

31

M

CONFERENCE INTERAFRICAINNE  
sur L' HYDROLOGIE

-----  
(NAIROBI, 16 - 26 Janvier 1961)

DOCUMENTATION

ANALYSE

INFLUENCE de la SATURATION du SOL sur le RUISSELLEMENT

-----

par Pierre DUBREUIL

Hydrologue, Maitre de Recherches  
à l' Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

et Pierre TOUCHEBEUF de LUSSIGNY  
Ingénieur Hydrologue à Electricité de France

ORSTOM Fonds Documentaire  
N° : 33 354  
Cote : B

ORSTOM  
HYDROLOGIE  
DOCUMENTATION

70936

m

INFLUENCE de la SATURATION du SOL  
sur le RUISSELLEMENT SUPERFICIEL



Par Pierre DURRUIL

Hydrologue, Maître de Recherches  
à l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

et

Par Pierre TOUCHEREAU de LUSSIGNY  
Ingénieur Hydrologue à Electricité de France

ORSTOM  
HYDROLOGIE  
DOCUMENTATION

70936

août 1960

CONFERENCE INTERAFRICAINNE  
sur l'HYDROLOGIE

(NAIROBI, 16 - 26 Janvier 1961)

INFLUENCE de la SATURATION du SOL  
sur le RUISSELLEMENT SUPERFICIEL

-----

Sur des petits bassins versants de quelques dizaines de km<sup>2</sup> (environ 10 sq. miles), l'importance d'une crue dépend non seulement de l'averse causale mais aussi de l'état de saturation préalable du sol. Les auteurs cherchent à représenter cette saturation à l'aide de plusieurs éléments chiffrables : débit de base du cours d'eau, précipitation antérieure, intervalle de temps à la pluie précédente... etc... Leur rapport comprend 2 exemples typiques de bassins versants aux crues très influencées par l'état de saturation : celui de la LIOTO, très perméable, où c'est la somme des pluies antérieures de 2 mois qui représente le mieux cet état ; celui de la TERO caractéristique de la grande variabilité des coefficients de ruissellement sur sols latéritiques sous savane. Ils suggèrent la nécessité pour l'estimation des crues exceptionnelles de considérer tous les couples de valeurs "Pluie - Etat de Saturation" dont la probabilité globale correspondrait à celle de la crue recherchée, et de retenir pour celle-ci le plus fort ruissellement calculé.

Ils concluent à la possibilité de définir un indice de saturation adapté à chaque bassin étudié, mais de forme variable.

C'est un fait bien connu qu'une averse tombant sur un sol détrempé donne lieu à un ruissellement superficiel plus important que la même averse survenant après une période de sécheresse. Ce phénomène classique varie cependant beaucoup dans ses modalités, suivant le climat, la végétation et la nature du sol. Nous voudrions examiner ici l'influence de la saturation sur le ruissellement superficiel dans quelques cas particuliers que nous avons eu l'occasion d'étudier récemment.

La première question qui se pose est de savoir comment on peut caractériser, d'une façon à la fois simple et suffisamment précise, la saturation d'un bassin à un moment donné. Nous envisageons ici uniquement le cas de petits bassins, d'une superficie de quelques dizaines de  $\text{km}^2$  (about 10 sq. miles), pour lesquels la saturation peut être considéré comme relativement homogène sur toute leur étendue.

On pourrait songer à prélever sur le terrain une série d'échantillons de la couche superficielle du sol et à mesurer leur teneur en humidité. La moyenne des mesures tiendrait lieu d'indice de saturation. En fait, cette méthode serait très laborieuse et n'est pratiquement pas utilisée.

Dans certains cas, le "débit de base" observé à l'exutoire du bassin immédiatement avant le début de l'averse, peut constituer un bon indice de saturation. Le débit de base dépend, en effet, du remplissage des nappes souterraines qui est lui-même, sous certaines conditions, en relation plus ou moins étroite avec la saturation des couches superficielles du sol. Il est nécessaire que le volume des nappes soit peu important et que le cheminement des eaux d'infiltration soit assez rapide ; sinon, les variations du débit de base ne reflètent les conditions de saturation que d'une façon très amortie et avec un décalage qui peut atteindre plusieurs jours ou plusieurs semaines, voire même plusieurs mois. Bien que d'un usage très pratique, le débit de base ne peut donc pas être utilisé dans la totalité des cas. D'ailleurs, sous les climats subdésertiques ou sahéliens, il est presque toujours nul, ce qui exclut son emploi.

On peut alors essayer de définir un indice de saturation en fonction des précipitations antérieures à l'averse considérée. La forme la plus générale de cet indice est la suivante :

$$I_s = a_1 \cdot P_1 + a_2 \cdot P_2 + \dots + a_n \cdot P_n$$

$P_1, P_2 \dots P_n$  étant les précipitations enregistrées les 1er, 2ème ... n<sup>ième</sup> jours avant l'averse considérée ;  $a_1, a_2 \dots a_n$  étant des coefficients, dont la valeur décroît suivant une loi qu'on admet généralement exponentielle ( $a_n = K^n$ , avec  $K < 1$ ) ou réciproque ( $a_n = \frac{k}{n}$ ).

Le nombre de termes à prendre en considération dans l'expression ci-dessus varie largement d'un bassin à l'autre. D'une façon générale, il sera d'autant plus grand que la saturation variera plus lentement, ce qui suppose des précipitations d'emmagasinement de la couche superficielle du sol, un drainage lent de celle-ci et une évaporation limitée. Si ces différentes conditions sont, au moins partiellement, remplies, la saturation à un moment donné peut dépendre des précipitations qui sont tombées plusieurs semaines ou même quelques mois auparavant. Au contraire, des précipitations remontant à plus d'une semaine pourront n'avoir qu'un effet absolument négligeable sur l'état de saturation d'un sol imperméable, dénudé et soumis à une forte évaporation, ou bien d'un sol très perméable mais rapidement drainé.

En fait, l'expérience acquise en AFRIQUE sur de nombreux bassins versants expérimentaux nous a montré que, dans les régions de climat tropical, on pouvait souvent simplifier la forme de l'indice de saturation. Dans certains cas, on peut réduire l'expression générale indiquée plus haut à son premier terme non nul, c'est-à-dire ne tenir compte que de la première pluie antérieure ( en faisant abstraction des petites précipitations inférieures à 5 ou 10 mm) ( .2 or .4 in. ).

Fréquemment même, la saturation du sol à un moment donné est assez peu influencée par la hauteur de la dernière pluie observée mais dépend principalement du temps qui s'est écoulé depuis cette pluie. Ce fait a été mis en évidence sur plusieurs

bassins expérimentaux, pour lesquels il a été possible d'établir une courbe de la "précipitation limite de ruissellement"  $P_0$  (ou "pluie d'imbibition") en fonction uniquement du temps  $t_a$  écoulé depuis la pluie précédente (voir graphique 1). Cette courbe sépare, avec une approximation raisonnable, les averses de hauteurs diverses qui ont ou n'ont pas donné lieu à un ruissellement superficiel (voir graphique 2).

La pluie limite  $P_0$  ainsi déterminée correspond à la fraction initiale d'uneaverse qui, avant tout début de ruissellement, est interceptée par la végétation, imbibé la surface du sol et y constitue un film d'eau noyant les micro-dépressions du terrain.  $P_0$  est indépendant de l'intensité de l'averse et permet de tenir compte, d'une façon très simple, de l'état de saturation initial, pour la détermination du volume de ruissellement. Il suffit d'amputer le début du hyétogramme d'une tranche équivalente à  $P_0$  et d'appliquer à la partie restante la méthode classique basée sur la notion de capacité d'absorption.

L'examen du graphique 1 montre que les courbes  $P_0$  ( $t_a$ ) obtenues sur différents bassins de GUINÉE, CÔTE d'IVOIRE, SOUDAN, NIGER et TCHAD ont, dans l'ensemble, une allure analogue. On note généralement une croissance assez lente et sensiblement linéaire de  $P_0$  en fonction de  $t_a$ , tout au moins entre un et huit jours. L'augmentation de  $P_0$  est généralement voisine de  $3/4$  mm (.03 in.) par jour, mais il est probable que cette croissance s'atténue au bout de quelques semaines.

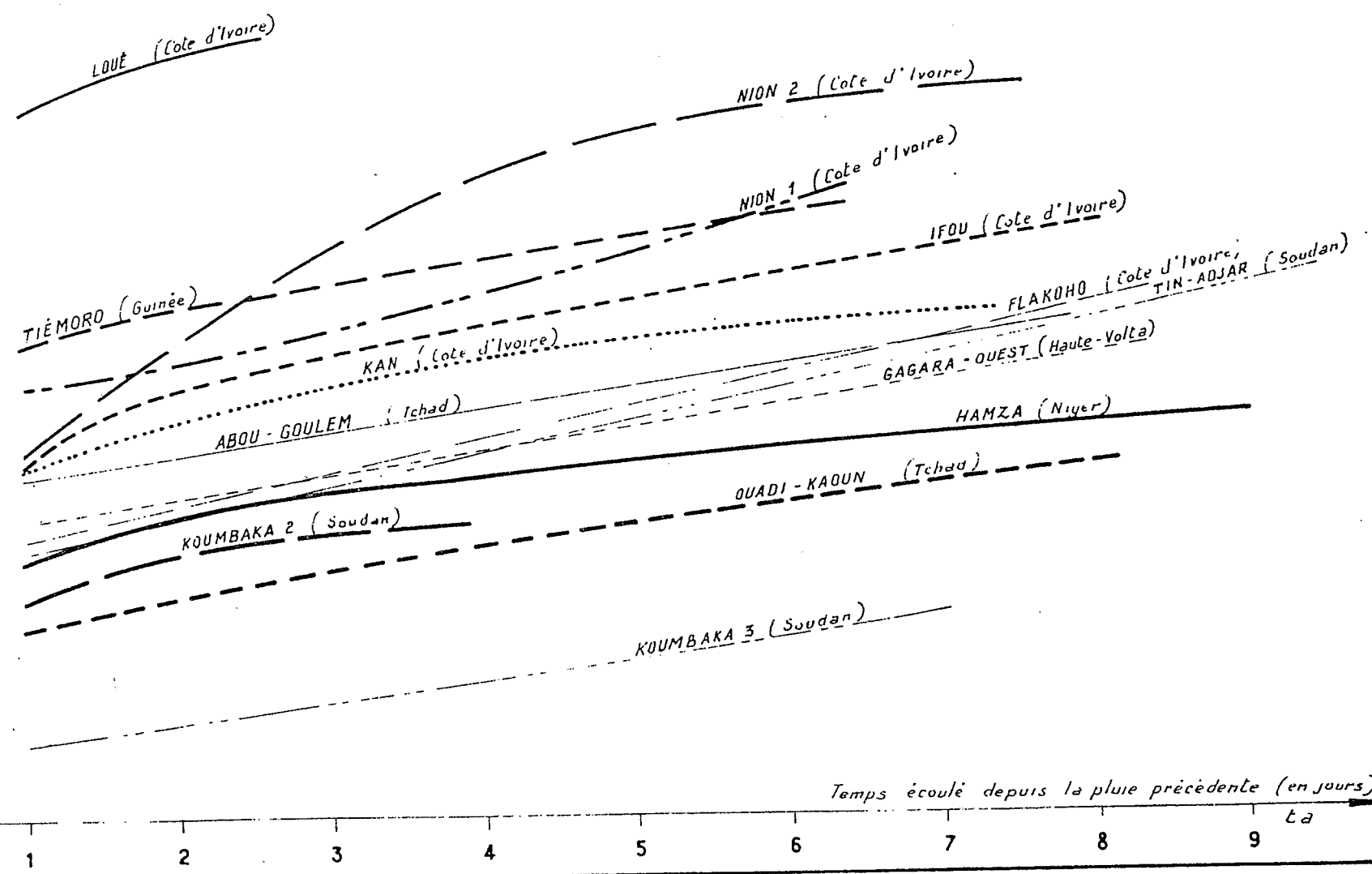
La valeur de  $P_0$ , qui dépend essentiellement de la nature du sol et de la couverture végétale, est comprise dans la majorité des cas entre 6 et 16 mm après une journée sans pluie. Elle atteint cependant 23 mm pour le LOUE, bassin recouvert par une forêt classée, et descend jusqu'à 2,5 mm pour le bassin n° 3 de KOUMBAKA en partie occupé par des affleurements gréseux pratiquement imperméables.

La "pluie limite" constitue un indice de saturation simplifié, qui est d'un usage très pratique mais qu'il n'est pas toujours possible de déterminer en fonction de la seule durée  $t_a$ , comme on va le voir pour le cas très particulier du bassin de la LHOTO, au DAHOMEY.

Le ruissellement de ce bassin paraît, de prime abord, assez déconcertant. En 1956, année peu pluvieuse, on n'a pas observé une seule crue malgré quelques grosses averses, dont une en Octobre de 60 mm ( 2.4 in. ). En 1957, par contre, la pluviosité a été supérieure à la moyenne et l'on a enregistré

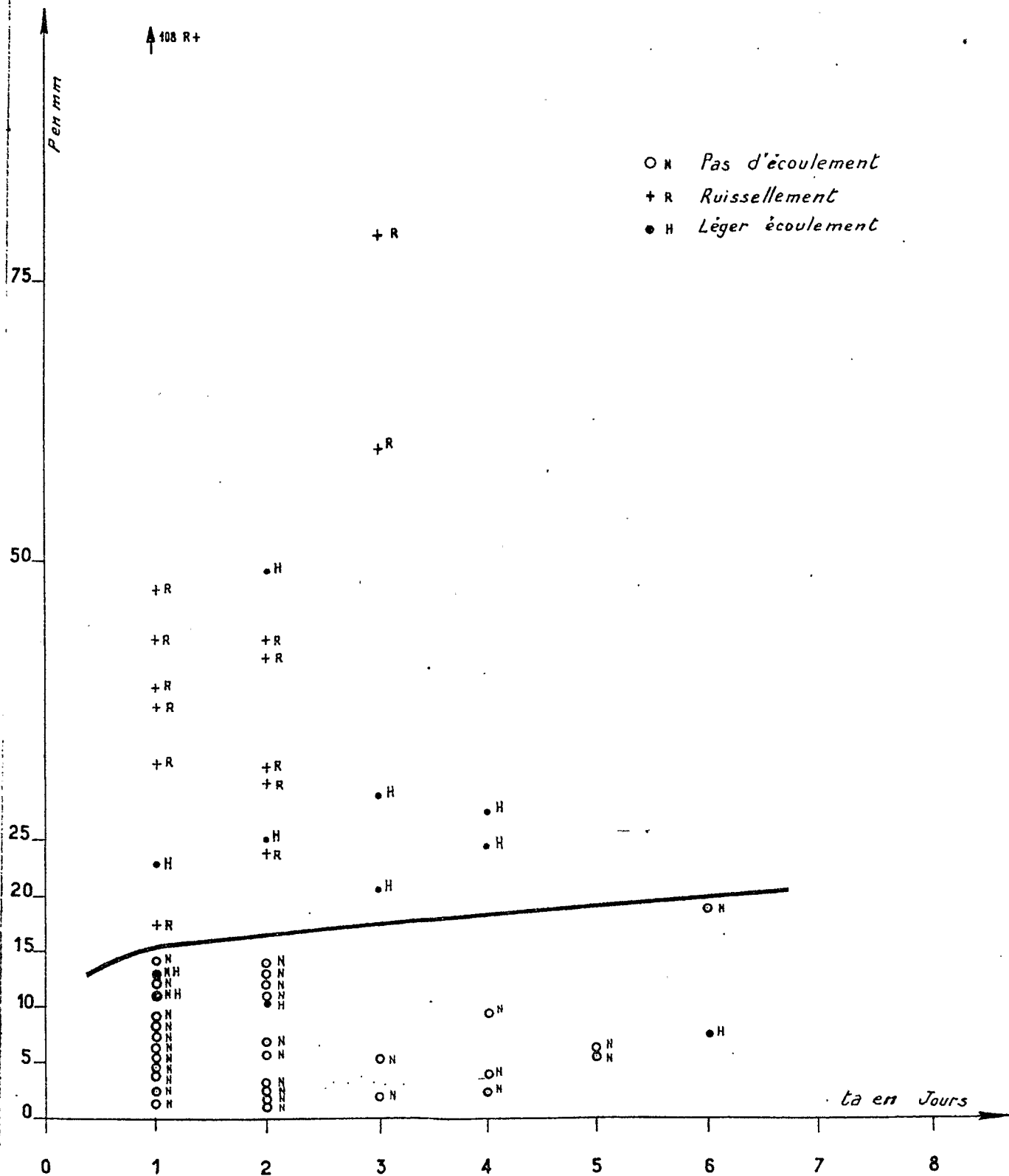
PRÉCIPITATION LIMITE DE RUISSELLEMENT  
 (ou " PLUIE D'IMBIBITION ") pour  
 DIFFÉRENTS BASSINS VERSANTS EXPÉRIMENTAUX

Précipitation limite en mm P.O



Temps écoulé depuis la pluie précédente (en jours) t

# PRÉCIPITATION LIMITE D'ÉCOULEMENT SUR LE BASSIN DU TIÉMORO



DIV 9477

ELECTRICITÉ DE FRANCE - SERVICE DES ETUDES D'OUTRE-MER

ED:

LE:

DES:

VISA:

TUBE N°:

AO



trente-quatre crues, certaines ayant été provoquées par des pluies inférieures à 30 mm ( 1.2 in. ). En 1958, le ruissellement a été à nouveau totalement nul. Enfin, en 1959, vingt-deux crues ont pu être enregistrées, dont une consécutive à une pluie de 12 mm ( .47 in. ) seulement.

De toute évidence, l'état de saturation joue un rôle prépondérant dans le ruissellement de ce bassin ; ce fait s'explique par la présence d'arènes et de colluvions granitiques très perméables, qui reposent sur un substratum imperméable et dont le drainage est lent. Le ruissellement ne peut devenir effectif que lorsque ces arènes commencent à être gorgées d'eau, ce qui nécessite un total de précipitations de plus de 200 mm ( 7.9 in. ) pendant les deux mois précédents. Après quelques tâtonnements, on a pu, en effet, établir une courbe de la "précipitation limite de ruissellement"  $P_o$  en fonction, non point de la durée  $t_a$ , mais du total pluviométrique des 60 jours précédents. Cette courbe conduit aux résultats suivants :

$P_o = 4 \text{ mm ( .16 in. )}$	pour	$\frac{60}{1}$	$P_n > 350 \text{ mm ( 13.8 in. )}$
$P_o = 10 \text{ mm ( .39 in. )}$	pour	$\frac{60}{1}$	$P_n = 260 \text{ mm ( 10.2 in. )}$
$P_o = 20 \text{ mm ( .78 in. )}$	pour	$\frac{60}{1}$	$P_n = 230 \text{ mm ( 9.1 in. )}$
$P_o$	pour	$\frac{60}{1}$	$P_n = 200 \text{ mm ( 7.9 in. )}$

L'étude du bassin de la LHOTO met en évidence d'une façon particulièrement frappante l'influence de la saturation sur le ruissellement superficiel, influence qui, dans certains cas extrêmes, peut être prépondérante dans la genèse des fortes crues. Il est donc nécessaire d'en tenir compte dans l'évaluation des crues exceptionnelles.

On admet généralement que la crue décennale d'un petit bassin résulte de la conjonction d'une averse décennale et d'un état de saturation moyen (ou mieux médian). Cette supposition, très souvent légitime, peut parfois être mise en défaut. En

toute rigueur, on doit, dans le cas le plus général, établir non seulement la loi de probabilité  $F(P)$  dépassement de telle hauteur d'averse, mais également la loi de probabilité  $F'(I_s)$  de dépassement de tel état de saturation. Parmi tous les couples de valeur  $(P, I_s)$  dont la probabilité globale  $F \cdot F'$  est égale à la valeur considérée (décennale, par exemple), il y a alors lieu d'examiner celui qui conduit au plus fort débit de crue.

Nous avons eu récemment l'occasion d'effectuer une étude statistique de la répartition dans le temps des précipitations observées pendant une trentaine d'années à trois stations d'AFRIQUE OCCIDENTALE (KANKAN, SIGUIRI et BERKES-BOUGOU) qui sont soumises à des climats voisins, du type "tropical de transition". Cette étude a fait apparaître que l'intervalle médian entre deux averses consécutives était de deux jours. Si une courbe  $P_0(t)$ , analogue à celle du graphique 1, peut être adoptée pour un bassin situé sous ce type de climat, on voit que l'indice de saturation médian est très peu différent de l'indice de saturation le plus favorable au ruissellement (celui qui correspond à un intervalle d'un jour). Dans ce cas, il est évidemment tout à fait justifié d'admettre que la crue décennale est provoquée par une averse décennale survenant dans des conditions de saturation médianes.

Pour le bassin de la LHOTO, la loi de perméabilité de l'indice de saturation  $\sum_{i=1}^{60} P_i$  n'a pas encore pu être établie

de façon précise, mais il est vraisemblable que l'indice de saturation médian admettrait une valeur inférieure à 200 mm ( 7.5 %) et conduirait de ce fait à un ruissellement nul pour l'averse décennale. Il y aurait donc lieu de considérer d'autres couples de valeurs  $(P, I_s)$  correspondant à la même probabilité globale  $F \cdot F'$  que le couple "Pluie décennale - Indice de saturation médian".

Si  $N$  désigne le nombre moyen d'averses observées annuellement, on a pour ce dernier couple :

$$F = \frac{1}{10 \cdot N}$$

$$F' = \frac{1}{2}$$

$$F \cdot F' = \frac{1}{20 \cdot N}$$

On devrait donc examiner la série des couples correspondant aux fréquences suivantes :

$$F = \frac{2}{10N} \quad \text{et} \quad F' = \frac{1}{4}$$

$$F = \frac{3}{10N} \quad \text{et} \quad F' = \frac{1}{6}$$

$$F = \frac{n}{10N} \quad \text{et} \quad F' = \frac{1}{2n}$$

et retenir, pour l'évaluation de la crue décennale, le couple qui donne lieu au plus fort débit de ruissellement.

Nous n'insisterons pas davantage sur le bassin de la NIOTO, notre but étant simplement d'attirer l'attention sur le rôle important de l'état de saturation dans le ruissellement superficiel. Pour terminer, nous illustrerons l'influence de la saturation par un dernier exemple particulièrement typique, tiré de nos observations sur le bassin expérimental de la TERO qui est situé au DAHOMEY, dans la région de DJOUGOU. Les cinq plus fortes averse observées sur ce bassin d'une superficie de 32 km<sup>2</sup> (12.4 sq.miles), ont donné les résultats suivants :

Date	Pluie moyenne	Intervalle ta	Débit de Base	Débit de crue maximale	Coefficient de ruissellement
	mm ( in. )	jours	m <sup>3</sup> /s ( cuft/sec )	m <sup>3</sup> /s ( cuft/sec )	%
21-6-1956	112 4.4	1	0 0	235 83	3,2
23-5-1957	91 3.6	2	0,12 4.2	3,47 123	6,4

Date	Pluie moyenne mm ( in. )	Intervalle ta jours	Débit de Base m <sup>3</sup> /s ( cuf/sec )	Débit de crue maximale m <sup>3</sup> /s ( cuf/sec )	Coefficient de ruissellement %
5-9-1957	120 4.7	2	1,9 67	19,2 678	26,1
7-9-1957	97 3.8	2	2,5 88	27,2 962	30,9
27-9-1957	103 4.1	5	0,85 30	15 530	16,1

On remarque immédiatement que pour des précipitations assez voisines, comprises entre 90 et 120 mm ( 3.5 and 4.7 in. ), le coefficient de ruissellement peut osciller de 3 à 30 %, c'est-à-dire varier dans le rapport de 1 à 10, suivant l'état de saturation. On voit quelle erreur grossière aurait pu être commise dans l'évaluation des crues exceptionnelles, si les observations du bassin avaient été limitées à la seule année 1956, qui n'a jamais connu un degré de saturation élevé. Le tableau ci-dessus montre, en outre, l'existence d'une certaine corrélation entre le coefficient de ruissellement et le débit de base. En première approximation, celui-ci pourrait constituer un indice de saturation acceptable.

L'examen rapide de quelques cas concrets nous a montré que l'influence de la saturation peut prendre des aspects très variés, qu'il n'est pas possible de caractériser par un indice universellement valable. On peut toutefois généralement définir un indice de saturation qui soit à la fois suffisamment précis, de forme simple et d'usage pratique, tout en étant adapté aux conditions particulières de chaque bassin versant.