

LA DYNAMIQUE DE L'EAU

Les précipitations météoriques, concentrées sur trois mois de saison humide, constituent :

- par la partie ruisselée, la force motrice des mécanismes de la géodynamique actuelle ;
- par la partie infiltrée, la matière première de la production végétale à travers le cycle de l'eau dans le sol.

Les mesures sur parcelles et bassins versants ont permis de quantifier ces deux termes principaux de bilan hydrique, qui peuvent s'interpréter de façon très fine par la dynamique des états de surface.

VARIABILITÉ DU RUISSÈLEMENT

On observe en moyenne de quinze à vingt crues par année sur chacun des sept bassins versants étudiés de la mare d'Oursi (CHEVALLIER *et al.*, 1985). Ces crues sont provoquées par le ruissellement consécutif à une ou plusieurs averses. Il est intéressant d'étudier quels sont les facteurs de ce ruissellement et cette étude portera sur six des sept bassins, le bassin de Taïma étant trop vaste pour apporter des éléments précis.

Deux groupes de facteurs peuvent être distingués :

- ceux qui caractérisent l'événement pluviométrique (hauteur d'averse, intensité, hauteur du corps de l'averse...);
- ceux qui caractérisent l'état du milieu récepteur au moment de l'averse (état d'humectation, niveau du développement végétal). Un indice des précipitations antérieures (CHEVALLIER, 1983) sera largement employé pour synthétiser ces facteurs ; il se calcule selon l'expression :

$$API_n = (API_{n-1} + P_{n-1}) e^{-0,5 t_a}$$

où API_n , indice de la pluie n
 P_n , hauteur de la pluie n
 t_a , durée en jours entre les pluies n-1 et n.

PLUIE D'IMBIBITION

La pluie d'imbibition est la partie de l'averse qui précède l'apparition du ruissellement. Elle est fonction de la nature et du relief du sol, de la quantité d'eau préalablement stockée et de la forme de l'averse. Pour un état donné du sol, la pluie d'imbibition présente une valeur limite au-delà de laquelle le débit apparaît : c'est la *précipitation limite d'infiltration*.

Le tableau XXIV donne cette précipitation limite d'infiltration établie sur chacun des bassins pour diverses valeurs de l'indice des précipitations antérieures.

TABLEAU XXIV
Précipitation limite d'infiltration (en mm)

API	0	5	10	20	30
Outardes	9,5	6,5	4,8	3,4	2,7
Polaka	8,1	6,3	5,1	4,2	3,8
Tchalol	9,8	5,3	4,7	4,0	3,3
Jalafanka	8,5	5,2	4,5	3,9	3,2
Kolel	17,3	8,7	7,7	6,0	5,5

Ce tableau appelle deux remarques :

- On obtient sur les bassins d'Outardes, Polaka, Tchalol, Jalafanka et Gountouré des précipitations limites très comparables pour tous les degrés d'humectation et ceci indépendamment de la superficie respective des bassins. En effet, d'une part, la structure des averses ne varie guère régionalement et, d'autre part, la précipitation limite de ruissellement est régie essentiellement par les zones les moins perméables. Or, sur ces cinq bassins on retrouve des zones de glacis couvertes d'une pellicule indurée peu perméable. Ces zones sont les premières à ruisseler et le transfert à l'exutoire diffère peu d'un bassin à l'autre, l'organisation du drainage restant tout à fait comparable. Il est possible d'admettre ces valeurs comme représentatives d'une grande partie des paysages de glacis qui couvrent une part importante de la zone sahélienne.
- Le bassin de Kodel a un comportement différent dû à sa morphologie. Entièrement situé dans un massif de gabbros très altérés, à forte pente avec de multiples fissures qui permettent à l'eau de s'infiltrer, il se présente comme une succession de petites cuvettes qui se déversent les unes dans les autres. Une hauteur de précipitation plus élevée est donc nécessaire pour remplir et faire déborder ces cuvettes et déclencher un écoulement à l'exutoire. La décroissance de cette précipitation limite est rapide avec l'accroissement de l'indice d'humectation.

ANALYSE DES FACTEURS DU RUISSÈLEMENT

Cette analyse a été réalisée à l'aide des techniques de l'analyse statistique multivariée en prenant en compte toutes les crues observées décrites par toutes les variables disponibles (pluie moyenne, lame ruisselée, hauteur de précipitation tombée avec une intensité supérieure à 20 mm.h⁻¹, intensité maximale de l'averse en 5 minutes, indice de précipitations antérieures). Elle a permis de dresser un bilan des facteurs conditionnels prédominants sur chacun des bassins versants.

OUTARDES

Le ruissellement est presque exclusivement fonction de la hauteur de pluie tombée avec une intensité supérieure à 20 mm.h⁻¹ et de l'état d'humectation du sol. Le bassin est, en effet, formé d'un glacis adossé à un piémont sableux et à un massif de gabbros. Il est, pour une part non négligeable, cultivé pendant la saison des pluies. Enfin, de nombreuses dépressions (y compris dans le lit même du cours d'eau) peuvent retenir l'eau de ruissellement. Il est donc nécessaire que la pluie tombe avec une intensité suffisante pour d'abord compenser l'infiltration abondante dans les zones sableuses et cultivées, puis faire déborder les flaques.

POLAKA

Le ruissellement est surtout conditionné par la pluie moyenne, accessoirement par son intensité. La partie amont sableuse, dont une très grande surface est cultivée, est particulièrement perméable. La partie aval est constituée par un glacis couvert d'une pellicule d'induration et parsemée de bourrelets sableux fixés par la végétation. Tout se passe comme si seule la partie aval réagissait à l'averse. L'humectation préalable n'a que peu d'effet sur le sol déjà peu perméable lorsqu'il est sec et la quasi-totalité de la pluie est susceptible de ruisseler ; une forte intensité accentue l'effet des bourrelets qui freinent l'écoulement en nappe.

TCHALOL

Ce bassin peu perméable (cuirasse et pellicule indurée, quelques zones sableuses) est surtout sensible à la hauteur totale de la précipitation, les autres variables intervenant secondairement.

JALAFANKA

Le ruissellement sur ce petit bassin de glacis se produit presque totalement en nappe. Cela explique la forte influence de la hauteur de pluie et particulièrement du corps de l'averse (intensité supérieure à 20 mm.h⁻¹). L'intensité maximale de la pluie n'a, en revanche, aucune influence, le ruissellement pou-

vant se produire pour de très faibles intensités. Ce comportement est sensiblement différent de celui d'un bassin de plus grande superficie et géomorphologiquement comparable (Outardes, aval de Polaka) où l'écoulement en nappe est perturbé par des obstacles (végétation, dépressions, bourrelets sableux).

Kolel

La mise en œuvre très particulière du ruissellement sur ce bassin a été décrite à la fin du paragraphe précédent. Elle explique que l'indice d'humectation n'intervienne pas directement dans l'expression du ruissellement (alors qu'il est essentiel pour la précipitation limite de ruissellement) qui est, en effet, surtout conditionnée par le corps de l'averse qui doit tomber avec une intensité suffisante pour compenser l'infiltration dans les cuvettes. La valeur réelle de l'intensité n'a pratiquement aucune influence, du moment qu'elle est supérieure au seuil nécessaire.

GOUNTOURÉ

Ce bassin peu perméable de glacis avec une surface gravillonnaire souvent indurée est (comme Tchalol) surtout sensible à la pluie moyenne, accessoirement à l'indice d'humectation et à l'intensité maximale de précipitation.

CRUES DE PROJET

L'étude des crues observées a conduit à la construction pour chacun des bassins versants d'une crue de projet, destinée à être une référence de travail pour les aménagistes. Cette crue de projet est une crue provoquée par une averse de période de retour décennale tombant sur le bassin, toutes les autres conditions étant considérées comme moyennes. Les caractéristiques de cette crue de projet calculée sur les sept bassins versants observés sont données dans le tableau XXV.

TABLEAU XXV
Crue de projet (précipitation décennale)

Bassins	lame ruisselée (mm)	coefficient de ruissellement (%)	débit maximal spécifique (m ³ .s ⁻¹ .km ⁻¹)	temps de montée (h, min)	temps de base (h, min)
Outardes	35,0	57,5	2,42	2, 30	> 11, 00
Polaka	22,2	35,3	5,03	1, 10	> 6, 00
Tchalol	41,7	66,2	4,74	1, 30	> 6, 00
Jalafanka	42,1	57,5	8,28	1, 10	6, 00
Kolel	19,3	26,2	18,1	0, 20	< 3, 00
Gountouré	40,1	68,4	3,74	3, 00	> 12, 00
Taima	18,5	36,0	0,648	10, 00	> 45, 00

DYNAMIQUE DE L'EAU DANS LES SOLS

Les lois physiques régissant les infiltrations, stockages et redistributions de l'eau dans le sol sont d'abord démontrées dans des milieux poreux, homogènes verticalement. Or, les sols sont rarement homogènes, aussi y constate-t-on de sensibles différences de comportement par rapport à ce que laisserait prévoir le fonctionnement des modèles théoriques.

Les comportements hydrodynamiques des sols sont essentiellement sous la dépendance de deux causes d'hétérogénéité qui sont :

— celles liées à la différenciation en couches, (horizons des pédologues), dont les caractéristiques

physiques, chimiques, parfois minéralogiques, varient verticalement et aussi latéralement le long des versants ;

- celles qui sont dues à des modifications d'organisations structurales, et à des changements de compositions de l'extrême surface du sol, qu'il s'agisse d'apports éoliens, colluviaux, d'ablations liées au ruissellement, de l'action de la faune, de celle de l'énergie des pluies, des concentrations de sels, etc.

Il convient donc de prendre en compte cette nature hétérogène et stratifiée des sols, caractère particulièrement important pour comprendre :

- la modification des capacités des différents " réservoirs " du sol contenant des eaux plus ou moins mobiles et plus ou moins disponibles pour les plantes ;
- les modifications de la conductivité au niveau des " barrières hydrauliques " que sont les limites d'horizons *dans les sols*, mais aussi les organisations structurales *sur la surface des sols*.

On développera d'abord les caractéristiques de stockage et de redistribution des eaux infiltrées dans les principaux types de sol du bassin de la mare. On abordera ensuite le problème du contrôle des conductivités hydrauliques par différents états de la surface du sol ainsi que les potentialités et contraintes en résultant sur le plan de l'économie de l'eau.

On entend par dynamique de l'eau dans le sol, l'étude de la part du bilan hydrique qui s'y est infiltrée au moment des précipitations. Ce volume d'eau est retenu dans la porosité de la matrice pédologique ; il est susceptible d'une reprise par évapotranspiration, d'un stockage dans la zone non saturée du sol, ou d'un drainage profond, éventuellement vers une zone saturée (nappe).

Les observations réalisées sur l'ensemble de la région de la mare d'Oursi permettent de distinguer quatre types de comportements hydrodynamiques des sols, reliés à trois des quatre grands types de paysages déjà proposés (les talwegs et la cuvette de la mare constituant un milieu de stockage et de transfert superficiel des eaux de ruissellement) :

- le milieu dunaire et les placages sableux de piémont ;
- les glacis sur roches basiques (type Jalafanka) ;
- les glacis sur roches cristallines acides (type Gountouré) ;
- les buttes et les collines rocheuses ou cuirassées (Kolel, Polaka).

Pour les trois premiers types de paysage, COLLINET (1988) a établi la composition de la matrice du sol selon un profil vertical effectué à l'occasion d'une campagne de simulation de pluie sur des sites représentatifs. Ces résultats peuvent être rapprochés des mesures de profils hydriques réalisées à l'aide d'un humidimètre neutronique (SICOT, 1982). On a schématisé ces résultats sur la figure 12 ; pour simplifier, seuls les profils-enveloppes secs et humides sont représentés. On notera des différences entre les graphiques proposés par Collinet et Sicot (profils secs en particulier) ; elles sont essentiellement dues au fait que les mesures n'ont pas été réalisées sur les mêmes sites, mais elles possèdent globalement les mêmes caractéristiques.

Milieu dunaire et placages sableux

Les réserves sont étroites le long du profil et correspondent à des humidités volumiques faibles, à la fois au point de flétrissement (pF 4,2) et à la capacité au champ. Cependant les capacités de drainage sont bonnes (abstraction faite de l'influence éventuelle de micro-organisations pelliculaires de surface). Cela signifie que les pluies s'infiltrent facilement, mais aussi que les remontées capillaires ne sont pas limitées et la reprise par évapotranspiration des faibles réserves est rapide. La forme verticale des profils d'humidité pratiquement sans niveau de blocage du front d'humectation le montre bien. La part de la pluie susceptible de s'infiltrer profondément est estimée à environ 25 mm pour une précipitation annuelle de 400 mm.

Glacis sur roches basiques

La composition de la matrice montre une microporosité très importante qui décroît peu en profondeur. Les réserves utiles sont correctes. Mais environ 85 % de cette porosité est liée à cette microporosité et cela implique de très faibles possibilités de drainage. La constitution des réserves utiles sera longue par limitation du drainage qui n'entraîne qu'une redistribution partielle des eaux infiltrées. Les enveloppes des profils hydriques montrent un fonctionnement quasiment bloqué à faible profondeur (75 cm) qui correspond à un niveau d'induration important (augmentation du taux d'éléments grossiers). Les stockages actifs sont limités aux horizons proches de la surface et soumis intensivement aux effets évapotranspiratoires. Le drainage profond pour une pluviométrie annuelle de 400 mm est estimé inférieur à 10 mm.

Glacis sur roches cristallines acides

Les profils pédologiques présentent une texture très hétérogène qui se répercute sur le fonctionnement hydrodynamique. L'aptitude à l'infiltration est médiocre. Les réserves utiles sont cependant correctes et l'infiltration à travers une matrice grossière alimente des nappes perchées dans les dépressions de la surface de la roche mère. On observe parfois des colmatages plasmiques à faible profondeur qui limitent les remontées capillaires et donc l'aptitude à l'évapotranspiration et au développement végétal. Ces indications sont confirmées par des profils hydriques se développant verticalement : l'humidité volumique croît régulièrement avec la profondeur, atteignant assez rapidement la saturation (nappes perchées). La roche mère faiblement fracturée et peu profonde empêche pratiquement tout drainage profond.

Les buttes et les collines rocheuses ou cuirassées

On ne peut plus parler ici de sol puisqu'on ne trouve pas de véritable matrice plasmique. Ces massifs correspondent à des ensembles géologiques très altérés où les possibilités d'infiltration dans les fissures sont importantes d'autant plus que les altérites sont très profondes (PION, 1979). Le refus à l'infiltration (et donc le ruissellement) se fait par engorgement des drains. Les réserves utiles sont pour les mêmes raisons extrêmement limitées. Ces buttes et collines ont souvent pour piémont des ensembles soit du type sableux, soit du type glacis sur roches basiques, et il est probable qu'une part importante de l'infiltration est restituée latéralement dans ces ensembles adjacents (COLLINET, 1988).

Dans tous ces milieux il faut bien garder à l'esprit que l'influence évapotranspiratoire est prépondérante, atteignant 7 à 8 mm.j⁻¹ en saison pluvieuse. C'est donc la nature des horizons superficiels (50 premiers centimètres, pour donner un ordre de grandeur) qui va définir prioritairement les capacités de stockage. Cette caractéristique est à relier avec l'importance primordiale, voire exclusive, de l'état de surface du sol (organisations pelliculaires superficielles) pour son aptitude au ruissellement.

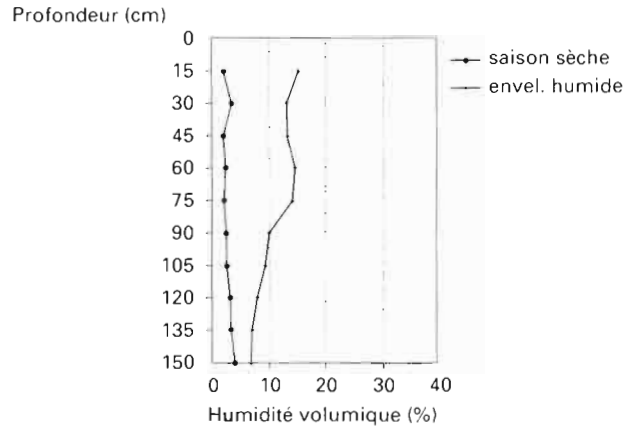
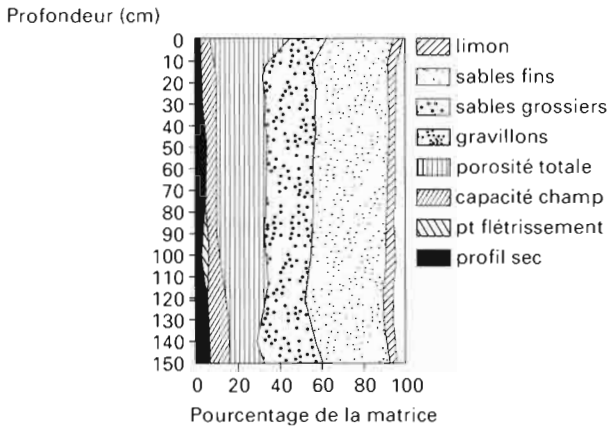
BILANS HYDRIQUES ANNUELS DE DIFFÉRENTS TYPES DE SOLS ⁽¹⁾

Les mesures de variations des profils hydriques effectués à la soude à neutrons sur 30 à 40 sites échantillonnant les divers types de sols et unités de paysage, permettent de quantifier les comportements hydrodynamiques des sols. De fait, les mesures d'humidité neutroniques ne permettant que de mesurer les variations du stock hydrique, le long d'un profil entre deux dates de mesures. Complétées par les caractéristiques hydrophysiques des sols (granulométrie, porosité, capacité de rétention...) ces variations de stock d'eau servent à évaluer les réserves hydriques utilisables par les plantes et peuvent être exploitées à différentes échelles de temps :

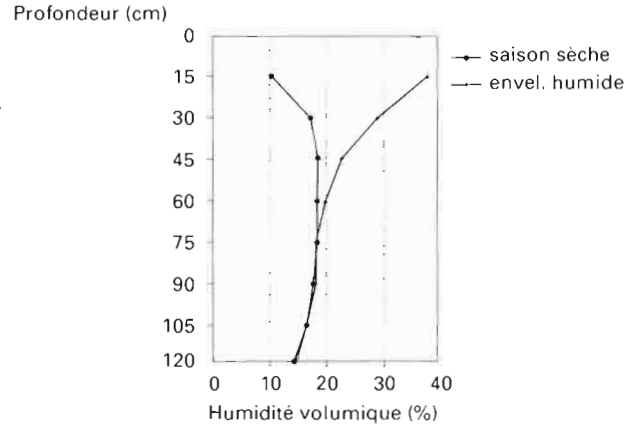
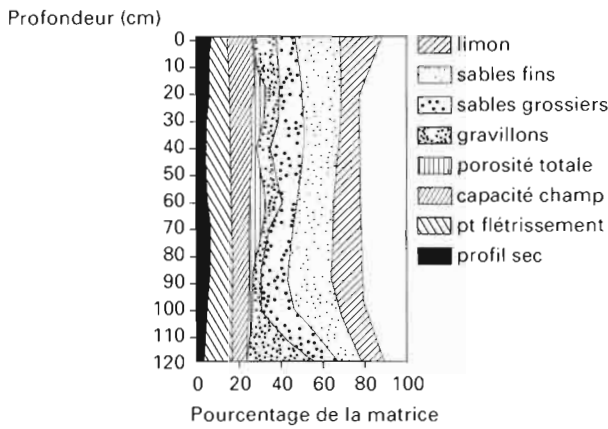
- à l'échelle décadaire (parfois pentadaire), elles servent à établir des relations entre réserves hydriques et évolution de la biomasse et à identifier les périodes cruciales de stress hydrique des plantes à différents stades phénologiques ;

⁽¹⁾ D'après SICOT, 1982.

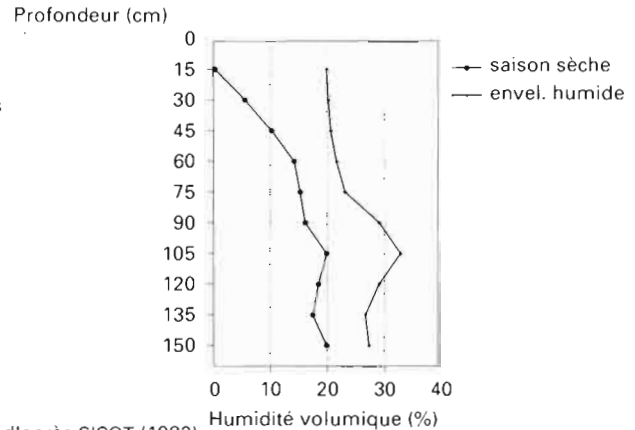
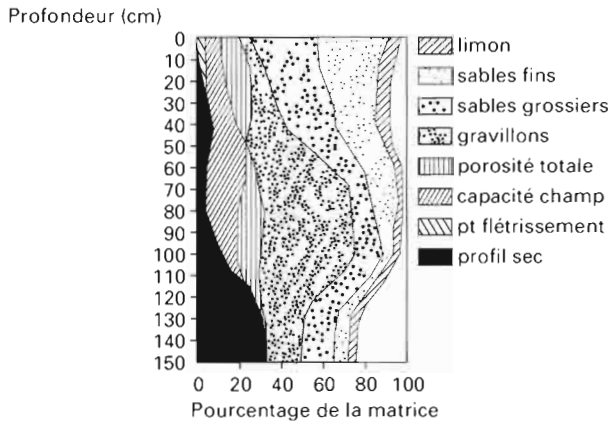
Milieu dunaire et placages sableux



Glacis sur roches basiques



Glacis sur roches cristallines acides



d'après COLLINET (1988)

d'après SICOT (1982)

Figure 12 - La dynamique de l'eau dans les sols.

— à l'échelle annuelle, elles ont permis d'établir des relations entre la production globale de biomasse et la pluviométrie sur le bassin versant ; cet aspect sera développé au chapitre suivant.

Les bilans hydriques annuels permettent également une schématisation synthétique des comportements hydrodynamiques des différents types de sols.

Pour l'estimation de ces bilans, il est nécessaire de faire des hypothèses sur les termes de l'équation classique du bilan :

$$P - R = I = ETR + D$$

où P = pluviométrie annuelle
R = ruissellement de surface
I = infiltration dans le sol
ETR = évapotranspiration réelle
D = drainage profond ou latéral hors du profil mesuré.

Cette équation simplifiée suppose que :

1. Au cours d'un cycle annuel, le sol évolue d'un état initial sec au même état sec en fin de saison sèche, en passant par des états d'humectation pouvant aller jusqu'à la saturation. Autrement dit, la variation de stock hydrique est nulle sur l'année et toute l'eau infiltrée dans le profil est reprise soit par évapotranspiration, soit par drainage. En milieu sahélien, avec une saison sèche de neuf mois, cette hypothèse est généralement vérifiée, à condition que les mesures d'humidité descendent jusqu'à la profondeur où les teneurs en eau ne varient pas.

2. La hauteur des précipitations à prendre en compte est celle de la pluviométrie P_s arrivant au sol. Nous avons vu qu'elle pouvait se déduire des mesures de pluie dans les pluviomètres à 1 m du sol par les corrélations établies avec les pluviomètres au sol (voir p. 31).

3. La hauteur d'eau ruisselée à la surface du sol est la somme des lames ruisselées pour chaque averse ayant dépassé l'intensité limite de ruissellement. Elle peut s'obtenir par les relations $L_r(P, i_k, I)$ établies par les tests au simulateur de pluies ou, à défaut, par comparaison avec les valeurs des coefficients de ruissellement mesurées sur les bassins versants englobant les sites de mesures. On suppose que toute l'eau ruisselée est exportée hors du site de mesures et qu'il ne reçoit pas par ailleurs d'apports d'eau par ruissellement de l'amont.

4. La lame d'eau infiltrée est, de la même façon, la somme des lames d'eau infiltrées à l'occasion de chaque averse. Elles représentent les variations de stock d'eau dans le sol sur la tranche contrôlée par l'humidimètre à neutrons. Elles ne peuvent être mesurées avec précision qu'en effectuant des mesures juste après l'averse ou du moins dans un délai où les phénomènes d'évaporation et de drainage sont négligeables devant la lame d'eau infiltrée. Ce n'est pas toujours le cas et il faut alors vérifier l'estimation de la lame d'eau infiltrée en la comparant aux variations de stock hydrique par tranches de sol.

5. L'évapotranspiration réelle est le paramètre le plus délicat à mesurer. En l'absence d'un dispositif de mesures adéquat, il est ici déduit de l'équation du bilan hydrique, ce qui est acceptable à l'échelle annuelle dans les situations où le drainage reste faible.

6. Le drainage profond ou latéral est également très difficile à mesurer directement, surtout en milieu sahélien où les gammes de mesures des tensiomètres et psychromètres et les difficultés de mise en place et de maintenance des appareils ne permettent pas d'appréhender avec précision des phénomènes fugaces. C'est pourquoi ce terme est souvent négligé dans l'établissement des bilans hydriques ; on a cependant estimé le drainage profond par les équations de Hénin qui proposent un calcul à partir des caractéristiques physiques et structurales des horizons de profondeur. On a ainsi vérifié la faiblesse du drainage profond, sauf en milieu sableux.

À partir de ces hypothèses, nous proposons une estimation du bilan hydrique annuel pour quatre types de sols et pour une année de référence moyenne où la pluviométrie mesurée à 1 m du sol est de 380 mm. Ces estimations ne doivent pas être considérées comme ayant une précision meilleure que 15 à 20 %, compte tenu des erreurs systématiques qu'entraînent les hypothèses préalables.