile d'eau dans le sol.

L'auteur analyse ensuite, à partir d'observations personnelles dans le bassin de l'Orne, deux méthodes qui permettent de dresser un bilan de l'eau. Les procédés de Fontaine (1964) ou de Thornthwaite (1957) permettent d'aboutir à de bons résultats à condition de les améliorer en choisissant la formule de Turc pour l'évapotranspiration potentielle, en multipliant les précipitations hivernales par 1.2 et en calculant correctement la réserve utile d'eau dans le sol.

LES BILANS HYDRIQUES

par

Pierre PÉDELABORDE

Professeur à la Sorbonne

INTRODUCTION

Le bilan hydrique d'un bassin-versant est un travail qui relève tout particulièrement de la géographie. Son élaboration exige en effet une synthèse parfaite de tous les éléments physiques du milieu: précipitations, évaporation, écoulement, humidité du sol et du sous-sol. Or nous savons que les notions de *milieu* et de *combinaison d'éléments* sont précisément à la base de toute recherche géographique.

D'autre part, le sujet convient encore plus particulièrement à la géographie dans sa phase actuelle qui se veut à la fois *scientifique* et *utile*. Scientifique, puisque la mesure précise de tous les éléments garantit seule la connaissance exacte du milieu géographique. Utile, puisque cette connaissance chiffrée permet de dire sans équivoque les besoins du milieu: dans le cas présent, le nombre de m³ d'eau qu'il faut donner à chaque hectare pendant l'été, et le moment le plus opportun de l'arrosage. Établir le bilan hydrique d'un bassin-versant, c'est donc d'abord rester fidèle à la rigueur d'une discipline aujourd'hui adulte. Et c'est, par là même, intégrer cette discipline à la vie courante, en d'autres termes travailler dans le cadre de la géographie appliquée.

Notre première partie, simplement analytique, définira chacun des quatre éléments du bilan. Nous dirons comment on les détermine à partir de données plus simples. Et nous rappellerons des précautions critiques indispensables à l'exactitude des calculs. Dans la seconde partie, qui sera la synthèse de quatre séries de valeurs, nous présenterons deux méthodes connues (celles de *Thorntbwaite* et de *Fontaine*) et nous proposerons quelques retouches destinées à les rendre plus exactes.

I. LES QUATRE VALEURS DE BASE DU BILAN IDÉAL

Le bilan hydrique est simple dans son principe. Il s'agit de résoudre l'expression:

$$P - (E + D + R)$$

- où P = les précipitations,
E = l'évaporation,
D = l'eau écoulee par les rivières,
R = l'eau en réserve dans le sol.

Toutes ces valeurs seront exprimées en lame d'eau, c'est-à-dire en mm.

1. Les précipitations

Deux précautions sont à retenir, en dehors des considérations critiques que nous examinerons plus loin.

1° Le pluviomètre mesure par défaut, particulièrement pendant la saison froide. La plupart des pluies, d'octobre à mars ou avril inclus, sont en effet accompagnées de vents forts. La turbulence chasse donc une partie des gouttes hors de l'entrée du réservoir. Des études précises, conduites par des météorologistes et par les ingénieurs de l'EDF, montrent qu'il faut majorer de 15 à 20% ces pluies de saison froide (5, p. 8).* Au lieu de P, qui désigne les précipitations recueillies par le pluviomètre, nous considérons donc Pr, soit les précipitations réelles. Et nous écrivons, pendant la saison froide :

$$\text{Pr} = 1.15 \text{ P}$$

(en général, sur toute la France du nord par exemple)

$$\text{ou Pr} = 1.2 \text{ P}$$

(quand les vents sont très forts, par exemple sur toute la façade maritime nord-ouest de la France).

Au cours de l'été, il est inutile de majorer P, d'abord parce que les vents sont moins rapides, mais aussi parce que l'erreur très faible imputable au pluviomètre est du même ordre que celle qu'on commet en calculant l'évaporation.

2° Il faut mesurer avec soin la lame précipitée sur le bassin-versant. Certains auteurs se contentent parfois de la moyenne des précipitations de quelques stations dites « représentatives ». En toute rigueur, il faut tracer une carte précise d'isohyètes, à partir d'un réseau dense et bien contrôlé. On évalue ensuite, après avoir délimité le bassin sur une carte oro-hygro (le 1:200,000 français, par exemple), les surfaces respectives comprises entre les isohyètes. Cette mesure planimétrique s'effectue sur papier millimétré (on compte les mm²). Il suffit alors d'affecter chaque tranche pluviométrique élémentaire du coefficient correspondant à la surface arrosée, pour obtenir la tranche totale du bassin (6, p. 338-339).

L'évaluation pluviométrique est la plus longue et la plus délicate des quatre opérations du bilan. Elle doit se faire séparément pour chaque mois (12 cartes mensuelles). De son exactitude dépend généralement la fidélité du bilan.

2. L'évaporation

C'est la lame d'eau évaporée par les étendues liquides ou le sol humide et transpirée par les plantes. On l'appelle donc aussi évapotranspiration. Mais il faut distinguer l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'évapotranspiration potentielle (ETP). L'ETP, que beaucoup d'auteurs appellent EP pour des commodités d'écriture, est la lame liquide évaporée et transpirée lorsque la fourniture d'eau au substratum terrestre est illimitée. Par exemple, sur un océan, un lac, une rivière ou une prairie inondée, ETR = ETP. Mais pendant l'été, si le sol est partiellement sec et s'il ne pleut pas, les plantes ne peuvent transpirer que la quantité d'eau dont

* Les numéros entre parenthèses renvoient à la bibliographie disposée *in fine*.

elles disposent, c'est-à-dire une quantité inférieure à ETP. Cette réduction forcée de l'évaporation est évidemment préjudiciable au développement des plantes. Il est donc clair que ETP, et non ETR, représente les *besoins en eau* de la végétation. En conséquence, c'est bien ETP (que nous désignerons désormais par le symbole EP) qu'il faut introduire dans les bilans, pour connaître les conditions réelles d'abondance ou de disette en eau. La mesure directe de EP par des lysimètres (13, 4) n'est pas assurée par les stations d'un réseau météorologique normal. Elle est d'ailleurs inexacte, puisque le lysimètre ne reproduit pas entièrement les conditions véritables du milieu naturel. Il est donc nécessaire de calculer EP à partir des valeurs météorologiques fournies par le réseau national.

a) *La formule de Penman* (11, 12). C'est la plus rigoureuse. Les lois de l'évaporation, confirmées par l'expérience courante, montrent en effet que quatre facteurs agissent sur l'évaporation: la température de l'air, la radiation, l'humidité et le vent. Précisément, Penman tient compte de ces quatre facteurs:

$$EP = \frac{H\Delta + E_a\gamma}{\Delta + \gamma}$$

où EP = évapotranspiration potentielle en mm.

H = lame d'eau évaporée correspondant à l'énergie radiative nette absorbée par la surface qui évapore. $H_{mm} = \frac{Q_n}{60}$, si Q_n est la radiation nette en cal/cm².

Q_n est donnée par les formules empiriques de Brunt (l'albedo du sol et de sa végétation étant estimé: 0.25 à 0.30).

Δ = la variation de la tension de vapeur d'eau saturante, en mm de mercure, par °C., à la température actuelle de l'air.

E_a = l'EP, en mm, d'une surface d'eau si cette surface était à la température t_a de l'air à 2 m du sol. E_a est donnée par une formule établie par l'auteur après plusieurs années d'expériences, en fonction de:

e_a = tension maxima de vapeur d'eau à la température t_a

e_d = tension maxima à t_d (point de rosée)

u = vitesse du vent à 2 m du sol

γ = constante de l'équation psychrométrique (0.48 si t s'exprime en °C et e en mm)

Toutes les valeurs qui précèdent sont donc ou des constantes ou des valeurs qui s'obtiennent aisément (lues dans des tables) quand on connaît les quatre données suivantes: température à 2 m, durée d'insolation, humidité relative, vitesse du vent à 2 m. Il faut noter que la vitesse du vent fournie par les postes météo est celle qui se mesure à 10 m (altitude standard). Il faut donc calculer la vitesse à 2 m, en admettant (ce qui est vrai en moyenne, sur une durée d'un mois par exemple) que Δu est constant entre 10 et 2 m et suit la loi:

$$\frac{\Delta u}{\Delta \log z} = k \simeq 2.5$$

Nous donnons, en appendice, des tables qui servent au calcul de EP Penman, et un exemple de disposition pratique du problème.

b) *La formule de Turc* (16). La formule de Penman résulte d'une démonstration rigoureuse. L'EP est en effet évaluée à partir du bilan radiatif: chaque fois que le substratum gagne 600 calories, il évapore 1 gr d'eau. Bien que ce raisonnement soit irréprochable, et bien que la formule donne des résultats excellents, peu d'auteurs calculent l'EP Penman, parce que le réseau météorologique fournit rarement les quatre valeurs de base. L'agronome français L. Turc a donc cherché une expression empirique, ajustée expérimentalement sur deux seules données: température et insolation. Il est en effet possible de négliger les deux autres facteurs (humidité et vent) puisqu'ils sont de signes opposés, comme l'expérience courante le montre, et qu'ils se compensent donc généralement. D'ailleurs, la géographie permet cette simplification, puisque les régions les plus humides sont aussi (à quelques exceptions près) les plus éventées: régions bordières des océans, la Normandie par exemple.

$$EP = 0.4 \frac{t}{t+15} (I_g + 50)$$

EP = mm/mois. 0.4 vaut pour tous les mois, sauf février où on adopte 0.37.

t = température moyenne du mois, en °C.

I_g = radiation globale en cal/cm²/jour (valeur quotidienne moyenne du mois).

I_g s'obtient en fonction de la durée d'insolation *b*, d'après:

$$I_g = I_{g_A} \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right)$$

où I_{g_A} = radiation globale quotidienne moyenne, si l'atmosphère n'existait pas (valeur qui ne dépend que de la latitude et qui est fournie par des tables)

h = durée quotidienne moyenne de l'insolation pendant le mois considéré

H = même valeur, mais en l'absence de nuages (durée maximum, par conséquent, déterminée uniquement par la latitude et fournie par des tables).

La formule de Turc ne réclame donc que deux données (t et h) et les calculs sont possibles avec deux tables seulement (I_{g_A} et H). Elle donne pratiquement les mêmes résultats que la formule de Penman (cf. appendice). Lorsque l'humidité moyenne est inférieure à 50 (sécheresse exceptionnelle), l'auteur introduit un correctif aux calculs (16, p. 16).

c) *La formule de Thornthwaite* (14). Les articles de Thornthwaite et sa méthode de calcul de l'EP sont trop connus, depuis 1948, pour que nous insistions longuement. Rappelons que l'EP se calcule grâce à l'abaque logarithmique et aux tableaux fournis par l'auteur, en fonction de la seule température. Le meilleur article de vulgarisation, en langue française, est celui de R. Arléry (2, p. 348).

La méthode séduit par sa simplicité. Elle donne d'ailleurs une excellente approximation de EP, puisque la température de l'air est une fonction assez représentative de la radiation nette. Il est évident, toutefois, que la simplification est ici poussée à l'extrême. Une région littorale peut connaître en effet des températures relativement élevées pendant l'hiver (advections tièdes maritimes) bien que la radiation nette soit très faible en raison de la nébulosité. Dans ce cas, et en considérant seulement la température, on surestime l'évaporation. En Normandie,

par exemple, l'EP Thornthwaite annuelle, calculée sur une période de 10 ans, dépasse de 30 mm l'EP Turc et l'EP Penman. Cet excès fausse nettement les bilans. En revanche, à Paris, et sur des séries de 30 ans, les trois formules fournissent les mêmes totaux annuels, à 5 ou 10 mm près. En effet, pendant une longue période, et dans les conditions très tempérées de Paris, les valeurs extrêmes de l'humidité, du vent et de la nébulosité s'amortissent et ne peuvent donc plus être mises en valeur par une formule qui en tient particulièrement compte.

3. L'écoulement (4, 10, 13)

Les débits des rivières sont généralement bien connus, grâce aux mesures des Compagnies d'électricité. Notons immédiatement qu'on ne peut pas reconstituer des séries d'écoulement à partir de quelques observations mensuelles isolées et par référence à des cours d'eau voisins de même régime. Un tel travail d'extrapolation conduirait à des erreurs énormes (nous l'avons vérifié). Précisément, le procédé de Thornthwaite, que nous examinons à la Section II de cette étude, permet seul de calculer, avec une assez bonne approximation, l'écoulement annuel et même les lames mensuelles, lorsqu'on ne possède que les données de température et de précipitations d'un bassin.

Rappelons très vite comment on obtient les lames écoulées, quand les annuaires hydrologiques fournissent les seuls débits:

$$q = \frac{Q}{S} \quad \begin{array}{l} \text{où } q = \text{débit spécifique en l/sec/km}^2 \\ Q = \text{débit absolu en l/sec.} \\ S = \text{surface du bassin en km}^2. \end{array}$$

$$D_{mm} = q \times 2.7$$

On adopte 2.7 pour les mois de 31 jours, 2.6 pour les mois de 30 jours et 2.4 en février.

4. L'eau du sol (1, 7, 8)

L'humidité absolue du sol ou *taux d'humidité* du sol s'exprime par le rapport, en %, entre la masse d'eau contenue dans un échantillon de terre humide d'une part, et la masse de terre sèche de ce même échantillon d'autre part. On sépare l'eau de la terre sèche, soit à l'étuve (105°C pendant 24 heures), soit par centrifugation avec une accélération égale à 1,000 fois celle de la pesanteur. Il existe aussi des enregistreurs qui mesurent directement le taux d'humidité: résistances électriques hygroscopiques (en porcelaine ou en nylon) fichées dans la terre (3).

La *lame d'eau* contenue dans un sol se calcule par la formule suivante qu'il est aisé de démontrer:

$$R = \frac{\rho \Delta z}{10} \sum H$$

où R = lame totale en mm

ρ = densité de la terre sèche ($\approx 1,5$)

Δz = épaisseur, en cm, de la couche dont on connaît l'humidité H

H = humidité absolue de l'échantillon pris dans une couche Δz .

Soit, par exemple, le sondage suivant, sur une épaisseur totale de 1 m, avec 5 prélèvements tous les 20 cm (figure 1).

Figure 1

H = 23.2	$\Sigma H = 103.6$ $R = \frac{1.5 \times 20}{10} \times 103.6$ $= 3 \times 103.6 = 310.8 \text{ mm}$
H = 20.4	
H = 20	
H = 22	
H = 18	
$\Sigma H = 103.6$	

Pendant la saison froide (octobre à avril), les précipitations dominent toujours largement l'EP, en climat tempéré. L'excès d'eau alimente donc à la fois les réserves du sol et l'écoulement des rivières. Dès la fin de décembre, au plus tard, le sol est saturé. La quantité d'eau stockée en décembre se maintient pratiquement constante jusqu'au début de la saison chaude (soit jusqu'au 1^{er} avril ou au 1^{er} mai, suivant les régions). L'excédent (Pr - EP) de chaque mois, à partir de décembre, s'égoutte donc vers le bas, gonflant les nappes phréatiques plus profondes et l'eau en mouvement des rivières. La quantité constante retenue par le sol en période de surabondance dépend naturellement de la nature du terrain. Elle est de :

10% de la terre sèche dans les sables
 20% ————— limons
 40-100% ————— argiles

Mais toute cette eau n'est pas disponible pour les plantes. La moitié environ est fixée énergiquement sur les particules les plus fines ou retenue dans les intervalles microscopiques par des forces *hygroscopiques* énormes. La partie utilisable de l'eau du sol s'appelle la *réserve utile* (RU) et représente donc la moitié de la capacité totale, soit :

RU = 5% dans les sables
 10% dans les limons
 20-30% dans les argiles (environ).

(Mais, dans les argiles, les forces hygroscopiques peuvent être encore plus grandes, si les particules sont très fines. L'eau fixée dépasse alors la moitié du total, atteignant parfois 100%).

Prenons le cas d'un limon à texture argilo-sableuse. Lorsque H=20 dans tous les horizons du premier mètre (épaisseur explorée par les racines), on écrit :

H_0 = capacité de rétention ou capacité au champ = 20

Et, lorsque H = 10 dans tous les mêmes horizons :

H_f = point de flétrissement = 10

L'humidité H_f est appelée *point de flétrissement* parce que, à partir de ce taux, les plantes ne peuvent plus absorber l'eau fixée et se flétrissent. En somme, les plantes peuvent puiser dans la gamme d'humidité comprise entre H_0 et H_f , soit dans un limon:

$$20 - 10 = 10\% \text{ au total}$$

Dans 1 m de limon, si on considère 5 étages de 20 cm chacun, on a ainsi:

$$\frac{\rho \Delta z}{10} \sum H = \frac{1.5 + 20}{10} \times 50 = 150 \text{ mm}$$

Cette lame disponible s'appelle la *réserve utile* (RU). En 1948, Thornthwaite avait fixé uniformément la RU à 100 mm. En 1957, il a reconnu que RU pouvait varier, suivant les sols, de 100 à 300 mm. En prélevant des carottes sur une profondeur de 1 m au total, à la fin de chaque mois, on peut suivre l'évolution de RU et posséder ainsi un quatrième élément d'appréciation du bilan.

II. COMMENT DRESSER LE BILAN HYDRIQUE

Analysons le cas de l'Orne, pendant la période 1955-63. Nous avons choisi ces 9 années parce que la rivière a été jaugée régulièrement par l'EDF, à la station de Cosséville, depuis 1955. En 1964, l'usine et la station de jaugeage ont cessé de fonctionner.

Nous avons calculé les précipitations à l'aide de 12 cartes mensuelles, d'après un réseau de 28 stations choisies et critiquées (quelques interpolations et extrapolations). Les séries de température et d'insolation d'Argentan (au centre du bassin) paraissent douteuses pendant cette période. Nous avons donc construit deux séries plus exactes (température, insolation) en extrapolant à partir de Caen-Carpiquet et des séries 1921-50 élaborées précédemment par la Météorologie nationale. Température et insolation variant peu dans l'espace, on peut adopter celles d'une station centrale. La RU a été mesurée par carottages, près d'Argentan: 140 mm.

On remarquera que l'année hydrologique se divise ici en deux périodes égales: 1° l'hiver hydrologique, d'octobre à mars inclus ($P > EP$); 2° l'été hydrologique, d'avril à septembre inclus ($EP > P$). Puisque $EP > P$ pendant l'été, les plantes utilisent la totalité des précipitations, et l'écoulement doit être assuré pendant toute l'année par les précipitations de l'hiver (loi de Dausse). Les P d'hiver alimentent donc à la fois la vie des plantes pendant l'hiver, l'écoulement pendant toute l'année et la RU qui servira pendant l'été.

Au centre et à l'est du Bassin parisien, l'été hydrologique débute, en moyenne, le 1^{er} mai et non le 1^{er} avril. L'originalité de la Normandie (début de l'été le 1^{er} avril, même sur une période moyenne) s'explique par la position occidentale et littorale de cette province. 1° Les anticyclones atlantiques, fréquents au printemps à la suite des décharges arctiques, mordent plus souvent sur la Normandie que sur les parties plus orientales du Bassin parisien. D'où la sécheresse relative d'avril (moins de pluies et davantage de soleil). 2° L'effet d'advection, sur une contrée au voisinage immédiat de l'océan, diminue encore l'intensité des averses. En avril, la Normandie

est en effet plus fraîche que le centre et l'est du Bassin parisien (inertie thermique de la mer). Les vents pluvieux relativement frais sont donc moins chauffés par la base et, par conséquent, moins convectifs qu'au centre du Bassin parisien.

1. *Méthode de Thornthwaite* (article de 1948)

Tableau 1 *Bilan de l'Orne à Cossé-séville (1955-63).*

(P = précipitations du pluviomètre; EP = EP Thornthwaite calculée d'après la température d'Argentan)

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	
P	75	87	86	88	63	50	41	43	60	53	61	61	768
EP	49	21	11	9	11	31	48	75	101	116	101	76	649
P-EP	26	66	75	79	52	19	-7	-32	-41	-63	-40	-15	
RU	26	92	100	100	100	100	93	61	20	-43	-83	-98	-98
Surplus			67	113	109	74	Arrosage:			43	40	15	
Écoulement calculé			33	56	54	37	18	9	5	2	1	2	217
Écoulement mesuré	10	26	36	60	51	37	29	12	7	5	4	5	282

Pendant l'hiver, l'excédent P-EP est entièrement utilisé pour construire RU jusqu'à concurrence de 100 mm. Ensuite, cet excédent constitue le *Water surplus* dont la moitié percole vers la rivière (*runoff*). Ce processus de décharge par moitié continue pendant l'été, à partir de la réserve hydraulique (*Water surplus*) qui n'est plus alors alimentée par les pluies.

Les résultats du bilan ne sont pas bons:

1. Le déficit trop élevé (98 mm) ne correspond pas aux conditions d'humidité de cette région très bocagère;
2. en revanche, s'il manque moins de 98 mm, l'expérience montre qu'il faut cependant arroser plus tôt qu'en juillet: dès avril ou mai;
3. l'écoulement (217 mm) est beaucoup trop faible (282 mm en réalité). L'erreur est de 23%.

Les causes de ces erreurs sont au nombre de cinq:

1. $P < Pr$;
2. EP Thornthwaite est trop élevée quand la nébulosité est forte et les températures douces;
3. $RU > 100$;
4. Thornthwaite admet paradoxalement que la rivière ne soit pas alimentée en octobre et en novembre, pendant que se constitue la RU;
5. la RU n'est pas utilisée au maximum par la végétation, au cours des mois d'été. Bien que la RU existe, les plantes n'y puisent pas la totalité de l'eau qui leur manque.

Ce bilan est encore loin des réalités, puisque la pénurie excessive calculée par Thornthwaite n'est réduite que de 14 mm. Et Fontaine admet, comme Thornthwaite en 1948, que la RU s'épuise régulièrement en fonction des besoins véritables de la végétation. D'autre part, si la RU est plus proche de sa valeur réelle, elle n'est pas encore atteinte exactement.

L'erreur commise sur RU provient d'une approximation trop large des mécanismes de l'hiver. Comme Thornthwaite, Fontaine suppose que *les pluies n'alimentent pas les nappes phréatiques avant la constitution complète de RU*. Pour cette raison, l'auteur calcule RU en effectuant $P - (EP + D)$ pendant les quatre premiers mois où $P > EP + D$. C'est supposer que toute l'eau en excès, après fourniture aux plantes et aux rivières, est stockée dans le sol au niveau des racines. Or, cette supposition est fautive puisque la RU est toujours terminée en décembre (et même souvent en novembre) et que, par conséquent, l'excès d'eau alimente alors les nappes phréatiques. Fontaine reconstitue ensuite les véritables pluies d'hiver Pr en additionnant $RU + EP$ hiver $+ D$ année. On pourrait objecter que si les pluies véritables sont Pr et non P , il faut en toute rigueur recommencer le calcul exact de RU. Mais le raisonnement de Fontaine est une approximation volontaire qui *espère compenser* deux erreurs également volontaires :

1° on sous-estime RU puisqu'on la calcule d'après P et non Pr ;

2° mais on surestime d'autre part RU puisqu'on y ajoute une partie de la réserve hydraulique des nappes phréatiques.

Effectivement, les deux erreurs se compensent en partie puisqu'on obtient ainsi 114 mm (au lieu de 140), chiffre supérieur toutefois à la valeur standard de 100 mm. La méthode de Fontaine permet donc d'évaluer grossièrement la RU (à 20% près), quand on ne peut pas mesurer directement l'humidité du sol par carottages.

3. Amélioration de la méthode de Fontaine pour calculer exactement RU

Nous proposons la méthode suivante :

1° Restituer d'emblée les précipitations d'hiver. Dans le bassin de l'Orne, où les vents sont forts, $Pr = 1.2 P$.

2° Adopter EP Turc.

3° Calculer exactement RU en effectuant :

Pr hiver $- (EP$ hiver $+ D$ année).

4° Utiliser RU de façon décroissante :

6/6 de $EP - P$ pendant le 1^{er} mois

5/6 de $EP - P$ pendant le 2^e mois

4/6 de $EP - P$ pendant la 3^e mois

3/6 de $EP - P$ pendant le 4^e mois et les mois suivants.

On arrive ainsi à une estimation très correcte de RU : 138 contre 140 en réalité. Notons aussi la réduction importante du déficit : 59 mm contre 98 et 84 dans les bilans précédents. En revanche, il faut arroser dès mai.

Tableau 3 Orne à Cossésséville (1955-63) — Bilan Fontaine amélioré

(EP Turc est calculée avec des températures et des durées d'insolation extrapolées d'après les gradients mensuels normaux avec Carpiquet pendant la période 1921-1950).

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	
Pr	90	104	103	106	76	60	41	43	60	53	61	61	847
EP Turc	37	16	8	9	12	37	59	87	101	100	88	64	618
D	10	26	36	60	51	37	29	12	7	5	4	5	282
	Pr hiver = 539					EP-P	18	44	41	47	27	3	
	EP hiver + D an = 401					ΔRU	18	37	27	24	14	1	
	RU		138			Arrosage		7	14	23	13	2	
	59 mm												
	soit 590 m ³ /ha												

4. Amélioration de la méthode de Thornthwaite

Nous supposons que D est inconnu. Mais nous connaissons RU = 140 (sondages). On adoptera les principes suivants:

1° Pr d'hiver = 1.2 P;

2° EP = EP Turc;

3° Pendant les deux premiers mois (octobre et novembre), 1/5 de l'excédent (P - EP) percole vers la rivière;

4° RU est utilisé suivant les principes de Thornthwaite en 1957.

Tableau 4 Orne à Cossésséville (1955-63) — Bilan Thornthwaite amélioré

(Pr = 1.2 P; EP Turc: RU mesurée = 140; Rivière alimentée dès octobre; RU utilisée par fractions décroissantes)

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	
Pr	90	104	103	106	76	60	41	43	60	53	61	61	
EP Turc	37	16	8	9	12	37	59	87	101	100	88	64	
P-EP	53	88	95	97	64	23	-18	-44	-41	-47	-27	-3	
RU	43	105	140	140	140	140							
						ΔRU	-18	-37	-27	-24	-14	-1	
Surplus			60	127	128	87							
						Arrosage		7	14	23	13	2	
								59					
Écoulement calculé	10	26	30	63	64	43	22	11	5	3	2	1	280
Écoulement réel (mesuré)	10	26	36	60	51	37	29	12	7	5	4	5	282

Il est clair que la méthode de Thornthwaite est excellente. Quand on possède les valeurs exactes de Pr et EP, ainsi que la vraie valeur de RU, on reconstitue D annuel à quelques mm près.

Sur un petit bassin voisin de celui de l'Orne, le bassin de l'Odon (175 km²), une de nos élèves, M^{me} Claude Cosandey vient d'appliquer les méthodes décrites précédemment à deux années hydrologiques: du 1^{er} octobre 1964 au 30 septembre 1966. Les deux années sont très différentes: été 65 nébuleux, frais, abondamment arrosé; été 66 orageux et chaud. On connaissait seulement les précipitations, les températures et les durées d'insolation. Les débits ayant été mal mesurés par un service étranger à notre laboratoire (un jaugeage par mois, seulement!), il a fallu reconstituer les lames écoulées par la méthode améliorée de Thornthwaite. En revanche, on a pu mesurer, chaque mois, l'humidité du sol (limon avec RU = 150). Pendant toute la période, l'accord est remarquable entre R calculée et R mesurée par sondages. Voici quelques résultats:

Tableau 5

Date	31/12/64	31/3/65	31/8/65	30/11/65	30/4/66	30/9/66
R sondée	303	299	204	301	298	216
R calculée	300	300	194	300	300	213

RÉSUMÉ

L'auteur critique d'abord les quatre valeurs de base du bilan de l'eau : les précipitations, surtout de saisons froides, sont sous-estimées de 15 à 20% (au passage, l'auteur insiste sur la nécessité de tracer les cartes d'isohyètes pour estimer les précipitations moyennes); il faut employer la formule de Penman (ou faute de mieux celle de Turc) pour calculer l'évapotranspiration potentielle ; l'écoulement, à défaut de mesures, peut se calculer par le procédé de Thornthwaite ; enfin on doit connaître la réserve utile d'eau dans le sol.

L'auteur analyse ensuite, à partir d'observations personnelles dans le bassin de l'Orne, deux méthodes qui permettent de dresser un bilan de l'eau. Les procédés de Fontaine (1964) ou de Thornthwaite (1957) permettent d'aboutir à de bons résultats à condition de les améliorer en choisissant la formule de Turc pour l'évapotranspiration potentielle, en multipliant les précipitations hivernales par 1.2 et en calculant correctement la réserve utile d'eau dans le sol.

SUMMARY

The four basic types of data used for determining the water budget of a given area are critically discussed. Precipitation, above all that of the cold seasons, is generally underestimated by about 15 to 20 per cent ; the author emphasizes that it is necessary to draw the monthly isohyet maps in order to estimate the mean total precipitation ; potential evapotranspiration should be calculated using Penman's formula (or failing this, Turc's formula) ; runoff can be calculated using Thornthwaite's techniques, should results of direct measurement not be available ; and lastly, the volume of water stored in the ground

must be known. Two methods of calculating the water budget of a given area are then discussed, with special reference to the basin of the Orne river. Techniques perfected by Fontaine (1964) or by Thornthwaite (1957) can give good results, providing that Turc's formula is used for potential evapotranspiration, that winter precipitation is multiplied by 1.2, and that the total volume of water stored in the ground is accurately calculated

BIBLIOGRAPHIE

1. ARLÉRY, R., *Éléments de météorologie agricole*, Paris, Météor. nat., 1957, 158 pages.
2. ARLÉRY, R., GARNIER, G., et LANGLOIS, S., *Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la France*, dans *La Météor.*, n° spécial consacré à la météorologie agricole, Paris, 1954, p. 345-367.
3. BOUYOUCOS, G. J., *Nylon Electrical Assistance Unit for Continuous Measurement of Soil Moisture*, dans *Soil Sci.*, vol. 67, 1952, p. 319-330.
4. BRUCE, J. P., et CLARK, R. H., *Introduction to Hydrometeorology*, Pergamon Press, Oxford, Paris, etc., 1966, 319 pages.
5. FONTAINE, P., *Monogr. Météor. nat.*, n° 37, Paris, 1964, p. 1-10.
6. GRISOLLET, H., GUILMET, B., ARLÉRY, R., *Climatologie, méthodes et pratiques*, Paris, Gauthier-Villars, 1962, 401 pages.
7. HALLAIRE, M., *L'évapotranspiration réelle; mesure et interprétation dans les conditions naturelles*, dans *La Météor.*, Paris, 1954, p. 379-401.
8. HALLAIRE, M., *Irrigation et utilisation des réserves naturelles*, dans *Ann. Agron.*, Paris, 1961, p. 87-97.
9. MOUNIER, J., *Les besoins en eau d'une région, d'après Thornthwaite. Essai d'application à la Bretagne*, dans *Norois*, 1965, p. 437-448.
10. PARDÉ, M., *Fleuves et rivières*, Paris, coll. Colin, n° 155, 1933, 224 pages.
11. PENMAN, H. L., *Natural Evaporation from Open Water Bare Soil and Grass*, dans *Proc. Roy. Soc.*, London, 1948, A, 193, p. 120-145.
12. PENMAN, H. L., *A General Survey of Meteorology in Agriculture and an Account of the Physics of Irrigation Control*, dans *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, London, 1949, p. 293-302.
13. RÉMÉNIÉRAS, G., *Éléments d'hydrologie appliquée*, Paris, coll. Colin, n° 343, 1959 (208 p.).
14. THORNTWHAITE, C. W., *An Approach Toward a Rational Classification of Climate*, dans *Geogr. Rev.*, 1948, p. 55-94.
15. THORNTWHAITE, C. W., et MATTER, J. R., *Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance*, Centerton, New-Jersey, 1957, Drexel Inst. Techn. Public., dans *Climatol.*, Vol. X, n° 3, 1957, 311 pages.
16. TURC, L., *Évaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle*, dans *Ann. Agron.*, Paris, 1961, p. 13-49.

APPENDICES

APPENDICE I — TABLES POUR CALCULER « EP »

a) *Tborntbwaite*Calcul des indices mensuels : $i = \left(\frac{t}{5}\right) 1.514$

T°	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0°			0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07
1°	0.09	0.10	0.12	0.13	0.15	0.16	0.18	0.20	0.21	0.23
2°	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	0.35	0.37	0.39	0.42	0.44
3°	0.46	0.48	0.51	0.53	0.56	0.58	0.61	0.63	0.66	0.69
4°	0.71	0.74	0.77	0.80	0.82	0.85	0.88	0.91	0.94	0.97
5°	1.00	1.03	1.06	1.09	1.12	1.16	1.19	1.22	1.25	1.29
6°	1.32	1.35	1.39	1.42	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7°	1.66	1.70	1.74	1.77	1.81	1.85	1.89	1.92	1.96	2.00
8°	2.04	2.08	2.12	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9°	2.44	2.48	2.52	2.56	2.60	2.64	2.69	2.73	2.77	2.81
10°	2.86	2.90	2.94	2.99	3.03	3.08	3.12	3.16	3.21	3.25
11°	3.30	3.34	3.39	3.44	3.48	3.53	3.58	3.62	3.67	3.72
12°	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4.00	4.05	4.10	4.15	4.20
13°	4.25	4.30	4.35	4.40	4.45	4.50	4.55	4.60	4.65	4.70
14°	4.75	4.81	4.86	4.91	4.96	5.01	5.07	5.12	5.17	5.22
15°	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49	5.55	5.60	5.65	5.71	5.76
16°	5.82	5.87	5.93	5.98	6.04	6.10	6.15	6.21	6.26	6.32
17°	6.38	6.44	6.49	6.55	6.61	6.66	6.72	6.78	6.84	6.90
18°	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19°	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.97	8.03	8.10
20°	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.59	8.66	8.72
21°	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.10	9.17	9.23	9.29	9.36
22°	9.42	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75	9.82	9.88	9.95	10.01
23°	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.48	10.55	10.62	10.68
24°	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.30	11.37
25°	11.44	11.50	11.57	11.64	11.71	11.78	11.85	11.92	11.99	12.06
26°	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.70	12.78
27°	12.85	12.92	12.99	13.07	13.14	13.21	13.28	13.36	13.43	13.50
28°	13.58	13.65	13.72	13.80	13.87	13.94	14.02	14.09	14.17	14.24
29°	14.32	14.39	14.47	14.54	14.62	14.69	14.77	14.84	14.92	14.99
30°	15.07	15.15	15.22	15.30	15.38	15.45	15.53	15.61	15.68	15.76
31°	15.84	15.92	15.99	16.07	16.15	16.23	16.30	16.38	16.46	16.54
32°	16.62	16.70	16.78	16.85	16.93	17.01	17.09	17.17	17.25	17.33
33°	17.41	17.49	17.57	17.65	17.73	17.81	17.89	17.97	18.05	18.13
34°	18.22	18.30	18.38	18.46	18.54	18.62	18.70	18.79	18.87	18.95
35°	19.03	19.11	19.20	19.28	19.36	19.45	19.53	19.61	19.69	19.78
	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9

Facteur de corrections par lequel il convient de multiplier, selon le mois et la latitude, les valeurs de l'E. P. non corrigées pour obtenir l'évapotranspiration potentielle

Latitude nord	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
20°	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
25°	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
26°	0.92	0.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
27°	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	0.99	0.90	0.90
28°	0.91	0.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	0.98	0.90	0.90
29°	0.91	0.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	0.98	0.90	0.89
30°	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
31°	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
32°	0.89	0.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	0.98	0.88	0.87
33°	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	0.97	0.88	0.86
34°	0.88	0.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	0.97	0.87	0.86
35°	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
36°	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84
37°	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83
38°	0.85	0.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83
39°	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82
40°	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
41°	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
42°	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43°	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77
44°	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	0.95	0.80	0.76
45°	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
46°	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	0.94	0.79	0.74
47°	0.77	0.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73
48°	0.76	0.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72
49°	0.75	0.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	0.93	0.76	0.71
50°	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70

Remarque : Les coefficients à utiliser pour les latitudes de l'hémisphère sud diffèrent de ceux qui sont contenus dans le tableau ci-dessus. Le lecteur qui en aurait besoin pourra les relever dans l'étude de J. J. BURGOS et A. L. VIDA L., « Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite » (*Meteoros.*, Buenos Aires, Año n° 1, Enero, 1951). Ces coefficients représentent la durée moyenne possible d'insolation exprimée en unités correspondant à un mois de 30 jours de 12 heures chacun.

b) Turc et Penman

Valeurs mensuelles de la radiation globale en calories/cm² et par jour, en supposant qu'il n'y a pas d'absorption (absence d'atmosphère).

Brut nomme cette valeur *R_a*.

Turc la nomme *I_{G_A}*.

Pour les latitudes intermédiaires, on interpole.

Latitude nord	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
Janvier	858	759	642	508	364	222	87.5	5	0
Février	888	821	732	624	495	360	215	82	2.9
Mars	890	873	834	764	673	562	432	289	146
Avril	862	894	902	880	833	764	676	577	508
Mai	816	885	930	950	944	920	880	860	889
Juin	790	873	934	972	985	983	970	992	1 042
Juillet	804	879	930	955	958	938	908	905	945
Août	833	880	902	891	858	800	728	651	610
Septembre	875	872	843	788	710	607	487	341	213
Octobre	880	830	755	658	536	404	262	119	17.5
Novembre	860	767	656	528	390	246	111	17	0
Décembre	842	735	610	469	323	180	55.5	0	0

<i>Latitude sud</i>	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
Janvier	858	893	986	1.009	1.010	990	961
Février	888	888	937	923	887	820	738
Mars	890	872	845	783	697	590	466
Avril	862	820	726	629	507	376	235
Mai	816	754	616	495	364	226	96
Juin	790	724	571	439	303	167	49.5
Juillet	804	748	597	473	338	205	98.5
Août	833	804	691	586	960	330	189
Septembre	875	871	808	734	639	527	397
Octobre	880	896	904	880	836	753	657
Novembre	860	900	970	987	977	949	905
Décembre	842	891	992	1.031	1.045	1.040	1.025

Durée astronomique du jour
Valeurs mensuelles moyennes en heures par jour

<i>Latitude nord</i>	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
Janv. (31)	12.10	11.62	11.09	10.45	9.71	8.58	6.78
Février (28 $\frac{1}{4}$)	12.10	11.80	11.49	11.09	10.64	10.07	9.11
Mars (31)	12.10	12.08	12.04	12.00	11.96	11.90	11.81
Avril (30)	12.10	12.35	12.60	12.90	13.26	13.77	14.61
Mai (31)	12.10	12.59	13.11	13.71	14.39	15.46	17.18
Juin (30)	12.10	12.70	13.33	14.07	14.96	16.33	18.73
Juillet (31)	12.10	12.64	13.24	13.85	14.68	15.86	17.97
Août (31)	12.10	12.44	12.80	13.21	13.72	14.49	15.58
Septembre (30)	12.10	12.18	12.26	12.36	12.46	12.63	12.89
Octobre (31)	12.10	11.90	11.70	11.45	11.15	10.77	10.14
Novembre (30)	12.10	11.69	11.19	10.67	10.00	9.08	7.58
Décembre (31)	12.10	11.51	10.91	10.23	9.39	8.15	6.30

<i>Latitude sud</i>	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
Janvier (31)	12.10	12.64	13.24	13.84	14.64	15.82	17.87
Février (28 $\frac{1}{4}$)	12.10	12.39	12.73	13.13	13.62	14.31	15.38
Mars (31)	12.10	12.16	12.22	12.26	12.34	12.46	12.64
Avril (30)	12.10	11.90	11.63	11.33	11.03	10.62	9.91
Mai (31)	12.10	11.68	11.18	10.62	9.95	9.00	7.44
Juin (30)	12.10	11.51	10.91	10.25	9.38	8.15	6.01
Juillet (31)	12.10	11.60	11.06	10.40	9.64	8.50	6.63
Août (31)	12.10	11.80	11.47	11.07	10.56	9.92	8.88
Septembre (30)	12.10	12.06	11.09	11.91	11.83	11.74	11.55
Octobre (31)	12.10	12.30	12.53	12.83	13.14	13.57	14.33
Novembre (30)	12.10	12.57	13.07	13.64	14.32	15.34	17.01
Décembre (31)	12.10	12.70	13.80	14.06	14.94	16.28	18.70

Brunt appelle cette valeur N. Turc l'appelle H.

Pour les latitudes intermédiaires, on interpole.

Valeurs de σT^4 en calories/cm²/jour (pour $\sigma = 8.22$ et $0^\circ K = -273^\circ C.$)

$^\circ C$	<i>cal/cm²/jour</i>	$^\circ C.$	<i>cal/cm²/jour</i>
-10	566	16	826
-5	611	17	837
0	658	18	849
1	667	19	861
2	677	20	872
3	687	21	884
4	697	22	896
5	707	23	909
6	717	24	921
7	728	25	934
8	738	26	946
9	749	27	959
10	759	28	972
11	770	29	985
12	781	30	998
13	792	35	1,065
14	803		
15	814	40	1,136

Tensions maxima de vapeur d'eau et valeurs de Δ (variation par $^\circ C.$) en mm de mercure.

t°	<i>tension</i>	Δ	t°	<i>tension</i>	Δ	t°	<i>tension</i>	Δ
0	4.6	0.4						
1	5	0.3	11	9.8	0.7	21	18.7	1.1
2	5.3	0.4	12	10.5	0.8	22	19.8	1.3
3	5.7	0.4	13	11.3	0.7	23	21.1	1.3
4	6.1	0.4	14	12	0.8	24	22.4	1.4
5	6.5	0.5	15	12.8	0.9	25	23.8	1.4
6	7	0.5	16	13.7	0.9	26	25.2	1.5
7	7.5	0.5	17	14.6	0.9	27	26.7	1.7
8	8	0.6	18	15.5	1	28	28.4	1.7
9	8.6	0.6	19	16.5	1.1	29	30.1	1.7
10	9.2	0.6	20	17.6	1.1	30	31.8	1.9

Racines des 30 premiers nombres (arrondies au 1/10).

1	1	11	3.3	21	4.6
2	1.4	12	3.5	22	4.7
2	1.7	13	3.6	23	4.8
4	2	14	3.7	24	4.9
5	2.2	15	3.9	25	5
6	2.4	16	4	26	5.1
7	2.6	17	4.1	27	5.2
8	2.8	18	4.2	28	5.3
9	3	19	4.4	29	5.4
10	3.2	20	4.5	30	5.5

APPENDICE II — FORMULES NÉCESSAIRES AU CALCUL DE L'EP PENMAN

$$E = \frac{H \Delta + E_a \gamma}{\Delta + \gamma} \quad \left\{ \begin{array}{l} \Delta = \frac{d(e_a)}{d(t_a)} \\ \gamma = 0.48 \end{array} \right.$$

$$H = \frac{Q_n}{60}$$

$$Q_n = I_{ga} (0.18 + 0.55 \frac{n}{N}) (1 - a) - \sigma T^4 (0.56 - 0.09 \sqrt{e_d}) (0.1 + 0.9 \frac{n}{N})$$

$$E_a \text{ mm/jour} = 0.35 (1 + 0.01 u) (e_a - e_d)$$

n et N en heures, Q_n en cal/cm², H et E en mm

e_a et e_d en mm de mercure — a = albedo

u en milles/jour, à 2 m du sol.

Lorsqu'on donne l'humidité relative au lieu de t_d , utiliser l'égramme.

APPENDICE III — CALCUL DE EP PENMAN À PARIS

1. *Données* — mois de juillet — albedo = 0.3

latitude $\simeq 49^\circ N$

$$t_a = 20^\circ C.$$

$$t_d = 14^\circ C.$$

$$U_{2m} = 5 \text{ m/sec.}$$

$$n = 10 \text{ h.}$$

2. *Élaboration des valeurs qui figurent dans les formules, à l'aide des tables.*

$$e_a = 17.6 \text{ mm}$$

$$u = 5 \times 86400 = 432\,000 \text{ m/jour}$$

$$e_d = 12 \text{ mm}$$

$$= 432 \text{ km/h} = \frac{432}{1.6} = 270 \text{ miles/j}$$

$$\begin{array}{ll} \overline{ed} = 3.5 & R_a = I_{g_a} = 940 \text{ (par interpolation)} \\ e_a - e_d = 5.6 & N = H = 15.7 \\ \Delta = 1.1 & n/N = 10/15.7 = 0.6 \\ \gamma = 0.48 & \sigma T^4 \text{ jour} = 872 \\ \Delta + \gamma = 1.58 & \end{array}$$

3. Calcul de H en mm/mois

$$Q_n/\text{jour} = 940 (0.18 + 0.55 \times 0.6) - 872 (0.56 - 0.09 \times 3.5) (0.1 + 0.9 \times 0.6) \\ = 196 \text{ cal/cm}^2$$

$$H/\text{jour} = \frac{196}{60} = 3.27 \text{ mm}$$

$$H/\text{mois} = 3.27 \times 31 = \boxed{101 \text{ mm}}$$

4. Calcul de E_a

$$E_a \text{ mm/jour} = 5.6 \times 3.7 \times 0.35 = 7.25$$

$$E_a \text{ mm/mois} = 7.25 \times 31 = \boxed{225 \text{ mm}}$$

5. Calcul définitif

$$\frac{H\Delta + E_a \gamma}{\Delta + \gamma} = \frac{101 \times 1.1 + 225 \times 0.48}{1.58} = \boxed{139 \text{ mm}}$$

N.B. La plupart des auteurs admettent que EP est identique, à peu de chose près, sur une étendue d'eau et sur un sol couvert de végétation.

APPENDICE IV — CALCUL DE EP TURC À PARIS

Les données sont les mêmes que précédemment (juillet, 49° N, $t_a = 20^\circ\text{C.}$, $h = 10$ heures)

$$I_g = I_{g_A} (0.18 + 0.62) \frac{h}{H} = 940 \times 0.55 = 517 \text{ cal/cm}^2/\text{jour}$$

$$I_g + 50 = 567$$

$$EP \text{ mm/mois} = 0,4 \frac{20}{20 + 15} 567 = \boxed{130 \text{ mm}}$$

N.B. Turc et Penman obtiennent ici deux valeurs pratiquement semblables, parce que la vitesse du vent est modérée (5 m/sec. soit 18 km/h). Mais avec 10 m/sec., on a:

$$EP \text{ Turc} = 130 \text{ mm}$$

$$EP \text{ Penman} = 151 \text{ mm}$$

