

Méthodes utilisées pour le calcul du coefficient de ruissellement sur les bassins représentatifs et expérimentaux

Dans la plupart des méthodes utilisées pour déterminer les caractéristiques des crues à partir des averses qui leur ont donné naissance, on procède en deux étapes :

1° On détermine la forme de l'hydrogramme liée au temps de parcours de l'eau à la surface du bassin et dans le réseau hydrographique.

2° On estime le volume de ruissellement V_R délimité par cet hydrogramme ou, ce qui revient au même, la hauteur en mm de la lame d'eau ruisselée H_R (c'est de ruissellement superficiel dont il s'agit dans le cas le plus simple). C'est-à-dire que l'on détermine le « rendement » de l'averse compte tenu des caractéristiques de cette averse et du sol. Une des expressions les plus simples des relations entre hauteur de précipitation H_P et lame d'eau ruisselée H_R est le rapport :

$$\frac{H_R}{H_P} \quad \text{ou} \quad \frac{V_R}{V_P}, \text{ dit coefficient de ruissellement.}$$

Précisons que, si on raisonne en général sur le coefficient de ruissellement, dans d'assez nombreux cas on peut utiliser la même méthodologie avec le coefficient d'écoulement $\frac{V_E}{V_P}$. V_E volume d'écoulement comprenant l'écoulement dit hypodermique et parfois même une certaine partie de l'écoulement des nappes souterraines, mais une telle extension doit être faite avec discernement.

* Ingénieur en Chef à E.D.F., Président du Comité technique d'hydrologie de l'O.R.S.T.O.M.

Au lieu d'étudier le rapport $\frac{H_R}{H_P}$ on peut étudier la différence $H_P - H_R$ ou mieux, au lieu de cette différence globale, les variations de cette différence à une échelle de temps suffisamment petite :

Si $I(t)$ est l'intensité de la précipitation à l'instant t

$t_o =$ début de l'averse

$t_u =$ fin de l'averse

$$H_P = \int_{t_o}^{t_u} I(t) dt$$

En posant

$$R(t) = \frac{dH_R(t)}{dt}$$

On a de même

$$H_R = \int_{t_o}^{t_u} R(t) dt$$

On peut appeler capacité d'absorption une fonction $C(t)$ égale à chaque instant à $I(t) - R(t)$. Cette capacité d'absorption correspond à l'infiltration immédiate + la rétention à la surface du sol + l'interception par la couverture végétale. Dans certains cas, seul le premier terme intervient et on peut appeler $C(t)$ capacité d'infiltration. C'est d'ailleurs souvent le nom que l'on donne à C

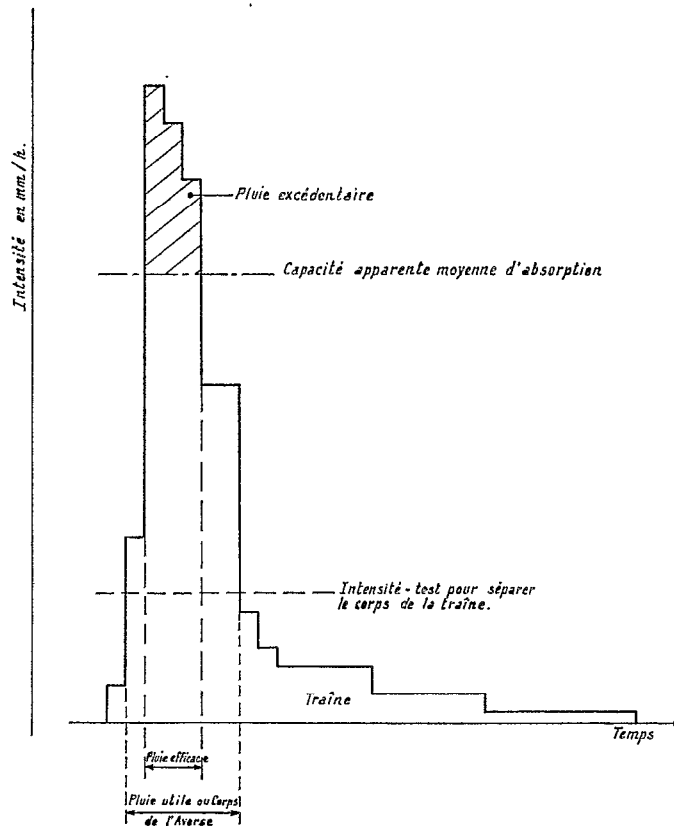


FIGURE 1.

Éléments d'une averse tropicale simple du point de vue du ruissellement.

même si cette condition n'est pas remplie. C varie en fonction de t et généralement d'un point à l'autre du bassin versant, ce qui ne simplifie rien. On conçoit que l'étude de la fonction $C(t, S)$ (1) répond aussi bien au problème de la détermination de H_R en fonction de H_P que l'étude du coefficient de ruissellement. Elle satisfait même beaucoup mieux, a priori, les esprits cartésiens car elle tend à utiliser une analyse plus fine. Malheureusement l'application de cette méthode est très souvent décevante. Il est toutefois utile d'en donner un aperçu car elle éclaire certains points de recherches concernant le coefficient de ruissellement.

MÉTHODE DE LA CAPACITÉ D'ABSORPTION

Considérons une averse de type orage tropical avec une courte pointe de très forte intensité, par exemple 5 minutes à 120 mm/h, tombant sur un bassin versant rigoureusement homogène. Une partie de l'eau précipitée ruisselle, correspondant à un volume V_R et une lame d'eau ruisselée H_R . On conçoit que cette eau ruisselle parce que la capacité d'absorption est satisfaite. En première approximation, on admet pour un temps aussi court que la capacité d'absorption est constante pendant les 5 minutes. Donc, sur le hyétogramme, supposé le même sur le bassin, on peut porter cette capacité C_a , exprimée en mm/h, en ordonnée et la surface du hyétogramme au-dessus de cette ordonnée C_a est la pluie excédentaire : c'est H_R . Inversement, si on porte sur le hyétogramme une ordonnée telle qu'elle laisse au-dessus d'elle une surface H_R déterminée en divisant

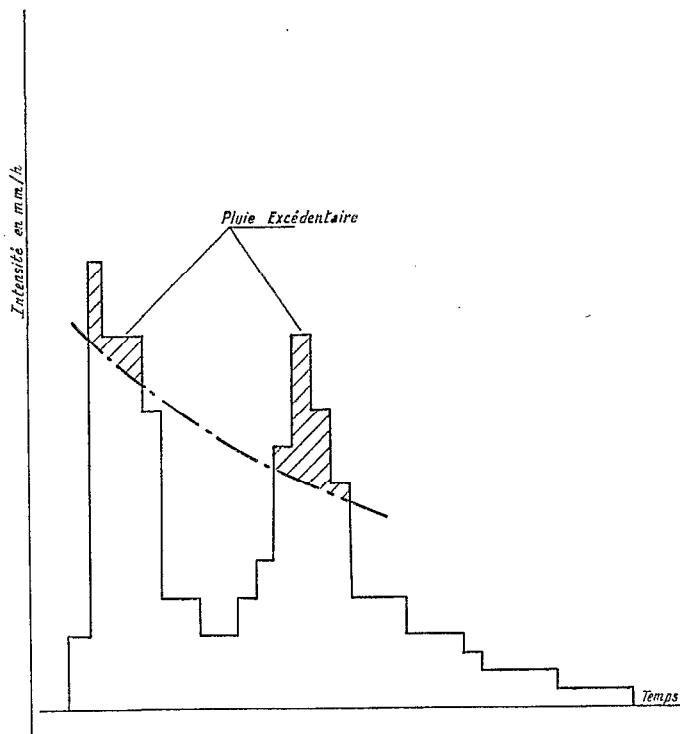


FIGURE 2.

Variation de la capacité d'absorption.
Averse à double pointe.

(1) S exprime symboliquement la position du point dans le bassin.

V_R (connu) par S , on obtient Ca . On peut donc, pour des pointes d'intensité très courtes, déterminer Ca . Cette valeur de Ca varie avec l'état d'humidité du sol défini par un indice I_H . Plus I_H sera grand, plus Ca sera faible.

Supposons que la pluie se prolonge. En général, le sol va tendre à se saturer et Ca va diminuer du début à la fin de l'averse : la valeur moyenne Cam , que l'on peut déterminer comme plus haut, sera inférieure à celle que l'on obtiendrait avec une durée d'averse très courte (à supposer qu'on parte de la même valeur de I_H au début de la pluie). On aboutit donc à une courbe $Ca(t)$ dont malheureusement on ne connaît que la moyenne. On en sait cependant un peu plus : les averses à pointes multiples donnent des moyennes successives de Ca qui, avec un certain décalage, reproduisent plus ou moins mal la courbe $Ca(t)$. Les données les plus sûres sont fournies, dans ce cas, par les dernières pointes après deux heures d'averse par exemple. On trouve généralement des valeurs comprises entre 3 et 6 mm/h sauf pour des sols très perméables.

A supposer que l'on connaisse $Ca(t)$ pour une valeur initiale de I_H donnée, il suffirait pour déterminer H_R , pour une averse supposée correspondant à une hyétogramme donné, de porter la courbe $Ca(t)$ sur le hyétogramme depuis le début de l'averse, la partie de surface comprise entre le hyétogramme et la courbe $Ca(t)$ définit H_R . Si I_H initial croît, $Ca(t)$ se déplace vers la gauche suivant des règles bien déterminées. On est d'ailleurs obligé de considérer I_H en tenant compte non seulement des averses antérieures à l'averse étudiée, mais des parties préliminaires de cette averse avant l'épisode à forte intensité.

On a donc, a priori, à déterminer $Ca(t)$ et les règles du décalage de cette courbe en fonction de I_H , ce qui n'est pas déjà si aisé.

Mais le bassin est rarement homogène. Il comprend souvent des sols de perméabilités différentes même s'il est à peu près homogène. Il comprend des petites dépressions, des pistes, des placés de village presque imperméables, de sorte qu'une averse d'intensité maximale très inférieure à la valeur de Ca (initiale) peut ruisseler. Dans ces conditions, si on considère une série d'averses de courte durée, à intensité croissante, pour une valeur initiale donnée de I_H à partir d'une intensité I_0 , il y a apparition du ruissellement. A ce moment, la capacité apparente d'absorption est égale à I_0 . Si on considère des averses avec des valeurs croissantes de l'intensité I , H_R croît, le ruissellement ne couvrant qu'une partie du bassin et la valeur de C croît enfin pour une valeur I_r de l'intensité, tout le bassin ruisselle (ce qu'un œil exercé peut vérifier sur l'hydrogramme) et la valeur de C qui correspond est la véritable capacité moyenne d'absorption sur le bassin. C'est un point de la courbe $Ca(t)$. On pourrait recommencer avec des valeurs différentes de I_H initiale et des durées différentes de la pointe à forte intensité. La courbe $Ca(t)$ apparaît donc comme une courbe limite et, pour des valeurs insuffisantes de l'intensité, les valeurs de C que l'on trouve sont tout simplement des fonctions de l'intensité I , on peut même dire que ces valeurs sont très voisines de I . Tout ceci explique bien des mécomptes.

Supposons maintenant une averse non homogène dans l'espace (pas trop hétérogène cependant), on rencontre le même genre de difficulté mais le problème est encore un peu plus compliqué.

Enfin, dans ce qui précède on a fait comme s'il y avait un seuil de capacité d'absorption limite, mais en fait c'est généralement moins simple; il y a une couverture végétale à couvrir d'eau et un sol à imbiber. Théoriquement, une certaine lame d'eau P_i doit être absorbée sans qu'il y ait ruissellement, quelle que soit l'intensité de la pluie. Sur le hyétogramme on doit éliminer une certaine surface non pas par une parallèle à l'axe des abscisses, comme on l'a fait plus haut, mais par une parallèle à l'axe des ordonnées laissant à gauche une surface P_i . Ce n'est qu'après qu'interviendrait une courbe type $Ca(t)$ qui est pratiquement $C_i(t)$. C'est la méthode exposée par A. BOUCHARDEAU avec d'ailleurs un bassin hétérogène, donc plusieurs valeurs de C . En fait, les choses ne sont pas simples et une très forte intensité donnera un léger ruissellement même dès le début de l'averse.

En conclusion, les phénomènes sont très complexes, de sorte que la méthode de la capacité d'absorption, malgré ses côtés séduisants, n'est pas actuellement utilisée de façon absolument générale mais elle peut rendre de grands services, notamment dans des terrains perméables et pas trop hétérogènes pour lesquels C peut être contrôlé par des mesures simples telles que celles utilisées par la méthode PORCHET.

FACTEURS EXERÇANT UNE INFLUENCE SENSIBLE SUR LE COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT

Devant des résultats peu encourageants, on est amené à prendre l'attitude suivante plus modeste : considérer une caractéristique *globale* : la hauteur de ruissellement H_R ou le coefficient de ruissellement K_R et, au milieu des nombreux facteurs dont elle peut dépendre, en choisir un ou deux principaux et rechercher les corrélations entre K_R et ces facteurs, les autres facteurs dits secondaires intervenant avec les erreurs d'observations et de mesures pour donner lieu à une certaine dispersion. Bien entendu, on essaiera de faire intervenir le maximum de facteurs mais on sera vite arrêté par un trop petit nombre de points expérimentaux et l'imprécision des mesures.

Observons tout d'abord que, dans bien des cas, on peut, soit considérer les variations de H_R en fonction de ses différents facteurs conditionnels, soit celles de K_R . On choisit souvent K_R pour les raisons suivantes : il est des cas où K_R varie peu avec la hauteur de précipitation H_P , ce qui facilite son étude; il est plus facile de comparer d'un bassin à l'autre des valeurs de K_R ; enfin dans la presque totalité des cas on est sûr que K_R est inférieur à 100 %, de sorte que l'on connaît une asymptote des courbes représentatives de K_R . Dans d'autres cas, le fait de considérer K_R conduit à des relations moins simples.

Quels sont les facteurs conditionnels du coefficient de ruissellement?

— La hauteur totale de l'averse est généralement le facteur principal, mais une averse est caractérisée également par sa répartition spatiale, sa répartition temporelle et les conditions d'humidité du sol au début de l'averse.

— La répartition spatiale intervient par la forme et la position du réseau d'isohyètes. Dans l'analyse des résultats de bassins représentatifs, on peut être conduit souvent à éliminer les averses trop hétérogènes, on a à distinguer les averses centrées sur l'amont, l'aval ou le centre du bassin. Notons qu'une averse de faible hauteur moyenne ruissellera d'autant plus qu'elle est plus hétérogène. Cette hétérogénéité peut être définie par un indice.

— La répartition temporelle nécessiterait à elle seule plusieurs indices. Le plus employé est la hauteur correspondant aux fortes intensités, ou pluie utile P_u , qu'on considère au lieu de la hauteur totale P . Auquel cas c'est un facteur principal tenant compte, en outre, dans une certaine mesure, d'un second facteur : la répartition temporelle. On utilise parfois la durée de ce corps, l'intensité moyenne de ce corps, l'intensité maximale. D'autres indices devraient intervenir pour les averses doubles.

— L'humidité du sol est difficile à prendre en compte : il semble qu'elle corresponde à deux caractéristiques du sol plus ou moins liées. D'abord l'état de la surface du sol correspondant aux conditions climatologiques pendant les quelques heures ou les quelques jours ayant précédé la pluie. Puis l'influence plus lointaine de l'ensemble des pluies sur une assez longue période : peut-être 15 jours, 1 mois, 2 mois, ceci correspond peut-être à l'état d'humidité du sol dans la zone d'aération, de l'état des nappes, de l'état du remplissage du réseau hydrographique. Nous reviendrons plus loin sur ce point. On doit lier à ceci, dans le cas d'argiles à fentes de retrait, le point où en est la fermeture de ces fentes.

— Enfin on doit ajouter un facteur non négligeable : l'état de la couverture végétale, parfois inexistante au début de la saison des pluies, pour être dense à la fin. Pour des climats non tropicaux, on pourrait également rattacher à ceci l'existence éventuelle de couverture neigeuse, de sol gelé ou de sol en cours de dégel.

A la lecture de ce qui précède, on comprend que si on porte sur un graphique en abscisses les valeurs de P et en ordonnées les valeurs correspondantes de H_R ou K_R pour les diverses crues observées, on obtienne quelque chose auquel on a bien du mal à donner le nom de nuage de points. Quelle que soit la méthode utilisée, il importe de découvrir les facteurs principaux du ruissellement et de les caractériser par un indice qui seul permettra une étude quantitative.

Très souvent, le facteur le plus important est la hauteur de précipitation, fort heureusement, car après l'analyse des crues observées, il faudra faire la synthèse en appliquant les régressions

trouvées à une averse hypothétique. Or, de tous les facteurs vus plus haut, c'est la hauteur de précipitation ponctuelle dont on connaît le moins mal la distribution fréquentielle. Il existe cependant des cas où le facteur le plus important est l'humidité du sol au début de l'averse ou même, peut-être, la position dans l'espace du centre de l'averse.

On a déjà entrepris une étude pour laquelle on a admis que l'humidité du sol était le facteur principal, mais ce n'est pas encore une méthode classique. Admettons le cas simple où la hauteur de précipitation est nettement la donnée qui exerce la plus forte influence et admettons que les dimensions du bassin soient telles qu'il s'agisse d'une averse de 24 heures qu'on puisse ramener à un orage isolé. Par quel indice représentera-t-on cette averse? Dans bien des cas la traîne n'a aucune influence sur le ruissellement et dans ce cas on est tenté de remplacer la hauteur de précipitation totale P par la hauteur de précipitation utile P_u , c'est-à-dire en éliminant toutes les portions de l'averse correspondant à des intensités inférieures à un seuil donné fonction de la perméabilité du sol. Il arrive qu'on améliore ainsi les corrélations successives mais on rencontre aussi des échecs. Il y a aussi un inconvénient très net : une averse de hauteur décennale est bien connue, une averse utile décennale l'est moins, il faut définir une valeur moyenne du rapport $\frac{P_u}{P}$ pour les fortes averses, ce qui apporte un élément d'imprécision (notons que $\frac{P_u}{P}$ pour les fortes averses tropicales d'Afrique occidentale est souvent compris entre 0,70 et 0,80).

En conclusion, si on veut procéder à une étude assez fine, on pourra tenter d'utiliser P_u mais il sera sage de vérifier si cette complication apporte vraiment un bénéfice à la suite ou gagne en précision sur les corrélations. Bien entendu, l'emploi du P_u est à déconseiller chaque fois qu'on connaît mal les valeurs de $\frac{P_u}{P}$ pour les averses de fréquence pour lesquelles on veut calculer les crues exceptionnelles.

Autre question : utilise-t-on H_r ou K_r ? Il semble qu'on ait intérêt à utiliser K_r pour les cas où on ne prend en considération qu'un faible nombre de facteurs ou si les valeurs de K_r sont généralement assez élevées, auxquels cas l'extrapolation de la courbe $K_r = f(P)$ est guidée un peu par l'ordonnée 100 %, c'est-à-dire les bassins assez imperméables. La forme de cette courbe correspond, vers les faibles valeurs de K_r , à une droite se transformant en courbe convexe. Si les terrains sont très perméables, on atteint à peine la partie convexe. Bien entendu, $K_r = 0$ pour une valeur de P généralement non négligeable. La courbe $H_r = f(P)$ est parfois une droite ne passant pas par l'origine. Elle rencontre l'axe des abscisses pour une valeur de P correspondant à la précipitation limite d'écoulement pour un état d'humidité du sol correspondant à la moyenne de la saison des pluies. Elle est souvent légèrement concave vers le haut, mais dans l'extrapolation il faut prendre garde de ne pas exagérer cette concavité qui conduirait à des valeurs de H_r nettement surestimées.

PRISE EN CONSIDÉRATION DES FACTEURS SECONDAIRES — MÉTHODES SOMMAIRES

La dispersion est telle qu'en général on ne peut pas se contenter du seul facteur principal énuméré plus haut.

Mais comment tenir compte de ces facteurs secondaires? Une méthode classique consiste à procéder à l'étude de corrélations multiples, comme on le verra plus loin. Mais les hydrologues de l'O. R. S. T. O. M. ont longtemps hésité à employer cette méthode. On craignait que le nombre de points expérimentaux soit insuffisant. Il est vrai que les premiers bassins représentatifs ont été généralement aménagés dans les zones sahéliennes avec seulement 3 à 5 crues notables par an et on désirait obtenir des résultats dès la fin de la seconde année. La méthode utilisée alors consistait à reporter sur un tableau comparatif les données relatives aux averses et aux crues avec tous leurs facteurs conditionnels (si possible). Sur ces tableaux, il n'était pas trop malaisé de dégager le facteur principal qui était, généralement, la hauteur de précipitation. On considérait alors les coefficients de ruissellement des averses les plus fortes et ceux des averses pour

lesquelles tel ou tel facteur secondaire présentait une valeur particulièrement élevée. On examinait alors, parmi les fortes crues sélectionnées, si elles avaient eu ou non « de la chance » en ce qui concerne les facteurs secondaires et on supputait la majoration à appliquer au coefficient de ruissellement des crues observées pour passer à une averse décennale et la majoration ou la réduction à opérer pour des valeurs des facteurs secondaires correspondant au cas le plus fréquent. En somme, c'était bien là l'esprit de la méthode des résidus, mais l'application était empreinte du plus grand empirisme. Tout allait assez bien dans deux cas :

1^o Lorsque les coefficients de ruissellement étaient très élevés.

2^o Lorsqu'ils étaient faibles et variaient peu avec la hauteur de précipitation et les facteurs secondaires.

Dans les deux cas on ne risquait pas une très forte erreur.

Actuellement, on doit toujours procéder à cet examen du tableau comparatif pour dégager le facteur principal et même encore, dans certains cas désespérés, on ne peut faire que cela.

La méthode des points marqués est déjà un perfectionnement : supposons toujours que la hauteur de précipitation est le facteur principal. On porte les points représentatifs sur un graphique avec K_n , par exemple, en ordonnées, P en abscisse. Mais on marque les points différemment suivant le facteur secondaire le plus important. Par exemple, s'il s'agit de l'humidité du sol : un point cerclé lorsque le sol est très humide, une croix pour un sol modérément humide, un simple point s'il est sec. Ce qui suppose qu'on a défini un indice d'humidité et partagé les crues en 3 tranches. On trace alors les courbes passant au milieu des 3 nuages de points en s'arrangeant pour qu'elles aient l'air d'une même famille et en se méfiant des points à la limite des 2 tranches d'indices d'humidités ou de ceux pour lesquels le second facteur secondaire, par exemple l'intensité des précipitations, présente une valeur extraordinaire dans un sens ou dans l'autre.

Avant de présenter les méthodes utilisées actuellement, il semble utile de donner quelques explications sur l'indice d'humidité.

INDICE D'HUMIDITÉ

L'humidité du sol intéresse divers spécialistes et en premier lieu les agronomes qui s'occupent plus particulièrement du stock d'eau disponible pour la plante. Pour l'hydrologue, et surtout pour le spécialiste en prévision des crues, ce qui est important, c'est l'humidité du sol en relation avec l'apparition et avec l'importance du ruissellement. Par exemple, un sol humide en surface et peu en profondeur peut conduire à un fort ruissellement (1) alors qu'il est d'un intérêt médiocre pour l'agronome. L'indice sera donc à définir en fonction du ruissellement, et il est peu vraisemblable qu'un même type d'indice donne satisfaction pour tous les sols et tous les climats. Par ailleurs, il peut varier aussi avec la qualité des données dont on dispose et le temps ou les crédits disponibles pour l'étude. Enfin, il ne faut pas oublier que cet indice devra être repris pour la synthèse dans l'estimation des débits de crues alors qu'on ne disposera que des données des pluviomètres.

L'indice le plus classique est l'indice de KOHLER :

$$I_h = \sum P_i k^t$$

P_i en mm, t en jours comptés avant l'averse étudiée, $t = 1$ pour le 1^{er} jour, 2 pour le second, etc.

k varie d'un bassin à l'autre : on trouve k^t dans les tables. Malgré la possibilité du choix de t , il ne donne pas toujours satisfaction.

(1) A noter que pour certains sols plus ou moins pulvérulents, l'infiltration est beaucoup moins forte lorsqu'ils sont parfaitement secs que lorsqu'ils sont humides.

On a employé avec succès :

$$I_h = \Sigma \frac{P_i}{(t_i)^n} \quad n \text{ est compris entre } 0,5 \text{ et } 1.$$

I_h n'est pas convergent mais en pratique on s'arrête dans le décompte de $\frac{P_i}{(t_i)^n}$ au début de la saison des pluies.

Mais souvent aucun de ces deux indices ne donne satisfaction. Il semble que pour les quelques jours qui précèdent l'averse, on doit prendre, par exemple, une valeur n_1 de n et une autre n_2 pour les jours précédents. Inutile de dire que, dans ces conditions, la détermination de n_1 et n_2 est inextricable.

Le calcul des deux indices étant assez laborieux, on peut dans certains cas prendre des valeurs simplifiées. Les deux plus simples sont : t_n , temps séparant la première averse notable avant la pluie étudiée en négligeant les petites averses de hauteur nettement inférieure au seuil du ruissellement. On obtient d'assez bons résultats pour les sols assez imperméables. Q_0 , tout aussi simple, est le débit de base juste avant la crue. Cet indice est intéressant pour les sols perméables ou le cas de nappes peu profondes. Il est lié de très près à l'état des nappes. Mais il présente quelques difficultés pour la synthèse car il faut le reconstituer à partir des précipitations et les corrélations entre différentes combinaisons de P et Q_0 ne sont pas très bonnes. Ceci est admissible surtout lorsque l'influence du facteur secondaire Q_0 n'est pas trop forte sur le ruissellement et lorsque Q_0 ne varie pas de façon trop rapide ou irrégulière au cours de la saison des pluies.

Enfin, depuis un an, M. BRUNET-MORET a imaginé une méthode définissant I_h à la fois par deux paramètres ayant le même poids : t_n , tel qu'on l'a vu plus haut, et P , total des précipitations depuis le début de la saison des pluies. On aurait d'ailleurs peut-être intérêt à remplacer P par une combinaison des valeurs de P_i représentant mieux l'humidité des couches assez profondes et profondes du sol. Nous décrirons plus loin cette méthode.

MÉTHODE DES RÉSIDUS

Son application est simple. Supposons toujours que la hauteur de précipitation est le facteur principal. On porte sur un diagramme, coefficient de ruissellement en ordonnées, hauteur de précipitation en abscisses, les points représentatifs des crues observées. Au milieu du nuage de points, on trace tant bien que mal la courbe de régression en réfléchissant un peu aux causes pour lesquelles tel ou tel point extrême est trop haut ou trop bas. Par exemple, dans de nombreux cas, les points du début de la saison des pluies sont trop bas. Sur un second diagramme, on reporte, en ordonnées, les écarts des coefficients de ruissellement entre la courbe de régression et chacun des points représentatifs et, en abscisses, l'indice d'humidité correspondant par exemple. On obtient une seconde courbe qui a généralement la forme indiquée : plongeante vers les faibles valeurs de I_h et presque parallèle à l'axe des abscisses pour les fortes valeurs. Cette seconde courbe coupe l'axe des abscisses en un point défini par $\Delta R_r = 0$, $I_h = I_{h0}$.

On corrige alors sur le premier diagramme la position de chaque point en retranchant ou ajoutant la valeur de ΔK_r donnée par la 2^e courbe pour chaque crue. On constitue ainsi un second nuage de points qui correspond exactement à $I_h = I_{h0}$. Ce nouveau nuage de points doit être plus serré que le premier, sinon c'est que les facteurs et indices sont mal choisis ou qu'on ne gagnera rien à appliquer la méthode des résidus. Supposons qu'on ne se trouve pas dans ce cas désagréable : on peut tracer au milieu de ce nouveau nuage de points une nouvelle courbe de régression qui, avec un peu de chance, est la même que la première. Ceci peut arriver si celle-ci est tracée intelligemment, c'est-à-dire si on tient compte des valeurs un peu exceptionnelles de certains points du premier nuage.

Si la nouvelle courbe est différente de la première, on élimine cette première courbe et, avec

le premier nuage de points, on détermine les nouvelles valeurs de ΔK_R et on trace une seconde courbe $\Delta K_R = f(I_h)$ et ainsi de suite. En fait, on procède rarement à plus de deux essais.

Mais dans bien des cas, la dispersion des points expérimentaux autour de la première courbe $\Delta K_R = f(I_h)$ est encore trop forte. On considère alors le second facteur secondaire par exemple, l'intensité moyenne du corps de l'averse (cas le plus général) soit I_m . Comme précédemment on construit le nuage de points : $\Delta \Delta K_R = f(I_m)$ et la courbe de régression passant au milieu. On corrige alors les points du nuage $\Delta K_R = f(I_h)$, ce qui permet de vérifier si la première courbe de régression correspondant à cette corrélation est correcte, et on revient de la même façon à la courbe de régression correspondant à la corrélation entre K_R et P. Corrélation qui, après les deux corrections, doit être assez serrée.

Après un certain nombre de tâtonnements, on dispose alors d'une courbe de régression entre K_R et P et deux courbes correctives, l'une en fonction de I_h , l'autre de I_m .

Pour obtenir la valeur de K_R correspondant à une averse $P = P_1$, $I_h = I_{h1}$, $I_m = I_{m1}$, on obtient une première valeur de $K_R = K_R'1$ sur le premier graphique, valeur correspondant à P_1 et on corrige en utilisant les deux autres courbes compte tenu de I_h et de I_{m1} qui fournissent deux écarts ΔK_R et $\Delta \Delta K_R$ qu'on ajoute ou retranche à $K_R'1$ pour aboutir à K_{R1} .

Quelques simplifications graphiques ont été apportées par les Américains; avec ces simplifications on appelle cette méthode « méthode coaxiale »; elle n'utilise qu'un seul graphique, mais ce n'est là qu'un artifice graphique apporté à la méthode des résidus. Notons que cette méthode s'applique dans bien d'autres domaines que l'hydrologie. Ce n'est d'ailleurs pas à l'hydrologie qu'elle s'applique le mieux, car le nombre de points expérimentaux n'est jamais très grand et par contre les facteurs secondaires trop nombreux. Notons qu'on peut considérer une 3^e courbe corrective, par exemple en fonction d'un indice de dispersion spatiale, mais on ne s'y résout que très rarement.

MÉTHODE BRUNET-MORET

Cette méthode utilise non pas le coefficient de ruissellement, mais la hauteur de la lame ruisselée H_R ; c'est là un détail secondaire, par contre elle présente deux différences importantes :

1^o Sur le nuage de points représentant la corrélation entre H_R et P, on ne fait pas passer une courbe passant au milieu du nuage mais on utilise l'enveloppe du nuage vers les valeurs maximales de H_R ou presque l'enveloppe, c'est-à-dire que l'on considère ou « les crues ruisselant très bien » ou « les crues ruisselant bien »; le second cas correspond à l'intérêt de ne pas établir les régressions pour les situations trop extraordinaires. A partir de cette enveloppe, on compte les écarts ΔH_R comme on l'a fait plus haut pour les écarts ΔK_R .

2^o On prend, comme premier facteur secondaire, deux facteurs pas tout à fait indépendants d'ailleurs : t_a et P, comme on l'a vu plus haut. On partage ΔK_R en deux portions, l'une attribuée à t_a et l'autre à P, et on procède comme précédemment pour la corrélation entre ΔK_R et I_h . Ceci est délicat et exige quelques tours de main. On peut, par exemple, commencer par les valeurs de ΔK_R correspondant à la pleine saison des pluies, pour lesquelles l'action de P est peu sensible. La valeur de ΔK_R à affecter à P est à peu près constante et faible et seule compte la variation de t_a . Au début de la saison des pluies, au contraire, le facteur le plus important est P. Un procédé plus simple consiste, à titre de premier essai, à construire le nuage de points et la courbe de régression pour ΔK_R en totalité et t_a et ΔK_R en totalité et P, ce qui est plus facile. On continue ensuite dans la méthode classique des résidus, avec les autres facteurs : par exemple intensité moyenne du corps et indice de dispersion spatiale. En opérant ainsi, BRUNET-MORET est arrivé à un excellent ajustement, la dispersion des points corrigés est assez faible autour de la courbe définitive de régression entre H_R et P pour le petit bassin de Boundjouk, les résultats étaient acceptables pour le grand bassin de Boundjouk et les bassins du Rem. On évite par cette méthode les inconvénients signalés plus haut du choix d'un seul indice d'humidité. Mais

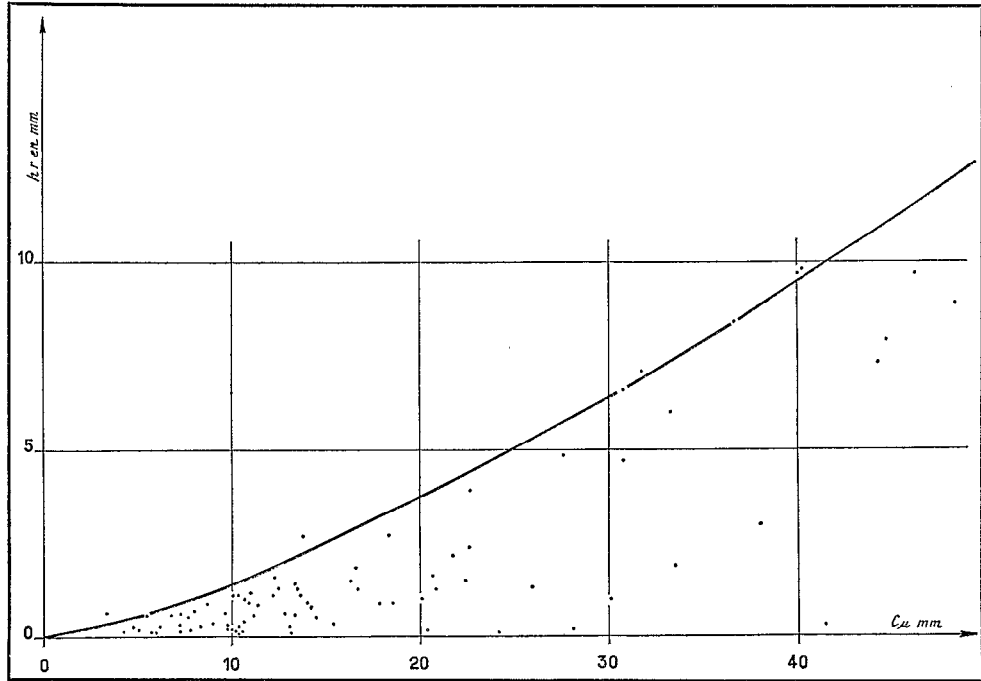


FIGURE 3.
Méthode BRUNET-MORET — Exemple du petit Boundjouk.
Répartition des lames ruisselées brutes en regard du corps de l'averse.

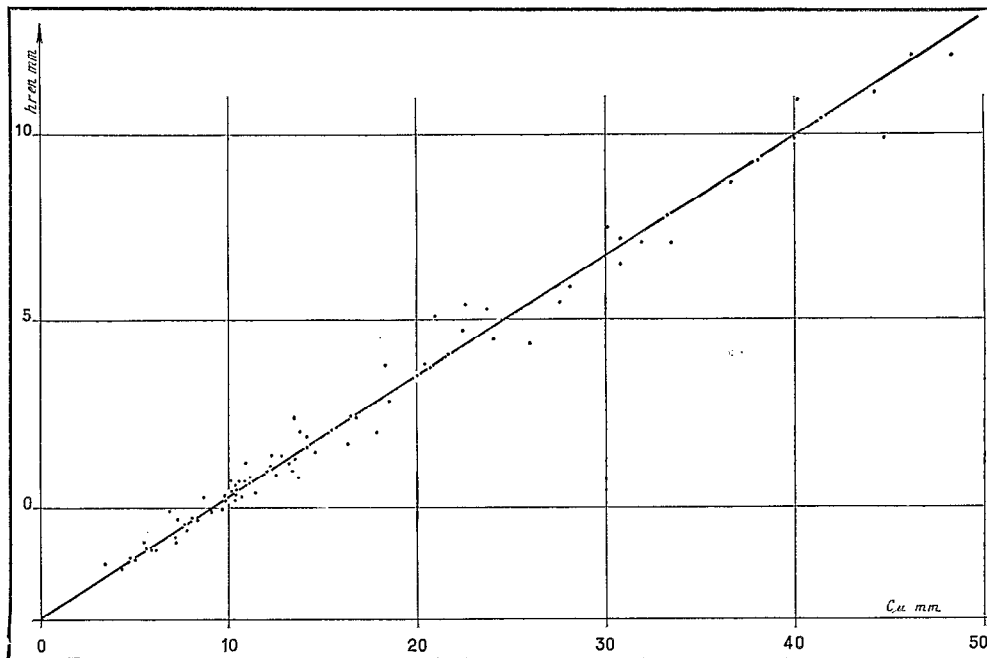


FIGURE 5,
Méthode BRUNET-MORET — Exemple du petit Boundjouk.
Lames d'eau corrigées en fonction du corps de l'averse.

le tracé des deux courbes P et T est délicat. En outre, il est fort probable que la méthode ne s'applique pas à tous les bassins. Il faut probablement que le sol reste assez humide pendant toute la saison des pluies : cas des régions guinéennes et peut-être de certains climats océaniques. Il faut peut-être, en outre, que le sol soit assez perméable.

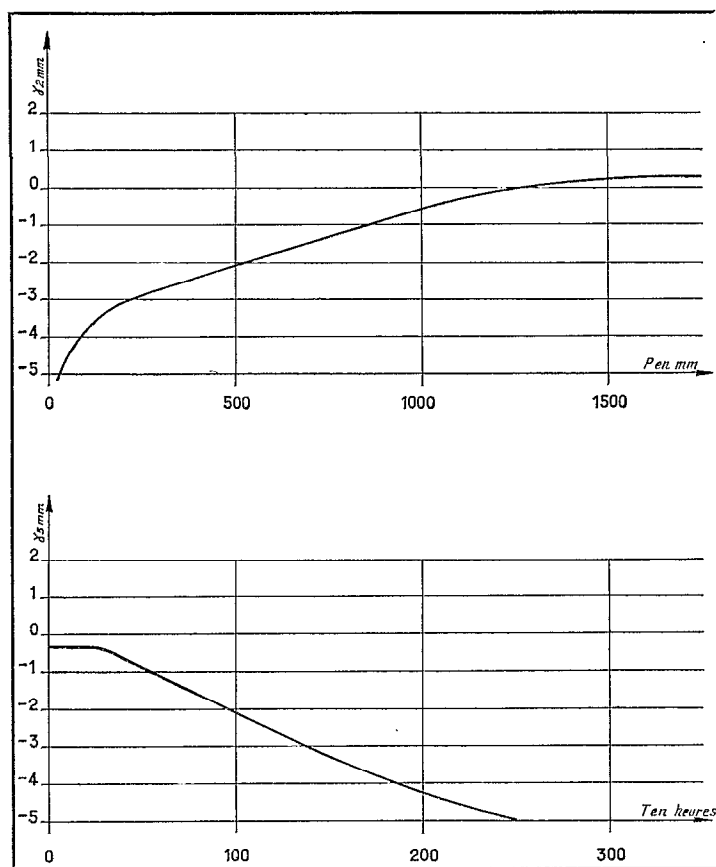


FIGURE 4.

Méthode BRUNET-MORET — Exemple du petit Boundjouk,
Courbes de corrections en P et T.

La méthode a été appliquée à deux bassins de Côte-d'Ivoire dont celui de Korhogo, nettement plus sec que celui de Boundjouk. Dans ce cas, malgré une valeur de P élevée, les pluies de fin de saison présentent des valeurs de H_R faibles. C'est pourquoi il a été nécessaire pour Korhogo de remplacer P par Q_0 . La corrélation était bonne mais on retombe sur l'inconvénient de faire intervenir un paramètre assez mal lié aux précipitations.

Conclusions

Grâce à l'expérience accumulée au cours de l'interprétation des données de nombreux bassins représentatifs, les hydrologues sont beaucoup mieux armés qu'il y a dix ans pour analyser les relations précipitations-ruissellement.

Ils peuvent, suivant les cas, appliquer la méthode classique des résidus ou la variante imaginée par BRUNET-MORET. Mais il ne faudrait pas croire que la question est bien résolue. Il y a tout d'abord le cas où le nombre de points d'observations est insuffisant pour une application correcte de la méthode. Dans ce cas, on pourrait tirer un grand avantage de la connaissance des courbes de régression principale liant K_R à P et des courbes de correction liant ΔK_R à I_h pour de nombreux bassins, les déformations ou les déplacements de ces courbes avec les types de sol, la pente, le climat. Les éléments existent pour le faire, mais encore serait-il nécessaire, pour comparer ces courbes, qu'elles aient été établies de la même façon, ce qui est loin d'être le cas, et en particulier que les indices I_h ne soient pas d'une forme trop différente. Malgré de réelles difficultés, il y a là un champ de recherches intéressant. Il y a aussi le cas où, malgré de nombreuses crues et la prédominance du facteur hauteur de précipitation, les régressions multiples ne donnent pas de bons résultats. Ceci tient en général au fait qu'on ne parvient pas à trouver une forme convenable des indices. Nous avons montré les difficultés rencontrées pour définir un bon indice d'humidité dans les différents cas. Il faut bien se dire qu'il est au moins aussi difficile de trouver un bon indice d'intensité de précipitation, surtout dans le cas de précipitations à plusieurs épisodes. L'indice de répartition spatiale ne se présente pas non plus de façon si simple dans certains types de bassins, c'est cependant le premier des facteurs secondaires.

En fait, pour ne pas multiplier à l'infini les paramètres, on cherche plus ou moins consciemment des indices intégrant plusieurs facteurs à la fois, comme on l'a vu dans le cas de P_u , et on se condamne ainsi obligatoirement à ne trouver que des résultats imprécis.

Si nous examinons l'extension des résultats sur le plan de l'extension géographique des résultats, on se heurte encore à la définition d'au moins deux indices : l'indice de pente ou un indice géomorphologique et l'indice de perméabilité.

Malgré des progrès certains, il n'y a donc pas lieu de relâcher nos efforts, nous avons encore bien du travail devant nous.