

UNIVERSITE PIERRE & MARIE-CURIE

L. GEODYNAMIQUE

O.R.S.T.O.M

S. HYDROLOGIQUE

**METHODES DE PREDETERMINATION
DE**

CRUES DECENNALES.

R.ZERHOUNI. JUILLET. 81

REMERCIEMENTS.

Pour la réalisation de ce travail, je tiens à remercier Mr S. PIEYNS, Chef de la formation et Chercheur à l'ORSTOM, pour sa contribution effective concernant la démarche et le déroulement de ce travail.

De même, j'adresse mes remerciements à Mr G. VUILLAUME, Chercheur à l'ORSTOM, pour ses conseils précieux, ainsi qu'à Mr DOSSEUR, Chercheur également à l'ORSTOM, pour son esprit de collaboration.

SOMMAIRE

	Pages
Avant-propos.....	1
Introduction.....	3
1. Genèse et mécanisme des crues.....	3
2. Facteurs engendrant les crues.....	5
<u>Chapitre I</u> : METHODES BASEES SUR LE DEBIT DES GRANDES CRUES "HISTORIQUES".....	6
1. Exposé et principe de la méthode.....	6
2. Limite de la méthode.....	7
<u>Chapitre II</u> : METHODE DES "COURBES ENVELOPPES".....	9
1. Fondement de la méthode.....	9
2. Maximum de débit en fonction de l'aire du bassin versant.....	10
3. Maximum de débit en fonction de la fréquence d'apparition des crues.....	12
4. Limite de la méthode.....	16
<u>Chapitre III</u> : METHODES STATISTIQUES.....	17
1. Principe.....	17
2. Les lois statistiques appliquées.....	18
2.1. loi de Givra-Gauss.....	19
2.2. loi de Pearson III.....	20
2.3. lois exponentielles généralisées.....	21
2.4. loi de Gumbel.....	22
3. Choix de la loi la mieux adaptée.....	25
4. Irrégularités d'apparition des crues.....	30
5. Réflexion sur les méthodes statistiques.....	33
<u>Chapitre IV</u> : L'HYDROGRAMME UNITAIRE.....	35
1. Introduction.....	35
2. Définitions et fondement de la méthode.....	36

3. Schéma général de la méthode de prédétermination.....	41
4. Limites d'application et réflexion sur la méthode.....	52
<u>Chapitre V</u> : METHODE D'AUVRAY-RODIER.....	54
1. Exposé de la méthode.....	54
1.1. Formule adoptée.....	55
1.2. Estimation de la hauteur de l'averse décennale ponctuelle.....	57
1.3. Coefficient d'abattement.....	58
1.4. Classification des bassins suivant leurs caractéristiques.....	59
1.5. Etude du coefficient du ruissellement.....	61
1.6. Temps de ruissellement et temps de montée.....	69
1.7. Etude du coefficient $K = Q/M$	70
1.8. Calcul des caractéristiques de la crue décennale.....	75
2. Limites de la méthode.....	76
<u>Chapitre VI</u> : METHODE DU GRADEX.....	81
1. Principes et fondement de la méthode.....	81
1.1. Introduction.....	81
1.2. Mise en évidence du gradex.....	82
1.3. Relation entre pluies et débits.....	84
1.4. Etablissement de la fonction de répartition des débits journaliers de crues.....	86
1.5. Variation du gradex.....	88
2. Quelques précisions sur la méthode.....	89
2.1. La pluie.....	89
2.1.1. Intervalles de temps utilisés pour définir la pluie.....	89
2.1.2. Echantillonnage des pluies maximales.....	90
2.1.3. Moyenne pluviométrique d'un bassin versant.....	90
2.2. Réaction du bassin versant.....	91
2.2.1. Choix du pas de temps à prendre en compte.....	91
3. Mode d'application de la méthode du gradex.....	93
4. Limites de la méthode.....	94

<u>Chapitre VII</u> : METHODE SØCØSE.....	98
A - PRECISION SUR L'OBTENTION DE QUELQUES PARAMETRES.....	98
1. Passage des pluies locales aux pluies moyennes..	99
1.1. Les diverses pluies locales et moyennes en présence.....	99
1.2. L'abattement sur les pluies.....	100
2. Détermination de la pluie de projet.....	102
2.1. Forme de la pluie de projet.....	102
2.2. Définition de la fréquence de la pluie de projet.....	103
2.3. Structure de la pluie de projet.....	104
2.4. Durée de la pluie de projet.....	106
2.5. Hyétogramme de la pluie locale.....	107
2.6. Hyétogramme de la pluie moyenne.....	108
2.7. Utilisation des données de pluies journalières.....	108
B - METHODE SØCØSE : PRINCIPE.....	110
1. Cadre général et définitions préalables.....	110
2. Présentation générale du modèle.....	114
2.1. Principe.....	114
2.2. Description des composants du modèle.....	115
3. Calcul préalable de D et J.....	117
4. Apport de l'informatique à la résolution du problème.....	117
5. Organigramme simplifié de la méthode SØcØse.....	118
6. Procédure pratique d'utilisation de la méthode..	118
7. Exemple d'application de la méthode.....	121
8. Proposition pour une correction des résultats...	122
<u>Chapitre VIII</u> : METHODE CRUPEDIX.....	125
1. Présentation de la méthode.....	125
2. Etablissement d'une formule par voie statistique	125
2.1. Expression du débit.....	125
2.2. Variables explicatives.....	126
2.3. Formule définitive.....	130

3. Coefficient régional R.....	131
3.1. Régions concernées.....	131
3.2. Eléments d'explication.....	132
3.3. Extensions.....	132
4. L'estimation de P, Précipitation journalière décennale.....	133
5. Résultats.....	135
6. Procédure à suivre pour l'application de la méthode Crupedix.....	139
7. Réflexion sur la méthode.....	140
<u>Chapitre IX</u> : METHODES TURAZZA ET ABAQUES DE LA SOGREAH.....	143
A - METHODE TURAZZA.....	143
B - ABAQUES DE LA SOGREAH.....	145
CONCLUSION.....	150
BIBLIOGRAPHIE.....	152

AVANT-PROPOS.

Parmi tous les cataclysmes hydrométéorologiques et les calamités naturelles, les grandes crues retiennent tout particulièrement l'attention du public en raison des modifications spectaculaires qu'elles apportent aux paysages riverains et de leurs effets destructeurs parfois considérables.

Aussi, le problème le plus souvent posé à l'hydrologue est-il celui de la prédétermination de la crue maximale à craindre en un point d'un cours d'eau, le débouché des ponts, les dimensions des évacuateurs de crue d'un barrage, la hauteur des digues de protection contre les inondations d'une zone rurale ou urbaine sont en effet essentiellement déterminés par le débit maximal probable de la crue à laquelle ces ouvrages devront faire face compte tenu de certaines considérations d'optimum économique.

Dans ce mémoire, on se propose d'exposer dans un premier temps un certain nombre de méthodes qui ont été utilisées jusqu'à présent pour la prédétermination des crues décennales.

Il serait intéressant en fait, d'appliquer toutes ces méthodes exposées sur un grand nombre de bassins

versants pour un même, et différents régimes climatiques et hydrologiques, et de faire une sorte de comparaison et d'évaluation en montrant les difficultés et l'efficacité de telle ou telle méthode - mais ce genre de travail dépasse le cadre de ce mémoire, vu le temps qui lui est imparti.

Ainsi, on se limite à apporter dans un second temps, une certaine réflexion critique vis-à-vis de ces méthodes selon l'accès aux paramètres d'entrées, et les difficultés d'application qu'elles peuvent présenter.

INTRODUCTION.

1 - Genèse et mécanisme des crues.

Une crue est un épisode pendant lequel le débit est fortement variable et atteint à certains moments de cet épisode des valeurs élevées.

On peut dire que la notion de crue est liée à celle de temps de concentration des eaux pluviales sur un bassin. Supposons en fait que ce dernier soit exposé à une pluie uniforme, continue et d'une certaine intensité recouvrant exactement l'ensemble du bassin.

Dans un premier temps, la pluie qui tombe s'infiltré entièrement dès qu'elle arrive au sol. Elle est interceptée par la végétation ou par les cavités naturelles plus ou moins perméables du terrain.

Une partie généralement négligeable est dissipée par évaporation, puis au fur et à mesure que la capacité d'infiltration du sol diminue, les dépressions superficielles se remplissent et il se forme une mince pellicule d'eau à la surface du sol. L'écoulement de cette lame de faible hauteur est très lent, il est freiné par la base de la végétation et les aspérités du terrain. On l'assimile à un stockage par rétention superficielle, ap-

pelé couramment : l'écoulement hypodermique, ou retardé. Lorsque la rétention superficielle n'augmente plus, l'eau commence à ruisseler, le volume de ruissellement est égal au volume de la pluie précipitée diminué du volume infiltré.. Le débit infiltré tendant vers une valeur limite, l'eau rejoint finalement le réseau hydrographique proprement dit du bassin.

A l'exutoire, le débit augmente avec les apports des points les plus éloignés jusqu'à ce que finalement l'eau tombée sur le point le plus extrême arrive au bout d'un temps dit de concentration noté t_c . Tout le bassin versant participe alors à la crue.

Dès que l'averse cesse, le débit à l'exutoire diminue pour tendre vers le débit de base qui existait avant le début de la crue, en fait ce seuil n'est pas atteint avec l'arrivée de l'eau provenant des points extrêmes. A la fin de l'averse, la quantité d'eau qui subsiste en surface dans le bassin est égale à la quantité d'eau stockée dans les dépressions superficielles, augmentée de la rétention superficielle.

Si l'eau contenue dans les dépressions s'évapore ou s'infiltré, une grande partie de celle qui correspond à la rétention superficielle s'écoule vers l'exutoire, et le débit de base ne sera atteint que lorsque cette eau sera écoulée.

2 - Facteurs engendrant les crues.

Parmi les facteurs engendrant les crues, nous en retiendrons :

- la pluie, qui intervient par son intensité, sa répartition et sa durée ;

- le bassin versant, qui lui, intervient par sa superficie, forme, pente, la nature du sol et son état initial d'humidité.

Enfin, on peut dire qu'une crue, même schématisée, n'est décrite que par un nombre important de variables telles que le débit maximum, le volume, la durée totale, le nombre de pointes, la durée de décrue... Dans ce qui suit, ces variables seront au fur et à mesure explicitées.

Chapitre I :

METHODES BASEES SUR LE DEBIT
DES GRANDES CRUES "HISTORIQUES".

1 - EXPOSE ET PRINCIPE DE LA METHODE.

Dans certains pays, il est souvent possible de connaître avec plus ou moins d'exactitude, les niveaux atteints par les plus grandes crues d'un passé, qui peut remonter à plusieurs siècles dans les régions habitées. On recherchera à cet effet, les repères, difficiles ou non, indiquant, sur les ouvrages d'art ou les bâtiments riverains, les hauteurs d'eau atteintes par la rivière au cours des crues catastrophiques antérieures, on dépouillera les vieilles archives et les chroniques locales, enfin et surtout, on fera l'examen critique de toutes ces données de valeurs très diverses en les rattachant à des formules générales et en les comparant aux observations faites sur d'autres cours d'eau de la région et même d'autres régions présumées analogues.

Le débit de "la plus grande crue observée" ayant été ainsi plus ou moins évalué, on admettra pour celui de la "Crue Maximum à Craindre" ce même chiffre

multiplié par un "Coefficient de sécurité" dont l'estimation demeure toujours subjective.

Le Coefficient de sécurité doit varier suivant le régime de cours d'eau et la durée d'observation disponible. On s'efforcera de recouper les résultats de recherches historiques par les formules basées sur les caractéristiques du bassin, la distribution statistique des pluies et des débits... La méthode historique permet de déterminer également les époques les plus propices à la formation des crues. Ce sont pour la France, l'automne et l'hiver pour les crues du type océanique, le mois de mai et l'automne pour les crues du type méditerranéen. Mais ceci ne veut pas dire qu'on ne voit jamais de crues du type méditerranéen sur les cours d'eau de type océanique.

2 - LIMITES DE LA METHODE.

La méthode historique peut rendre des services inestimables en attirant l'attention sur des ordres de grandeur qu'on ne soupçonnerait pas autrement, mais ce n'est pas toujours une méthode suffisante, car elle risque d'achopper sur la trop faible durée des périodes d'investigation. Le manque de recul dans le temps risque même d'être d'autant plus grave que les crues catastrophiques se succèdent parfois à de brefs intervalles, pour faire

ensuite défaut pendant longtemps. Ces longues périodes de rémission incitent les riverains à l'imprudence en leur donnant à croire qu'ils sont désormais hors de danger. Ce genre de surprise est d'autant plus grave qu'il échappe complètement au calcul des probabilités lorsqu'il résulte de phénomènes d'une nature absolument anormale (comme les typhons). Il ne faut donc pas hésiter à majorer la valeur du maximum maximum de débit et il semble, en tout cas, prudent de ne pas descendre au-dessous d'un Coefficient de 1,2 à 1,3 en France (où 40 % des mesures systématiques de débit datent de moins de 30 ans) et peut-être même de 1,7 à 2,0 dans les régions méditerranéennes.

La méthode historique ne vaut, en effet, qu'au prix d'un examen particulièrement attentif de la valeur des informations recueillies.

L'étranglement du lit par la construction d'endiguements, de ponts... majore en effet les hauteurs d'eau à l'amont, et les réduit à l'aval, par rapport à ce qu'on pouvait constater autrefois. La suppression d'une écluse ou d'un barrage, le remplacement d'un vieux pont par un ouvrage plus dégagé agissent, au contraire, dans l'autre sens.

La construction ou la suppression d'un barrage risque d'ôter toute valeur à certaines constatations trop anciennes.

Chapitre II :

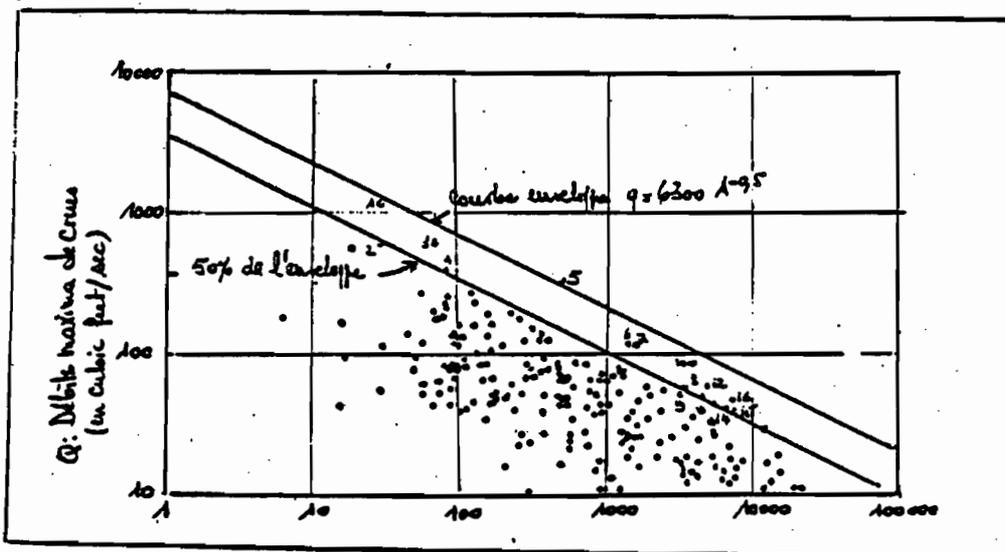
METHODE DES "COURBES ENVELOPPES".

1 - FONDEMENT DE LA METHODE.

La méthode historique consiste à rassembler, puis à interpréter, des faits. La méthode des courbes enveloppes consiste à les traduire graphiquement sous forme de nuages de points, et à représenter la limite supérieure de ces nuages par des formules empiriques. Elle a le mérite de concrétiser la dispersion naturelle des résultats et de donner directement leur ordre de grandeur.

Portons sur un graphique à échelles logarithmiques les débits des plus fortes crues observées dans une région hydrologiquement homogène en fonction de l'aire des bassins versants. Le nuage des points représentés ne dépasse pas une certaine zone du plan que l'on peut limiter supérieurement par une "courbe enveloppe". Celle-ci est souvent une droite avec le système de coordonnées logarithmiques choisis (Fig. 1).

Divers auteurs ont ajusté une formule analytique sur cette courbe enveloppe qui donne le débit de la crue maximum observée en fonction de la superficie du bassin versant. C'est généralement de cette façon qu'ont été établies les formules qu'on va citer.



A - Superficie des bassins versants
(en square miles).

Fig. 1 : COURBES ENVELOPPES DES DEBITS DE CRUES
MAXIMA POUR LES BASSINS DU SUD ET DU
SUD-EST DES ETATS-UNIS.

2 - MAXIMUM DE DEBIT EN FONCTION DE L'AIRES
DU BASSIN VERSANT.

La plupart des formules qui représentent le maximum de débit Q en fonction de l'aire A du bassin

versant s'apparentent à la formule de Myer : $Q = C/A^\alpha$
dans laquelle le coefficient C (dit "côte Myer" du bassin)
et l'exposant dépendent de la pente moyenne des versants,
de la fréquence des crues, et des caractéristiques topo-
logiques et météorologiques du bassin. L'exposant α est
généralement égal à 0,5. Mais il peut varier de 0,4 à 0,8
suivant les régions. Les valeurs de C s'échelonnent comme
suit pour $\alpha = 0,5$ (avec Q en m^3/s et A en km^2) :

0,2 à	9,5	dans les bassins relativement per- méables de moins de 100 km^2 en Italie
12,5 à	13	sur la Seine à Paris
38	à 105	dans le bassin de la Haute-Garonne
38	à 70	dans le bassin de la Dordogne
45		sur le Congo
47	à 97	dans les Bassins du Sud et du Sud-Est des Etats-Unis d'Amérique
61		sur la Volga (à Kanibycher)
65	à 75	sur le Ienissei et la Lena inférieurs
70		sur le Yang-Tsé (à Wou-han)
123	à 163	dans le bassin de l'Ardèche
157		sur l'Amazone (à Obidos)
200	à 300	dans certains bassins tout à fait exceptionnels du Texas.

On a d'autre part pour $\alpha = 0,7$ à $0,74$

2,8	à 20,5	dans les bassins relativement imper- méables de moins de 100 km^2 en Italie
3,7	à 10,8	dans les bassins du Massif Central.

D'autres formules du même genre ont été élaborées telles que celles de Graeger et Justin, Scimemi d'Inglis, Pagliaro et d'autres, ces formules, nous ne les développeront pas car aucune ne tient explicitement compte de la fréquence d'apparition des crues dont elles aident à prévoir le maximum de débit. A noter également qu'on ne peut pas utiliser les coefficients des formules de Myer et de Graeger et Justin en dehors des régions pour lesquelles on les a établis, et l'imprécision qui règne à leur égard ne permet pas d'espérer mieux que de se tromper du simple au double sur la valeur de Q.

La méthode de Myer et de ses dérivés tombent donc largement en défaut dans les régions sous-développées dont on ne sait pas grand-chose de l'hydrologie ni parfois même du relief. Il faut se tourner alors vers la formule de Francou - Rodier pour pouvoir évaluer des ordres de grandeurs plausibles (FRANCOU et J.A. RODIER, Société Hydrotechnique de France, Commission pour l'étude des débits, réunion du 9 mai 1967, 10 p.).

3 - MAXIMUM DE DEBIT EN FONCTION DE LA FREQUENCE D'APPARITION DES CRUES.

Fuller a montré qu'il existait une relation

$$Q = q (1 + 0.8 \log_{10} T) (1 + 2A^{-0.3})$$

entre le maximum de débit Q qu'on a des chances de rencontrer une fois au cours d'une période T années le débit moyen journalier q des crues qui correspondent à $T = 1$, et l'aire A du bassin en miles carrés (W.E. FULLER, Transaction of the American Society of Civil Engineers, vol. 77 - 1914).

On a donc d'après Fuller :

$Q/q = 1$	pour $T = 1$ an	
$Q/q = 1,8$	pour $T = 10$ ans	
$= 2,6$	pour $T = 100$ ans	T est la durée de retour.
$= 3,4$	pour $T = 1000$ ans	
$= 4,2$	pour $T = 10\ 000$ ans	

La formule de Fuller ne conduit, à vrai dire, qu'à des ordres de grandeurs grossiers. Le coefficient multiplicateur de $\log T$ dépend, en effet, beaucoup de l'hydrologie du bassin et varie notamment, de 0,8 à 1,7 d'un bassin à l'autre dans la partie Sud-Ouest du massif central, de 0,5 à 1,0 d'un bassin à l'autre dans certaines régions des Etats-Unis d'Amérique.

Une autre formule élaborée par Lane et qui ressemble beaucoup à la précédente

$$Q = K (B + \log_{10} T)$$

(E.W. LANE, Transaction of the American Society of Civil Engineers, vol. 89, 1926).

Mais Q' désigne ici le maximum de débit qu'on a de chances de rencontrer ou de dépasser au cours d'une période de T années, tandis que K représente une constante particulière à la station, et B une constante particulière à la région.

Il semble que les formules de Fuller et de Lane pèchent par excès pour les très faibles probabilités, à partir desquelles le maximum de débit Q semble atteindre pratiquement un plafond.

C'est ce dont Goodrich a tenu compte dans la formule

$$Q = \alpha \left[1 + \beta (\log_{10} T)^A \right]$$

et ce dont Couagne a tenu compte à son tour dans des formules du type

$$Q = q_0 \left(1 + K \sqrt{\log_{10} T} \right)$$

où l'on désigne par q_0 le débit maximal instantané des crues qui correspondent à $T = 1$ au lieu de leur débit moyen journalier (A. COULAGNE, IVe Congrès de la Commission Internationale des Grands Barrages, New-Delhi, 1951 vol. II, pp. 687-712).

Le coefficient K vaut 1,82 pour la Seine à Paris (avec $q_0 = 550 \text{ m}^3/\text{s}$), 1,1 pour le Niger à Koulikoro (avec $q_0 = 4900 \text{ m}^3/\text{s}$).

Mais la formule de Couzagne, qui donne de très bons résultats pour les grands fleuves relativement réguliers, ne semble pas convenir pour les cours d'eau relativement irréguliers et qui possèdent de faibles bassins versants.

Il existe bien d'autres types de formules empiriques pour tenir compte de la fréquence d'apparition des crues, mais elles sont généralement plus compliquées sans être plus précises pour autant. La plus connue est la formule de Graeger

$$Q = C.A^{0.5} \left[\frac{1}{3} L_{\eta, 0,1T} + \left(1 - \frac{1}{3} L_{\eta, 0,1T} \right) \cdot \frac{2 - e^{-0.04} A^{0.3}}{3} \right].$$

avec Q en pieds cubes par secondes, A en miles carrés, T en années, C constante dépendant des caractéristiques locales.

On pourra dire enfin que la méthode des "courbes enveloppes" a été utilisée pour de nombreux pays (Suisse, Mexique, Australie, Nouvelle-Zélande) et même pour l'ensemble du globe. Pour des rivières sur lesquelles on ne possède aucune information, on choisira sur de tels graphiques la valeur maximum probable de la crue par référence à des bassins présumés analogues.

4 - LIMITES DE LA METHODE.

La méthode des courbes enveloppes soulève quelques critiques. Tout d'abord elle ne donne pas d'indication précise sur la probabilité de la crue maximum admise et elle ignore toutes les caractéristiques physiques du bassin autres que sa superficie, et qui d'ailleurs jouent un rôle prépondérant dans la genèse de la crue comme nous le verrons par la suite dans d'autres méthodes. Certains bassins composés de versants abruptes figurent au voisinage d'autres de même superficie, mais moins sujets aux crues violentes, du fait de leurs pentes plus douces et de leurs terrains plus perméables. Enfin, il arrive qu'au fur et à mesure que les années passent, des crues catastrophiques d'une ampleur encore jamais observée, surviennent et obligent à déplacer la "courbe enveloppe" sans que l'on puisse savoir si l'on a ainsi atteint la "limite supérieure" des cataclysmes hydrologiques possibles.

Chapitre III :

METHODES STATISTIQUES.

1 - PRINCIPES.

Les méthodes que nous avons exposées jusqu'ici reposent sur l'emploi d'informations globales provenant d'un certain nombre de bassins réputés plus ou moins analogues hydrologiquement ; elles sont donc particulièrement adaptées aux cours d'eau sur lesquels on ne possède que peu de données.

Une autre façon d'aborder le problème est de s'attacher à utiliser au maximum les seuls relevés de débits de la station pour laquelle on cherche à évaluer la plus forte crue à craindre. On est ainsi conduit à faire emploi, notamment, de la technique statistique d'analyse des crues ; celle-ci permet de résoudre le problème suivant : calculer la probabilité pour qu'un débit supérieur à une valeur donnée survienne un nombre de fois donné - nombre de fois petit par définition pendant une durée donnée.

La crue annuelle définie comme le plus fort débit de l'année est considérée comme une variable aléatoire continue et illimitée dont on étudie la distribu-

tion statistique. A cet effet, la série des crues annuelles observées pendant une durée aussi longue que possible (au moins une trentaine d'années) est ajustée sur une des lois théoriques de distribution appliquées à l'hydrologie.. Cet ajustement dépend des observations disponibles, et il sera d'autant plus exact que les données portent sur un grand nombre d'années.

On montre (loi des grands nombres) que la fréquence calculée sur un échantillon tend vers la probabilité lorsque sa taille augmente indéfiniment . La précision de l'analyse statistique des crues est liée de ce fait à la représentativité des valeurs enregistrées.

2 - LES LOIS STATISTIQUES APPLIQUEES.

Les phénomènes crues ont généralement une dissymétrie positive, c'est-à-dire que le mode "d" (ou valeur la plus fréquente) est inférieur à la médiane "m" elle-même inférieure à la moyenne μ . La "courbe en cloche" des densités de probabilités monte plus vite qu'elle ne descend, ou encore dans la représentation sur papier gaussique où les fréquences de dépassement sont portées en abscisses, les courbes ont leur concavité tournée vers les débits croissants. On dit aussi pour cela, que la loi est "hypernormale".

Le seul exemple de la loi hypernormale, c'est-à-dire à dissymétrie négative, inverse du précédent cas, est celui des débits maximaux de crue des grands fleuves dotés de grandes plaines d'inondations qui conduisent presque à imposer une limite supérieure au débit de crue, ou plutôt à réduire la croissance du débit de crue au delà d'une certaine limite de débordement.

Les lois statistiques non normales sont très nombreuses, mais si l'on retient seulement pour application à l'hydrologie celles qui n'ont pas plus de 3 ou 4 paramètres, et ici celles dont la mise en oeuvre manuelle n'est pas trop laborieuse, on débouche sur une liste limitée dans laquelle se trouve la quasi-totalité des lois utilisées et appliquées en hydrologie et celle d'ailleurs que l'expérience semble avoir confirmé, à savoir :

- la loi de GIBRAT-GAUSS ou loi Gausso-logarithmique
- la loi de PEARSON III ou loi gamma incomplète
- les lois de FRECHET et de GOODRICH ou lois exponentielles généralisées
- la loi de GUMBEL ou loi doublement exponentielle.

2.1. La loi de GIBRA-GAUSS.

Cette loi est proche de celle de la loi normale à une anamorphose près, de type logarithmique sur la

variable. La fonction de répartition a pour expression :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-u^2/2} du \quad u = a \log(x-x_0) + b$$

On peut également donner une autre formation, en respectant cette fois l'équation de la variable réduite

$$u = \frac{x - x_0}{S} \quad \text{on a alors} \quad F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^u \frac{1}{u} e^{-\frac{\log^2 u}{2T^2}} du$$

$F(x)$: définit une fréquence au non dépassement. Elle croît de zéro à 1 lorsque x varie de x à

x est le paramètre de position : borne inférieure de l'intervalle de définition de la variable

S : est le paramètre d'échelle de même dimension que x et x , positif, différent de zéro

T : est le paramètre de forme, positif, différent de zéro.

2.2. Loi de PEARSON III

Les lois de Pearson représentent des structures analytiques simples et de forme assez souple pour s'ajuster à de nombreux types de courbes expérimentales. La loi

de Pearson III est très utilisée malgré son comportement exponentiel à l'infini, qui conduit peut-être à attribuer de trop faibles probabilités aux crues très fortes.

La fréquence au non dépassement a pour expression :

$$F(x) = \frac{1}{\Gamma(\gamma)} \int_0^u u^{\gamma-1} e^{-u} du$$

$F(x)$: fréquence au non dépassement

$\Gamma(\gamma)$ étant la fonction gamma complète égale à

γ est le paramètre de forme positif

2.3. Lois exponentielles généralisées.

L'expression générale est la suivante pour la fonction de répartition :

$$F(x) = 1 - e^{-u/d}$$

$F(x)$ étant la fréquence au non dépassement. Selon les valeurs et signes des paramètres de forme d et d'échelle s , on a les lois particulières suivantes :

a) s et d positif, loi de Goödrich :

$$F(x) = 1 - e^{-A} \quad A = \frac{1}{s} (x - x_0)^{1/d}$$

b) λ positif, λ négatif : loi de Frechet.

$$F(x) = e^{-\lambda x}$$

2.4. Loi de GUMBEL.

Elle a été créée pour l'étude de la distribution des valeurs extrêmes. La fréquence au non dépassement s'écrit :

$$F(x) = e^{-e^{-a(x-x_0)}}$$

Nous n'entrerons pas dans le détail des divers modes d'estimation des paramètres a et x_0 par ajustement de la loi théorique sur un échantillon des plus grandes valeurs réellement observées. On en obtiendra très simplement des valeurs approchées (d'autant meilleures que l'effectif de l'échantillon de valeurs extrêmes dont on dispose est plus important) à partir des relations suivantes qui lient a et x_0 à \bar{x} et σ , respectivement moyenne et écart type de la distribution expérimentale

$$a = \frac{1}{0,780 \sigma} \quad ; \quad x_0 = \bar{x} - 0,4502 \sigma$$

Malgré certaines insuffisances de justification théorique, l'utilisation de la loi de Gumbel pour l'étude des crues maximales, a connu un certain succès.

Kaczmarek, puis Bernier et Veron, ont calculé les intervalles de confiance de la loi de Gumbel (et,

du même coup, les intervalles de confiance de la loi de Fréchet par transformation logarithmique de la variable)(1). Les résultats de Bernier et Veron font l'objet des figures 1 et 2 où l'on a porté :

- en abscisse : le nombre n de débits de crue qui constituent la population observée,

- en ordonnée : les limites de l'intervalle de confiance, en prenant l'écart quadratique moyen σ de la distribution des débits comme unité :

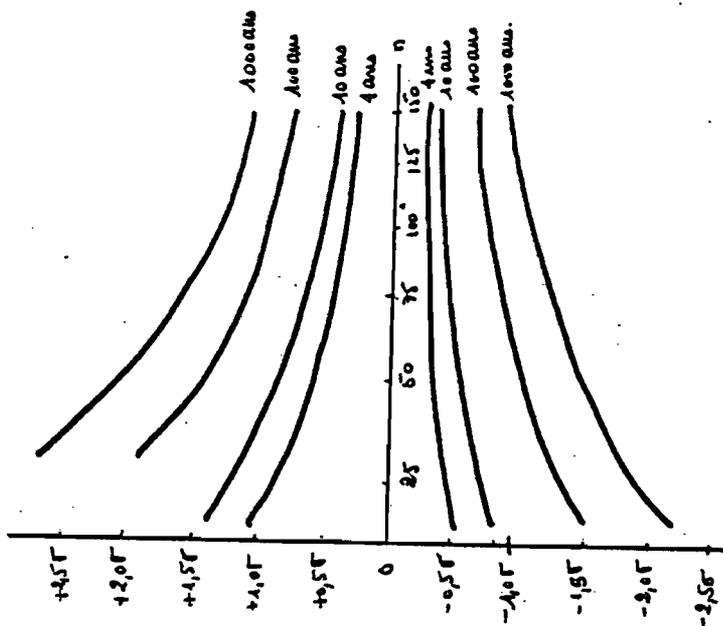


Fig. 1

(1) Z. KACZMAREK, Symposia Darcy, 20-26 sept. 1956, t III, Publication n° 42 de l'Association Internationale d'hydrologie, pp. 279-285. J. Bernier et R. VERON, Revue appliquée, vol. 12, n° 1, 1964, pp. 25-46).

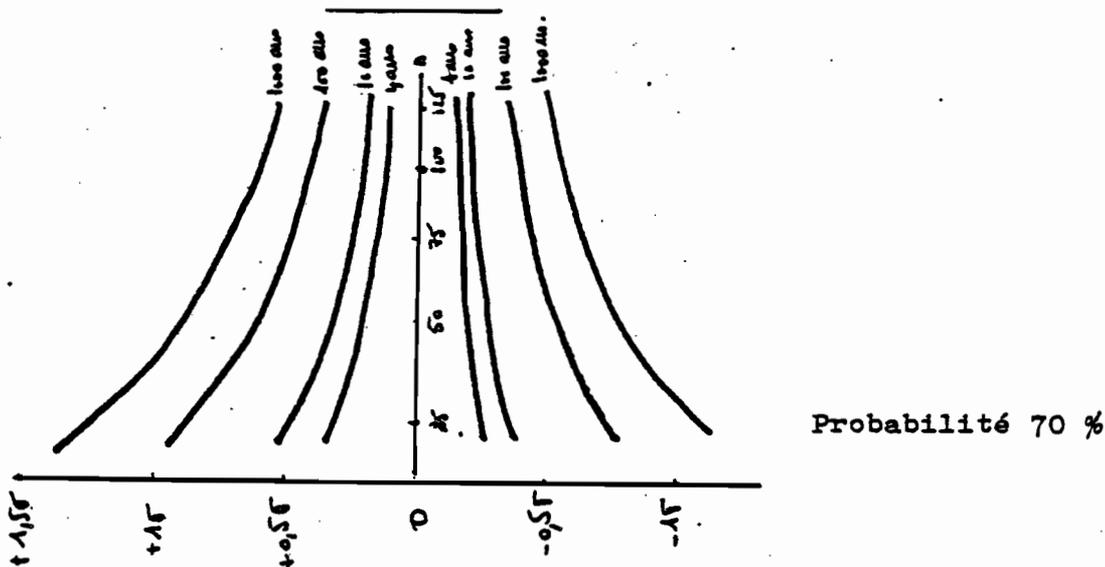


Fig. 2.

A titre d'exemple, la prise en compte d'un intervalle de confiance à 95 % permet de situer la "crue millénaire" de la Loire entre 7 060 et 9 980 m³/s à Roanne, par extrapolation des relevés de débit qu'on y a effectués de 1852 à 1962 pendant 111 ans (fig. 3).

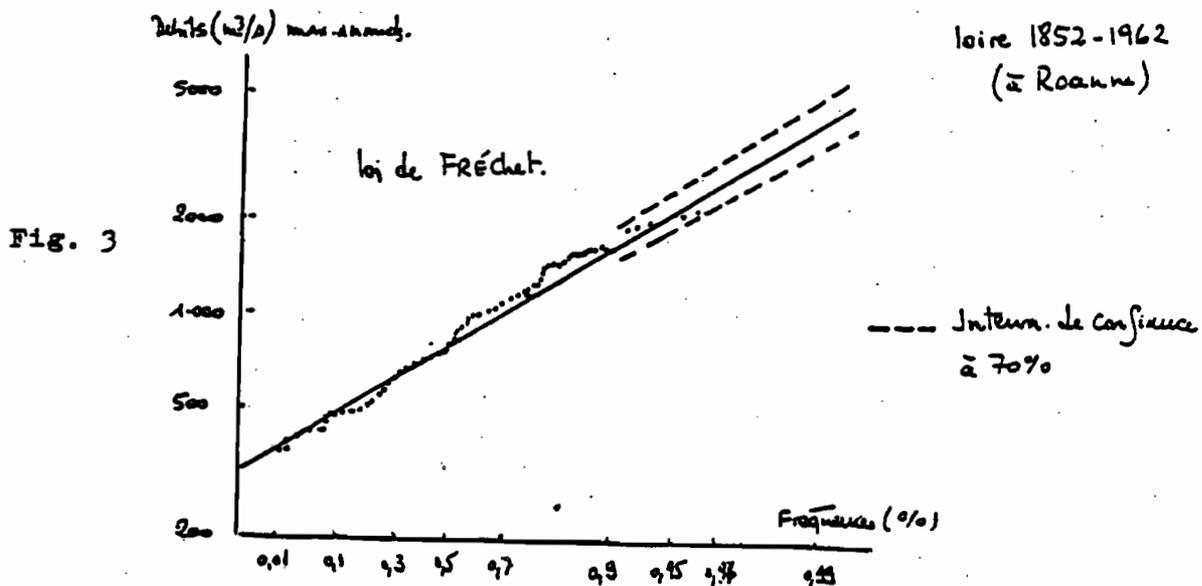


Fig. 3

3 - CHOIX DE LA LOI LA MIEUX ADAPTEE.

Les différentes lois étant définies, le problème qui se pose est de choisir celle qui a le plus de chance de représenter la population mère, et selon les fonctions employées, on constate en effet une nette divergence dans les résultats.

Avec des échantillons de vingt ou trente valeurs, ce choix n'est pas aisé, les notions de seuil ou d'intervalle de confiance perdent toute signification, surtout pour les débits extrêmes, le risque d'accepter à tort une loi non représentative devient très grand. Pour choisir la loi la mieux adaptée à l'échantillon, nous disposons de trois méthodes.

* D'une part, on considère que la loi la plus représentative est celle dont la forme géométrique se rapproche le plus de la distribution expérimentale, les coefficients d'assymétrie et d'applatissage devront avoir de ce fait des valeurs comparables, qu'ils soient calculés à partir de l'échantillon ou déduits des fonctions de répartition.

- Le coefficient d'assymétrie est définie par

$$\gamma_1 = K_3 / K_2^{3/2}$$

- Le coefficient d'applatissage par

$$\gamma_2 = K_4 / K_2^2$$

En posant :

$$S_1 = \sum x_i \quad ; \quad S_2 = \sum x_i^2 \quad ; \quad S_3 = \sum x_i^3 \quad ; \quad S_4 = \sum x_i^4$$

$$K_2 = \frac{1}{n-1} \left(S_2 - \frac{S_1^2}{n} \right) \quad ; \quad K_3 = \frac{1}{(n-1)(n-2)} \left(nS_3 - 3S_2S_1 + \frac{2}{n} S_1^3 \right).$$

$$K_4 = \frac{1}{(n-1)(n-2)(n-3)} \left[(n^2+n)S_4 - 4(n+1)S_3S_1 - 3(n-1)S_2^2 + 12S_2S_1^2 - \frac{6}{n} S_1^4 \right].$$

quelle que soit la distribution choisie, la valeur γ_1 et γ_2 ne dépendent que des paramètres de forme, indépendamment des paramètres d'échelle et de position.

* D'autre part, on s'appuie sur le test d'ajustement du χ^2 . Le χ^2 est une variable aléatoire dont la distribution statistique a été étudiée par Pearson. Les valeurs de sa probabilité de dépassement, due au seul fait du hasard, sont données par des tables en fonction de sa valeur propre et du nombre de degrés de liberté pris en considération pour le phénomène étudié.

L'échantillon étant divisé en un certain nombre K de classes, si n_i est le nombre de valeurs expérimentales contenues dans la classe i et γ_i le nombre de valeurs qui sur un échantillon de grandeur N est affecté par la loi théorique proposée à la classe i , le χ^2 est défini par la relation

$$\chi^2 = \sum_1^k (n_i - \gamma_i)^2 / \gamma_i$$

L'intervalle des résultats est une question d'appréciation. En première analyse, on peut admettre avec la plupart des statisticiens que :

- si la probabilité trouvée est supérieure à 5 %, l'ajustement est satisfaisant ;

- si la probabilité est inférieure à 1 %, la loi choisie doit être rejetée ;

- si elle est comprise entre 1 et 5 %, on ne peut pas conclure, il faut poursuivre les observations.

Il peut être parfois intéressant d'ajuster les paramètres d'une loi en minimisant le χ^2 ce qui a pour avantage de fournir directement un contrôle de l'ajustement. On notera toutefois que les calculs sont laborieux. Aussi, il ne faut pas fonder un choix absolu sur le test du χ^2 . D'abord parce que ce test n'est pas fait pour choisir entre des types de lois différentes, mais pour juger de la valeur de l'ajustement d'un faisceau d'informations à une loi donnée, ensuite, parce que le test du χ^2 suppose le partage du stock d'informations en un nombre suffisamment élevé de classes d'égales probabilités, et parce que ce partage s'avère pratiquement impossible dans le cas actuel devant la rareté de très grandes crues.

Il faut donc se contenter de donner la préférence à celle qui conduit au meilleur ajustement des débits comme importants.

* Mr. Y. BRUNET-MORET de l'ORSTOM a établi un test d'ajustement qui permette de choisir parmi les multiples fonctions de répartition utilisables celle qui semble le moins mal représenter l'échantillon ; les fonctions de répartition étant de formulations mathématiques choisies a priori, mais les valeurs numériques des paramètres étant calculées d'après l'échantillon.

Une qualité exigée du test est de retrouver, en cherchant sa valeur minimale par variation des valeurs numériques des paramètres, les mêmes valeurs de ces paramètres que celle que donnent leur estimation par une autre méthode que l'on sait par ailleurs être la meilleure. La meilleure méthode de calcul des paramètres doit alors conduire à la valeur minimale du test.

Une autre qualité est de pouvoir ne tester la valeur de l'ajustement que sur une partie de l'échantillon, vers les valeurs les plus fortes ou les plus faibles, pour mieux s'assurer de la consistance de l'extrapolation vers les valeurs les plus fortes ou les plus faibles.

Une condition nécessaire à remplir pour que l'utilisation du test soit facile, est qu'il soit non paramétrique : c'est-à-dire que sa signification soit indépendante tant de la formulation mathématique de la fonction de répartition que des valeurs numériques des paramètres.

Principe du test :

Etant donné que le test est non paramétrique, il semble nécessaire de passer par l'intermédiaire des fréquences calculées d'après les valeurs de l'échantillon, la formulation mathématique de la dédistribution choisie, et les valeurs numériques estimées pour les paramètres.

A chaque variable de l'échantillon de taille/en ^{n rangé} ordre croissant correspond une fréquence (au non dépassement) F_i et par inversion de la loi normale centrée réduite une valeur v_i

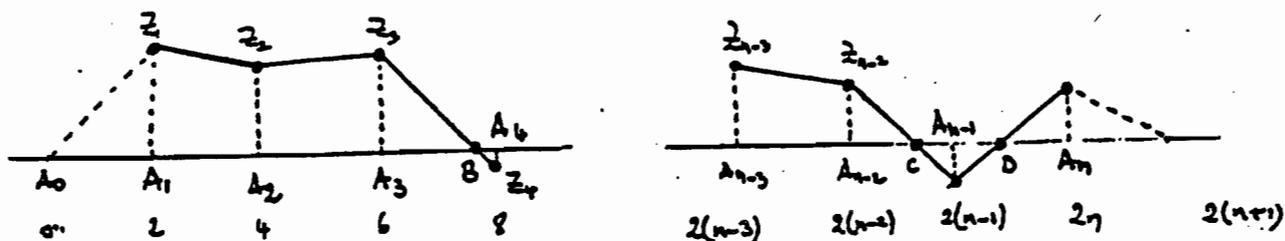
$$F_i = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{v_i} e^{-v^2/2} dv.$$

On peut concevoir un échantillon idéal de taille n , de valeur u_i rangées en ordre croissant et suivant "exactement" une loi normale, en obéissant aux conditions

$$\sum u_i = 0, \quad \sum u_i^2 = n$$

(détermination de la moyenne et de la variance par la méthode du maximum de vraisemblance). Les quantités $(v_i - u_i)$ sont une mesure de la divergence entre l'échantillon des v et l'échantillon idéal des u .

Plutôt que de prendre $\sum_1^n (v_i - u_i)$ comme valeur du test, il a semblé préférable de prendre une somme de carrés de surfaces comprises entre un axe d'abscisses équidistants et la ligne brisée définie par les points Z_i d'abscisses Z_i et d'ordonnées $(v_i - u_i)/$.



La figure ci-dessus explicite les surfaces élémentaires prises en compte et élevée au carré

pour le premier point :	A_0	Z_1	\rightarrow	A_2
deuxième	A_1	Z_2		A_3
troisième	A_2	Z_3		B
(n - 2)ième	A_{n-3}	Z_{n-2}		C
(n - 1)ième	C	Z_{n-1}		D
n ⁱ ème	D	Z_n		A_{n+1}

On voit que lorsque la ligne brisée joignant les Z_i coupe l'axe des abscisses, les surfaces élémentaires prises en compte sont bien diminuées par rapport à celles prises en compte lorsque la ligne brisée ne coupe pas l'axe des abscisses.

L'avantage donc de cette méthode, c'est qu'elle tient compte des valeurs extrêmes.

4 - IRREGULARITES D'APPARITION DES CURES.

Nous avons vu précédemment que les crues catastrophiques se succèdent parfois à de brefs intervalles, pour faire ensuite défaut pendant longtemps. On se trouve

conduit à se poser la question d'un grand intérêt pratique, suivante :

- Quel peut être le débit (représenté par sa "durée de retour" moyenne T) qu'il y a r chances contre une de rencontrer au moins une fois dans les n années à venir ?

- On peut répondre à la question par un calcul de probabilités classique, puisqu'on se contente de représenter les débits par leurs "durée de retour" moyennes en laissant aux lois de Fréchet, de Galton, de Gumbel... le soin d'évaluer les débits qui correspondent à ces "durées de retour" moyennes en tel ou tel point du cours d'eau.

- Le calcul s'apparente à celui d'une somme d'intérêts composés, et conduit à la formule :

$$r = 1 - (1 - 1/T)^n$$

Cette formule peut encore s'écrire

$$r = \left[1 - 1 + \frac{n}{T} - \frac{n(n-1)}{2} \cdot \frac{1}{T^2} + \dots \right]$$
$$= \frac{n}{T} \left(1 - \frac{n-1}{2T} + \dots \right)$$

et le débit qu'on a r chances contre une de rencontrer au moins une fois dans les n années à venir a pour "durée de retour" moyenne $T = n/r$.

avec une erreur relative par excès de l'ordre de $(n-1)/2T$

Le tableau ci-dessous résume les possibilités d'application numérique :

Probabilité r%	Nombre d'années, n.							
	2	5	10	15	20	25	50	100
75	—	4,0	6,7	11,0	14,9	18,0	35,6	72,7
50	3,4	7,7	14,9	22,1	28,4	36,6	72,6	144,8
40	4,4	10,3	20,1	28,9	39,7	49,5	98,4	196,3
30	6,1	14,5	28,5	42,6	56,5	70,6	140,7	281
25	7,5	17,9	35,3	52,6	70,0	87,4	174,3	348
20	9,5	22,9	45,3	67,7	90,1	112,5	225	449
15	12,8	31,3	62,0	90,8	123,6	154,3	308	616
10	19,5	48,1	95,4	142,9	190,3	238	475	950
5	39,5	98	195,5	293	390	488	976	1949
2	99,5	248	496	743	990	1288	2475	4950
1	198	496	996	1492	1992	2488	4975	9953

Le tableau résume donc les calculs numériques et indique les "durées de retour" moyennes des débits qu'il y a r chances contre une de rencontrer au moins une fois dans les n années à venir.

La même formule citée ci-dessus permet de voir combien on a de chances de ne rencontrer la crue de "durée de retour" T qu'une seule fois dans les années T

à venir. On voit immédiatement que cette probabilité est égale à

$$r = 1 - (1 - A/T)^T$$

et qu'elle tend vers $1 - 1/e = 63,2 \%$ quand T tend vers l'infini.

Il en résulte, a contrario, qu'on a $1 - r = (1 - 1/T)^T$ chances contre une de ne pas rencontrer de crue de "durée de retour" moyenne T dans les T années à venir. Ce qui veut dire qu'on a $(1 - 1/T)^T$ chances contre une de se tromper lorsqu'on considère la crue maximale enregistrée au cours d'une période d'observation de T années comme étant la crue maximale à craindre pour la "durée de retour" T .

$T = 10$	$(1 - 1/T)^T = 34,9 \%$
$= 20$	$= 35,8 \%$
$= 50$	$= 36,4 \%$
$= 100$	$= 36,6 \%$

5 - REFLEXION SUR LES METHODES STATISTIQUES.

Les méthodes statistiques restent très utilisées dans de nombreuses applications et pour de nombreux pays,

une des limites principales est la disponibilité des données sur de longues périodes. Sans perdre de vue que l'extrapolation des courbes de distribution "expérimentales" qu'impliquent les méthodes entraîne un certain aléa. Il suffit pour s'en rendre compte dans chaque cas particulier, de chiffrer l'écart entre les estimations de la crue obtenues par extrapolation d'une même courbe expérimentale en utilisant diverses lois de distribution théorique du fait de l'inadéquation possible de ces courbes qui sont supposées pouvoir leur être substituées. Cet Aléa grandit lorsque le nombre des crues effectivement observées est faible (erreur d'échantillonnage). Aussi, sera-t-il prudent de comparer les chiffres qu'elles fournissent, aux estimations données par d'autres méthodes, également sujettes à caution, utilisant des informations de nature différente.

N.B. Certains cas pratiques des analyses statistiques sont traités dans "l'initiation à l'analyse hydrologique" P. Dubreuil et "L'Hydrologie de surface", M. Roche.

Chapitre IV :

L'HYDROGRAMME UNITAIRE.

1 - INTRODUCTION .

Jusqu'à présent on a vu différentes méthodes qui traitaient de l'information hydropluviométrique constituée d'échantillons, de plus ou moins longue durée, d'observations effectuées en des stations permanentes de réseaux hydropluviométriques.

Lorsque l'on ne possède pas d'information en quantité suffisante, l'analyse statistique est impossible et le recours à l'analyse globale devient une nécessité. C'est le cas le plus souvent des petits cours d'eau dont les bassins drainés ont des superficies de quelques dizaines à centaines de km². Cette situation existe parce qu'il est rare qu'il y ait des stations de mesures à l'issue d'aussi petits bassins dans un service gestionnaire de réseau, étant donné les difficultés que présenterait une telle gestion.

2 - DEFINITIONS ET FONDEMENT DE LA METHODE.

Elaborée par L.K. SHERMAN dès 1932 aux USA, la théorie de l'hydrogramme unitaire a fait l'objet de nombreux développements et applications dans les années suivantes de la part d'autres hydrologues américains. Devenue méthode, la théorie de l'hydrogramme unitaire a été appliquée avec adaptation par les hydrologues de l'ORSTOM, sur plus de 250 bassins des régions arides et intertropicales du globe sur lesquelles cette utilisation a été très fructueuse.

Mais avant d'exposer les principes fondamentaux de cette méthode, il serait impératif dans un premier temps de donner quelques définitions relatives aux variables introduites et aux paramètres qui interviennent simultanément dans la méthode de l'hydrogramme unitaire.

a) Définitions :

- Pluie efficace : C'est la partie de l'averse ayant donné lieu à du ruissellement, autrement dit, c'est la pluie qui n'a pas été totalement infiltrée, évaporée ou interceptée. Elle est définie par son volume efficace " V_e ", sa hauteur " P_e " et sa durée efficace " t_e " dont on déduit son intensité moyenne : intensité moyenne intensité efficace I_e .

- Pluie utile : La pluie efficace est en général difficile à définir a priori. On lui substitue alors la notion de pluie utile qui désigne la partie de l'averse ayant pu raisonnablement donner lieu à du ruissellement. Sa détermination est une question d'appréciation. On associe à la notion de pluie utile celles de volume de pluie utiles V_u de hauteur de pluie P_u , de durée t_u et d'intensité de pluie I_u .

- Pluie nette : C'est la partie de l'averse qui a ruisselé. Son volume V_n est donc égal au volume total de l'averse diminué du volume de la pluie qui s'est infiltrée, s'est évaporée ou a été interceptée, c'est-à-dire au volume de ruissellement. On détermine également sa durée (t_n) qui du reste égale celle de la pluie efficace, sa hauteur P_n et son intensité $I_n = \frac{P_n}{t_n}$

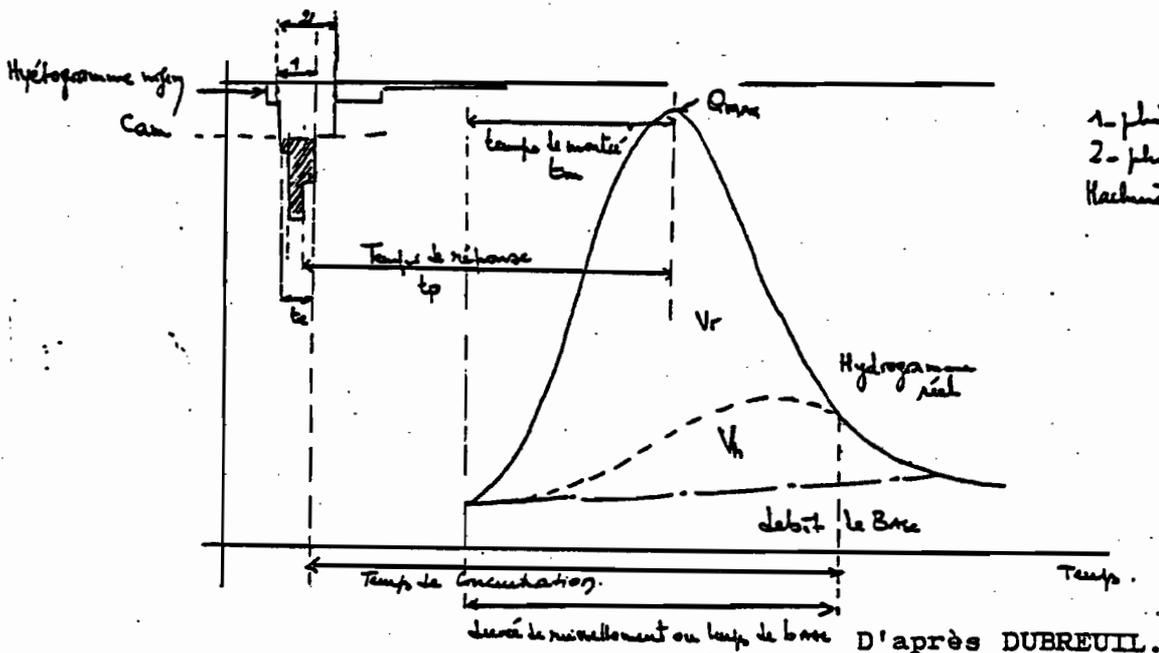
- Temps de montée t_m : C'est la durée qui s'écoule entre le début de l'arrivée à l'exutoire du ruissellement apparent et le maximum de l'hydrogramme de ruissellement. Nous disons bien apparent, car en fait, dès le début de la pluie excédentaire, si l'averse est homogène et le ruissellement général sur le bassin, il arrive immédiatement à l'exutoire de l'eau provenant du ruissellement dans la zone environnant l'exutoire ; mais ce débit est en général trop faible pour être décelable par le limnigraphe. Par contre, l'arrivée du flot provenant de la

concentration dans le lit principal, est souvent très nette.

- Temps de concentration (t_c) et durée de ruissellement (T_b).

t_c : c'est la durée que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour arriver à l'exutoire. Il peut être considéré comme une caractéristique du bassin versant indépendamment de la hauteur d'eau qui est précipitée.

Le temps de base ou durée de ruissellement est la durée comprise entre le début et la fin du ruissellement de surface. Il est égal au temps de concentration augmenté de la durée t de l'averse : $T_b = t_c + t$.



- Temps de réponse : c'est l'intervallé de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie efficace de la pointe de l'hydrogramme observé à l'exutoire.
- Volume de ruissellement : V_r , c'est le volume de la crue correspondant au ruissellement pur. Il est égal au volume de la pluie nette et on le mesure sur l'hydrogramme enregistré à l'exutoire après séparation des écoulements.
- Volume de ruissellement retardé (dit hypodermique), mesuré également sur l'hydrogramme après séparation des écoulements.
- Coefficient de ruissellement : c'est le rapport de la lame ruissellée à la pluie moyenne du bassin $k_r = \frac{l_r}{P_m}$

b) Fondement de la méthode.

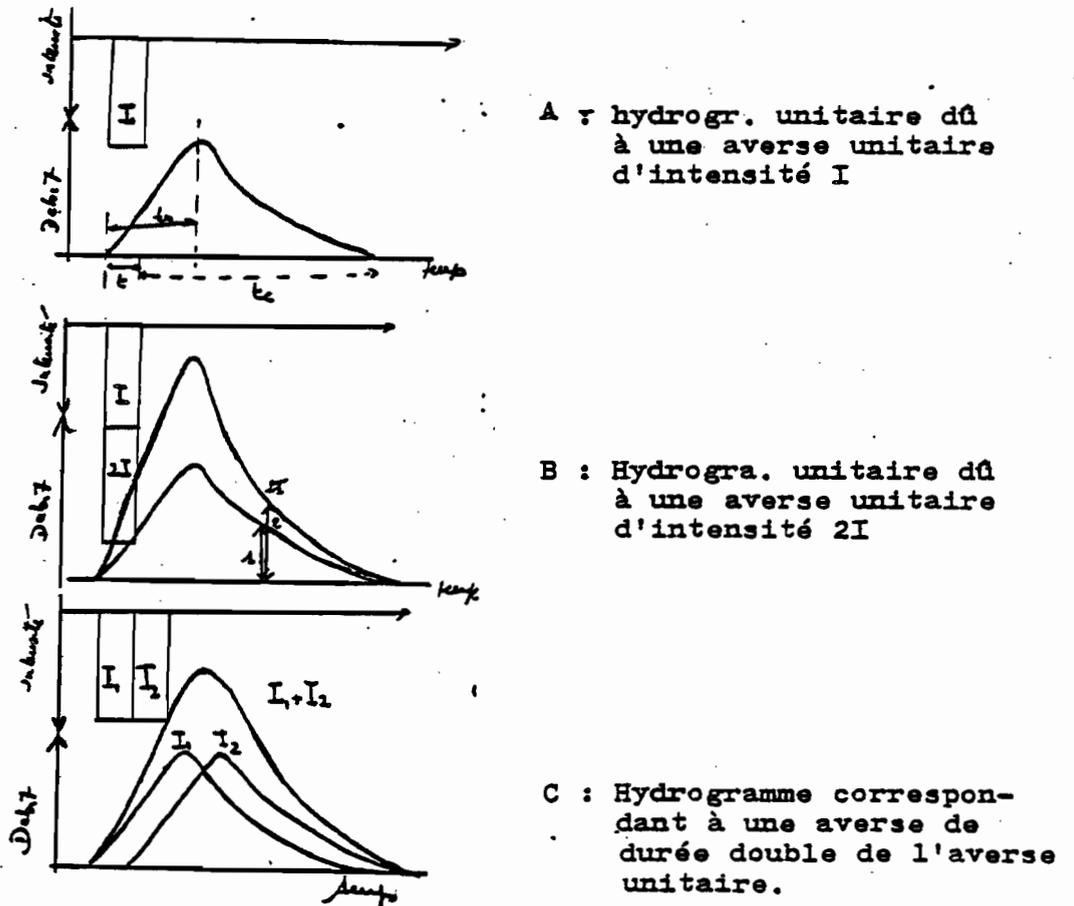
La théorie de l'hydrogramme unitaire découle de l'observation suivante :

- une averse homogène concevant la totalité du bassin et d'intensité constante I engendre un hydrogramme de forme et d'intensités (ou débits) caractéristiques quand la durée de cette averse est suffisamment faible. Cette averse est appelée averse unitaire et l'hydrogramme engendré est l'hydrogramme unitaire.

une averse unitaire d'intensité double $2I$ engendre un hydrogramme de même forme et dont les débits sont doubles ; par affinité ou homothétie.

une averse d'intensité I de durée double de l'averse unitaire engendre une crue non unitaire formée par la composition de deux hydrogrammes unitaires décalés entre eux de la durée de l'averse unitaire.

Schéma théorique de l'hydrogramme unitaire :



(D'après DUBREUIL)

La durée de ruissellement de l'hydrogramme unitaire est évidemment égale à $t + t_c$. Si une averse homogène d'intensité I durait indéfiniment, la crue engendrée tendrait asymptotiquement (courbe en S) vers un maximum atteint lorsque cette durée dépasse t_c . La différence entre deux courbes en S, décalées de t , est représentée par l'hydrogramme unitaire.

La durée de l'averse unitaire t étant faible devant t_c , on peut dire qu'une averse homogène est unitaire lorsque la durée du ruissellement de l'hydrogramme est constante et égale à une valeur limite inférieure, peu supérieure à t_c .

L'hydrogramme unitaire ayant une forme fixe pour un bassin donné, cela veut dire que son temps de montée t_m , comme celui du ruissellement, est constant et égal à une valeur limite inférieure, cela veut dire également que si l'hydrogramme est divisé en n tranches de durée d , le pourcentage du volume ruisselé total dû à chaque tranche est une constante caractéristique du bassin.

3 - SCHEMA GENERAL DE LA METHODE DE PREDETERMINATION.

Nous présentons ici dans l'ordre logique séquentiel de leur utilisation les différents éléments des analyses diverses.

a) Le choix de la probabilité d'occurrence p de la précipitation, dont la crue résultante doit être prédéterminée, s'effectue en considérant les objectifs d'utilisation de cette crue (calcul d'ouvrage).

b) L'analyse statistique des précipitations journalières en une station de longue durée dont le régime pluvieux est comparable à celui du bassin étudié, fournit la hauteur de précipitation P_j ; de Probabilité p .

c) L'étude de la réduction que subit une précipitation ponctuelle comparée à une précipitation moyenne sur un bassin d'une certaine superficie S km² fournit le coefficient d'abattement K à appliquer à P_j ; pour avoir la pluie moyenne $P_m < P_j$, sur le bassin.

d) L'analyse des hyétogrammes d'averses observées permet d'estimer la pluie utile et la durée de celle-ci (p_u , t_u) correspondant à la pluie moyenne P_m .

e) Le coefficient de ruissellement global (K_r ou K_{ru}) est déterminé en fonction de la précipitation globale (P_m ou P_u) et d'un facteur exprimant l'état de saturation préalable du bassin, à partir de l'analyse de tous les événements averses-crues observées sur le bassin considéré.

f) La lame ruisselée totale b s'obtient en appliquant le coefficient de ruissellement global déterminé en e) à la hauteur totale de précipitation P_m obtenue

en c) ; on a $K_r \times P_m$ ou $K_{ru} \times P_m$.

g) L'hydrogramme unitaire médian du bassin est obtenu par analyse des cours observées ; cela fournit entre une répartition des débits dans le temps, une durée limite pour l'averse unitaire, et une variation des fonctions $K_r(t)$ ou $Cam(t)$.

h) La précipitation de probabilité p est divisée en autant de fractions unitaires qu'il est nécessaire (comparaison de la durée limite unitaire de l'averse pour le bassin et de la durée utile t_u liée à la pluie P_m) et l'on estime les valeurs correspondantes de K_r (ou K_{ru}) à l'aide de la fonction $K_r(t)$ de telle sorte que leurs moyennes soient les valeurs globales estimées ci-dessus.

i) A chaque fraction unitaire d'averse correspond un hydrogramme unitaire ; la sommation de tous ces hydrogrammes unitaires décalés du temps adéquat fournit l'hydrogramme global de ruissellement.

j) La crue relative à la précipitation de probabilité p est obtenue en ajoutant l'écoulement de base à l'hydrogramme global de ruissellement.

Ce schéma général appelle quelques commentaires et explications.

) La durée utile des précipitations.

Il faut estimer la durée utile de la précipitation moyenne de hauteur déterminée par l'analyse statistique et corrigée de l'effet d'abattement, ceci afin de pouvoir dire si cette précipitation est unitaire ou non - et en combien de fractions unitaires elle peut être divisée.

Il s'agit d'un travail d'estimation qualitative car l'on ne possède ni règle précise, ni relations certaines entre hauteurs et durées d'averses et ceci quels que soient les types de climat ou les régimes de précipitations.

) L'abattement des précipitations (voir aussi chap. V).

Ayant calculé à l'aide des lois statistiques la valeur journalière de la pluie, on passe à la pluie moyenne par un coefficient d'abattement $K = \frac{P_{my}}{P_{MAX}}$

La hauteur moyenne sur un bassin d'une précipitation donnée est toujours inférieure à des hauteurs ponctuelles relevées en divers emplacements de ce bassin, d'où l'idée qu'il pourrait en être de même lors d'un évènement exceptionnel et que l'application de la hauteur ponctuelle, issue de l'analyse statistique d'une station de longue durée, à la superficie du bassin nécessiterait un abattement.

La méthodologie d'étude de l'abattement est, en résumé, la suivante :

- décompte par classes de 5 ou 10 mm de toutes les précipitations ponctuelles observées et de toutes les précipitations moyennes correspondantes sur un bassin ;

- correction de la distorsion de la distribution en classes de la série des précipitations moyennes et ajustement d'une loi de même type que celle lissant les pluies journalières.

- Les coefficients d'abattement par diverses fréquences se déduisent des deux lois de distribution.

La méthode des décomptes corrigés par la statistique permet une estimation de l'abattement pour un bassin donné.

L'abattement d'une précipitation ponctuelle semble :

- croître pour un bassin donné lorsque la hauteur de précipitation et la superficie du bassin augmentent,
- varier avec le type de précipitations et les conditions de relief d'un bassin à l'autre.

Pour diverses raisons, parmi lesquelles les dispersions dues aux échantillonnages jouent un grand rôle, il ne semble pas que les valeurs d'abattement obtenues

pour un certain bassin soient très significatives. La méthode n'a d'intérêt réel qu'appliquée à de très nombreux bassins afin que l'on puisse en déduire par réduction des erreurs particulières des valeurs moyennes régionales qui seraient elles significatives.

Une formule empirique a été établie par G. VUILLAUME* (chercheur à l'ORSTOM) pour l'Afrique (voir chap. V).

$$K = 1 - (0,95s - 10) \text{ Logr} - 42.10 P + 152 \pm 10 \text{ logS}$$

) Relation entre précipitation, ruissellement et saturation.

C'est une relation qui permet la transformation des quantités de pluies en débits d'écoulement. Elle consiste à appréhender et à saisir la quantité (lame ruisselée) ou la part (coefficient du ruissellement) qui se transforme en écoulement ; lame et coefficient de ruissellement croissent évidemment avec la hauteur de précipitations, mais cette croissance est plus ou moins rapide et s'effectue à des niveaux plus ou moins élevés selon divers facteurs dont le plus important est l'état de saturation préalable des sols. La recherche de la relation entre précipitation, ruissellement et saturation s'effectue donc dans le cadre des corrélations multiples,

* VUILLAUME (G.), L'abattement des précipitations journalières en Afrique intertropicale : variabilité et précision de calcul, p. 205, Cahier de l'ORSTOM, Série Hydrogr. Vol XI, n° 3, 1974.

comme les variables ne sont pas toujours normales et que les liaisons ne sont que rarement linéaires, la solution la plus pratique au niveau de l'analyse d'un bassin donné consiste à employer la méthode des déviations résiduelles.

La variable à expliquer est tantôt le coefficient de ruissellement K_r , tantôt la lame ruisselée l_r . Le facteur principal du ruissellement est la pluie représentée par la variable P_m , hauteur moyenne sur le bassin, ou parfois par la variable P_u , pluie utile fraction de P_m d'intensité supérieure à un certain seuil qui dépend de la perméabilité des sols des bassins (la gamme de variation de ce seuil s'étend à peu près de 5 à 20 mm/h).

Le facteur secondaire caractérise la plus ou moins grande saturation préalable des terrains c'est-à-dire la plus ou moins grande teneur en eau de ces terrains au début de la précipitation considérée ; il est bien évident que l'aptitude ou la potentialité au ruissellement d'un bassin soumis à une certaine pluie est d'autant plus élevée que la saturation préalable des terrains est importante.

A défaut de mesures des teneurs en eau des sols qui ne sont ni courantes, ni répandues en gestion opérationnelle d'un bassin, on caractérise la saturation en

faisant appel à des paramètres indirects :

- soit le débit de base avant la montée de la crue, qui représente de manière intégrale la succession des pluies antérieures (dont l'infiltration a généré ledit débit de base),

- soit une fonction de cette chronique des pluies antérieures, qui est appelée l'indice d'humidité ou de saturation antérieure.

La saturation est d'autant plus élevée qu'il a beaucoup plu et que ces pluies se sont produites peu de temps avant l'événement considéré.

L'indice d'humidité a donc une forme générale qui est la suivante :

$$IH = \sum_1^r P_a t_a^{-k}$$

équation dans laquelle l'on effectue la somme sur n jours antérieurs à l'événement des produits $P_a t_a$ relatifs à chaque pluie antérieure, P_a étant la hauteur moyenne d'une pluie antérieure et t_a l'intervalle de temps antérieur qui sépare cette pluie de l'événement considéré, k étant un paramètre de réglage.

L'équation peut se voir substituer des formes voisines, telles que

$$\sum_1^n P_a b^{t_a} \quad (\text{avec } b < 1)$$

suivant la nature des bassins, leur perméabilité, la plus ou moins rapide vitesse de ressuyage de leurs sols (fonction de l'évapotranspiration potentielle, du relief...) la sommation précédente est étendue à $n = 5$ à 10 jours environ, parfois elle va jusqu'au début de la saison des pluies si celui-ci est net, parfois elle se limite à la première pluie antérieure cause de crue.

Dans certains cas enfin, l'équation est simplifiée et il ne subsiste tantôt que $\sum_1^n P_a$, tantôt que "ta" (relatif à la dernière pluie génératrice de crue).

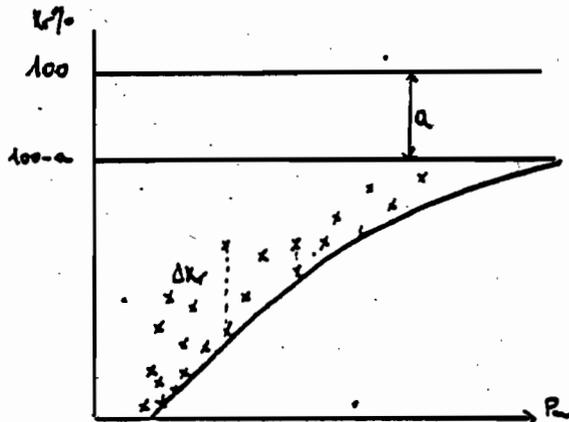
La mise en application de la méthode des déviations résiduelles sur le schéma de relations ainsi élaboré $K_r = f(P_m, I_H)$ suit quelques règles pratiques :

1° La fonction $K_r = f(P_m)$ est croissante et l'on n'a pas intérêt à ne pas la faire régulièrement croître sans point d'inflexion.

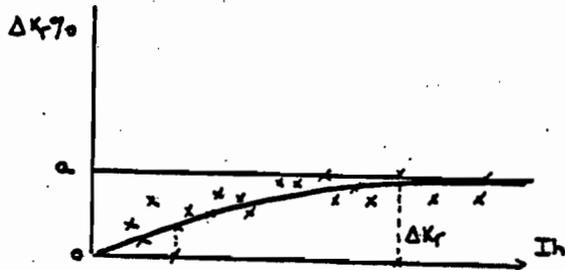
2°) La relation de second ordre donnant ΔK_r en fonction de I_H est également croissante régulièrement. Comme K_r ne peut excéder 100 %, sa valeur tend asymptotiquement vers cette limite. Pour éviter toute anomalie dans la composition des deux graphiques (K_r et ΔK_r) il faut et il suffit de :

3°) tracer la courbe $K_r f(P_m)$ avec une asymptote à $(100 - a) \%$,

4°) tracer ladite courbe $K_r = f(P_m)$ en enveloppe inférieure des points observés et non pas en position médiane afin que la correction ΔK_r soit toujours positive et puisse être tracée elle en position médiane et avec une asymptote égale à a %.



Courbe enveloppe inférieure des points $K_r - P_m$ observés.



Courbe moyenne des points $K_r - I_h$

SCHEMA SIMPLE DE RELATION :
PRECIPITATION - RUISSELLEMENT - SATURATION.

En résumé : la méthode de l'hydrogramme unitaire qui s'applique à la partie du ruissellement pur de l'écoulement s'appuie sur trois principes fondamentaux que nous avons déjà soulevés (p.) à savoir :

1. l'hydrogramme "unitaire" provient d'une averse "unitaire" répondant aux caractéristiques suivantes :

- * homogénéité dans le temps et dans l'espace,
- * intensité suffisante pour créer un ruissellement sur l'ensemble du bassin,
- * durée du corps de l'averse inférieure ou égale au tiers du temps de montée de l'hydrogramme ;

2. les hydrogrammes de ruissellement partiels correspondant chacun à une partie de l'averse (dont la durée totale est supérieure à la durée limite du paragraphe 1) s'additionnent.

L'observation stricte du principe n° 1 limite l'application de cette méthode à des bassins ayant moins de 100 à 200 km². Autrement dit, pour l'extension à d'autres gammes de superficie plus grandes, on doit utiliser la méthode matricielle (hydrogramme synthétique) beaucoup plus élaborée.

La méthode d'hydrogramme unitaire a donc un certain nombre de limite et suscite une certaine critique et réflexion.

4 - LIMITES D'APPLICATION, ET REFLEXION SUR
LA METHODE D'HYDROGRAMME UNITAIRE.

Il n'y a hydrogramme unitaire que s'il y a ruissellement généralisé sur l'ensemble du bassin, ce qui implique trois contraintes :

a) les précipitations doivent être intenses, du type orage d'été des pays tempérés ou du type tornade ou grain des zones intertropicales ;

b) la superficie du bassin versant ne doit pas dépasser celle couverte normalement par une précipitation intense et homogène ;

c) le bassin versant doit être de constitution physique homogène quand à sa susceptibilité au ruissellement, c'est-à-dire qu'à une sollicitation d'intensité donnée, il répond dans sa totalité par du ruissellement.

Pour les bassins inférieurs à 50 km², le temps de concentration étant une variable difficile à déterminer, on s'appuie sur le temps de montée et l'on dit unitaire toute averse de durée inférieure au tiers ou au quart de ce temps de montée de l'hydrogramme.

Dans les régions intertropicale, l'homogénéité de l'averse et du bassin n'est obtenue que sur de petites surfaces, comprises entre 5 et 200 km², la bande de 10 à 50 km² étant la plus sûre. Au-delà de 200 km², les

bassins sont rarement couverts en totalité par l'averse, en dessous de 5 km², l'averse n'est jamais unitaire, car les temps de montée y sont de quelques minutes.

Chapitre V :

METHODE D'AUVRAY-RODIER.

1 - EXPOSE DE LA METHODE.

L'étude de MM AUVRAY-RODIER est basée sur l'exploitation de 90 bassins expérimentaux en Afrique Occidentale de surface comprise entre 2 et 200 km², l'estimation des débits suppose que la crue décennale (ou annuelle) est provoquée par une averse de hauteur décennale (ou annuelle) présentant des caractéristiques de répartitions spatiale et temporelle correspondant à des situations médianes, et rencontrant des conditions du sol correspondant également à des situations moyennes, une fois l'averse connue, on peut en déduire la crue correspondante. En fait les phénomènes sont beaucoup plus complexes.

Supposons qu'il n'y ait qu'un facteur secondaire, "l'humidité du sol au début de l'averse", une averse décennale pourra donner une crue de débit supérieur ou inférieur à la crue décennale suivant que l'humidité du sol sera anormalement forte ou anormalement faible. Inversement, une averse de hauteur infé-

rieure à l'averse décennale pourra donner une crue décennale si le sol est particulièrement humide. Pour simplifier, il faut admettre que la crue décennale était provoquée par une averse de hauteur décennale.

1.1. - Formule adoptée.

Partant du principe de l'hydrogramme unitaire, la méthode s'appuie sur la relation

$$Q_{MAX} = H(24) V_p K_r S \frac{1}{t_B} K$$

H(24) : l'averse décennale ponctuelle de durée égale à 24 h en mm

V_p : coefficient de réduction ou d'abattement, fonction de la surface du bassin

K_r : coefficient de ruissellement fonction des caractéristiques du bassin

S : surface du bassin en km²

t_B : temps de base au temps de ruissellement comprises entre le débit du ruissellement et la fin

K : coefficient qui dépend de la forme de l'hydrogramme, surtout en fonction des facteurs géomorphologiques, et fonction de la couverture végétale.

$$K = \frac{Q_{\max r}}{M}$$

$Q_{\max r}$: débit maximale de ruissellement de crue décennale

M : débit moyen de ruissellement calculé pour la crue pendant un temps égal au temps de base.

Les bassins étudiés sont répartis en trois grandes catégories correspondant aux grandes classes de régime hydrologique de l'Afrique Occidentale.

a) Les bassins sahéliens et subdésertiques auxquels correspondent une averse journalière décennale variant de 60 à 80 mm .

b) Les bassins tropicaux de transition avec des averses journalières décennales comprises entre 110 et 130 mm.

c) Les bassins équatoriaux de forêt avec des averses journalières décennales comprises entre 120 et 150 mm.

Par ce qui précède, on voit que la détermination de la crue décennale peut être effectuée comme suit :

1°) On estime la hauteur de l'averse décennale ponctuelle.

2°) On détermine la hauteur de précipitation moyenne sur le bassin de fréquence décennale en multipliant la

hauteur ponctuelle par un coefficient de réduction ou d'abâttement on obtient ainsi V_p .

3°) La connaissance des caractéristiques du bassin permet de déterminer K_r correspondant à la crue décennale.

4°) Les caractéristiques du bassin permettent de déterminer le temps de base, ce qui permet d'évaluer M .

5°) Ayant choisi la valeur de K ($\frac{Q_{maxr}}{M}$) correspondant au bassin, on détermine Q_{max} (M étant connu).

6°) Q_{maxr} correspond uniquement au ruissellement ; on ajoute le débit de base pour obtenir le débit Maximal total.

1.2. - Estimation de la hauteur de l'averse décennale ponctuelle.

Les fortes averses sont généralement constituées par des tornades (averses orageuses présentant un corps de courte durée et à forte intensité). On peut considérer que dans le cas le plus courant, il n'y a qu'une averse pendant 24 h de sorte que l'étude statistique des tornades se ramène à l'étude des averses journalières.

- La zone intéressée par de fortes ou assez fortes précipitations est de l'ordre de 20 à 100 km².

- L'averse décennale peut être soit une tornade, soit une averse de plus longue durée avec des intensités

maximales ne dépassant guère 50 à 60 mm/h, mais généralement c'est l'averse type tornade qui fournit le plus fort débit instantané, mais pas le plus fort volume.

1.3. - Le coefficient d'abattement.

"L'abattement est un moyen de rechercher la pluie moyenne P_m sur une surface S , de même probabilité que la pluie ponctuelle P en un point arbitraire de cette surface S , en supposant vérifiée l'isotropie de la précipitation, c'est-à-dire en supposant que la pluie en chaque point de la surface S , suit dans le temps, la même loi de répartition statistique".

Le rapport $\frac{\bar{P}}{P}$ est appelé coefficient d'abattement.

Les auteurs ont cherché à le déterminer expérimentalement, mais le procédé employé jusqu'ici n'était pas correct. Ils estimaient, en effet le rapport $\frac{\bar{P}}{P_m}$; où P_m : précipitation maximale observée. Ils trouvaient ainsi des valeurs de ce coefficient tel que 0,85 par exemple pour des bassins de 25 km².

Une étude théorique complétée par une étude statistique sommaire, a montré que le coefficient réel était nettement plus élevé qu'on ne le croyait. On peut donner les valeurs suivantes du coefficient d'abattement :

Surface en km2			Coefficient d'abattement
0	S	25	1
25	S	50	0,95
50	S	100	0,90
100	S	150	0,85
150	S	200	0,80

(Ceci est valable pour les crues décennales).

1.4. - Classification des bassins suivant leurs caractéristiques.

Sauf pour les vrais bassins de montagne, assez rares dans les régions qui intéressent les auteurs, les précipitations décennales sont homogènes, et en première approximation, ne dépendent pas du bassin, en particulier de son relief.

Par contre, K_r , t_B , K , dépendent des caractères physiques du bassin, en premier lieu de la couverture végétale, de la pente, et de la perméabilité du sol.

Il apparaît systématique, avant de continuer à étudier les données de calcul de la crue décennale de choisir une classification des bassins versants, on est donc amené à se contenter de définir un certain nombre

de classes de perméabilités du sol, de pente et de couverture végétal et de classer les bassins dans ces diverses catégories.

La perméabilité du sol d'un bassin est la caractéristique la plus importante d'un sol vis-à-vis du ruissellement, difficile à chiffrer pour les raisons suivantes : les bassins naturels sont presque toujours plus ou moins hétérogènes.

La méthode la plus simple pour classer les perméabilités consiste à utiliser les courbes qui pour un bassin, définissent l'appartenance de l'écoulement en fonction de la hauteur de précipitation et de l'indice de l'humidité.

On trouvera un ensemble de courbe correspondant à quelques bassins. - Fig. 1 - (plus la courbe est basse, plus le bassin est imperméable). On peut même définir la perméabilité par la position de la courbe.

Les auteurs ont défini ainsi 5 catégories :

- P1 : Bassin rigoureusement imperméable : bassin rocheux ou argileux ;
- P2 : Bassin imperméable avec quelques zones perméables de faible étendue au bassin homogène presque imperméable
- P3 : Bassin assez imperméable comportant des zones perméables d'étendues notables ou bassin homogène assez peu perméable.

- P4 : Bassin assez perméable tel qu'on rencontre en zone de décomposition granitique avec abondance d'averse.
- P5 : Bassin perméable (sables ou carapace très fissurée).

Comme il n'a pas été possible de définir un indice unique géomorphologique utile pour le ruissellement, on a classé les bassins à la fois par leurs pentes transversales et leurs pentes longitudinales en 6 catégories caractérisées par un indice R :

- R1 : Correspond à des pentes extrêmement faibles, inférieures à 0,1 et 0,2 %
- R2 : Correspond à des pentes faibles 0,5 % bassin de plaine
- R3 : Pentes modérées comprises entre 0,5 % et 1 %. Ce sont des terrains intermédiaires entre la plaine et les zones à ondulation de terrain.
- R4 : Pente assez forte, pente longitudinale comprise entre 1 et 2 %, pente transversale supérieure à 2 % : zones des ondulations de terrain
- R5 : pente très forte : pente longitudinale à 5 %, pente transversale à 20 %, régions de montagnes.

1.5. - Etude de coefficient de ruissellement.

Pour une averse de hauteur donnée, ce facteur varie avec la perméabilité du sol, la pente, la couverture végétale et la nature du réseau hydrographique. Pour une région homogène, il devrait varier peu avec la superficie du bassin versant ; cependant en Afrique

COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT

Régimes sahéliens et subdésertiques

(P varie de 150 à 800 mm)

PERMEABILITÉ P1 - P2

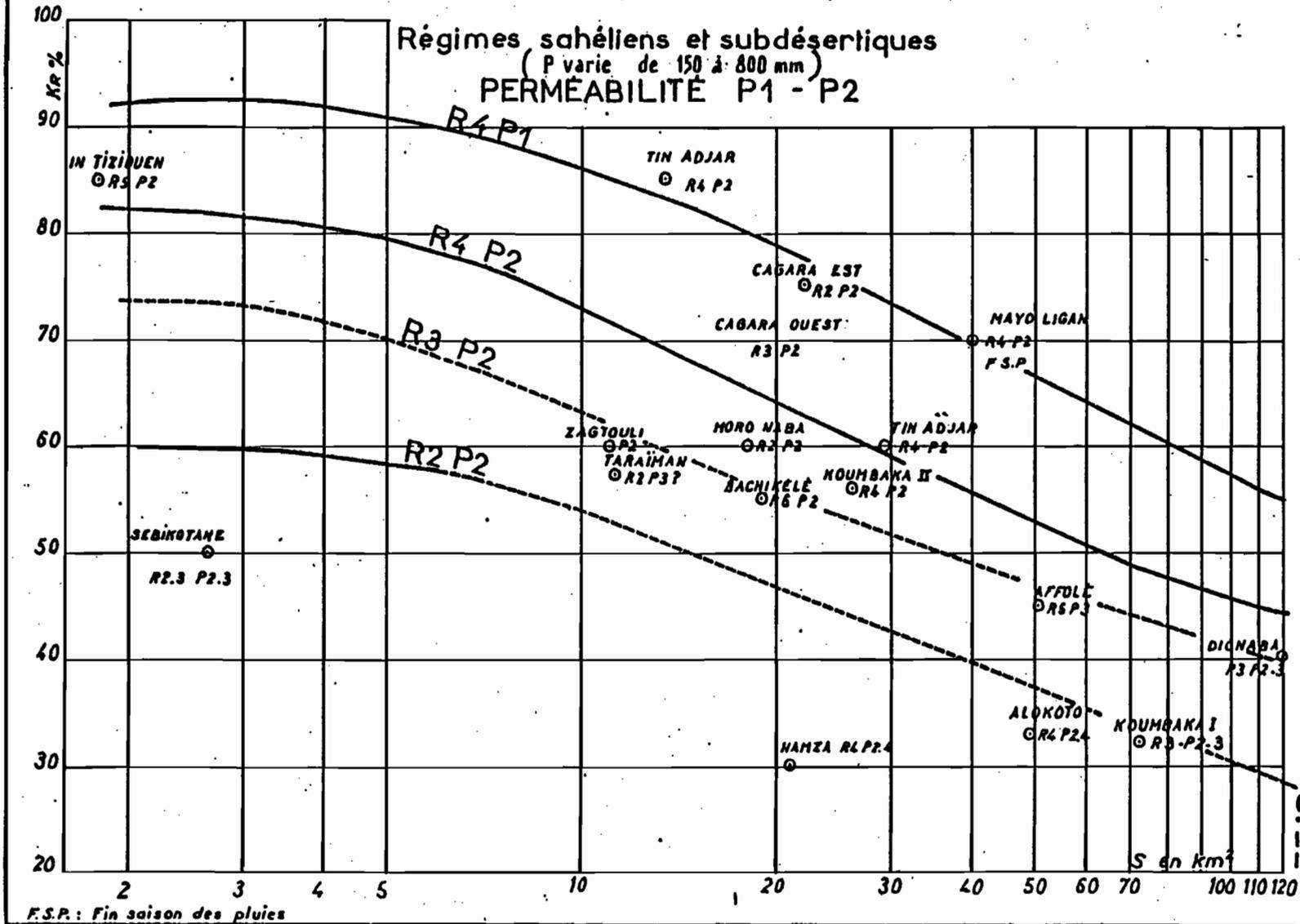


FIG. 1.

COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT

Régimes sahéliens et subdésertiques

(P varie de 150 à 800 mm.)
PERMEABILITÉ P3

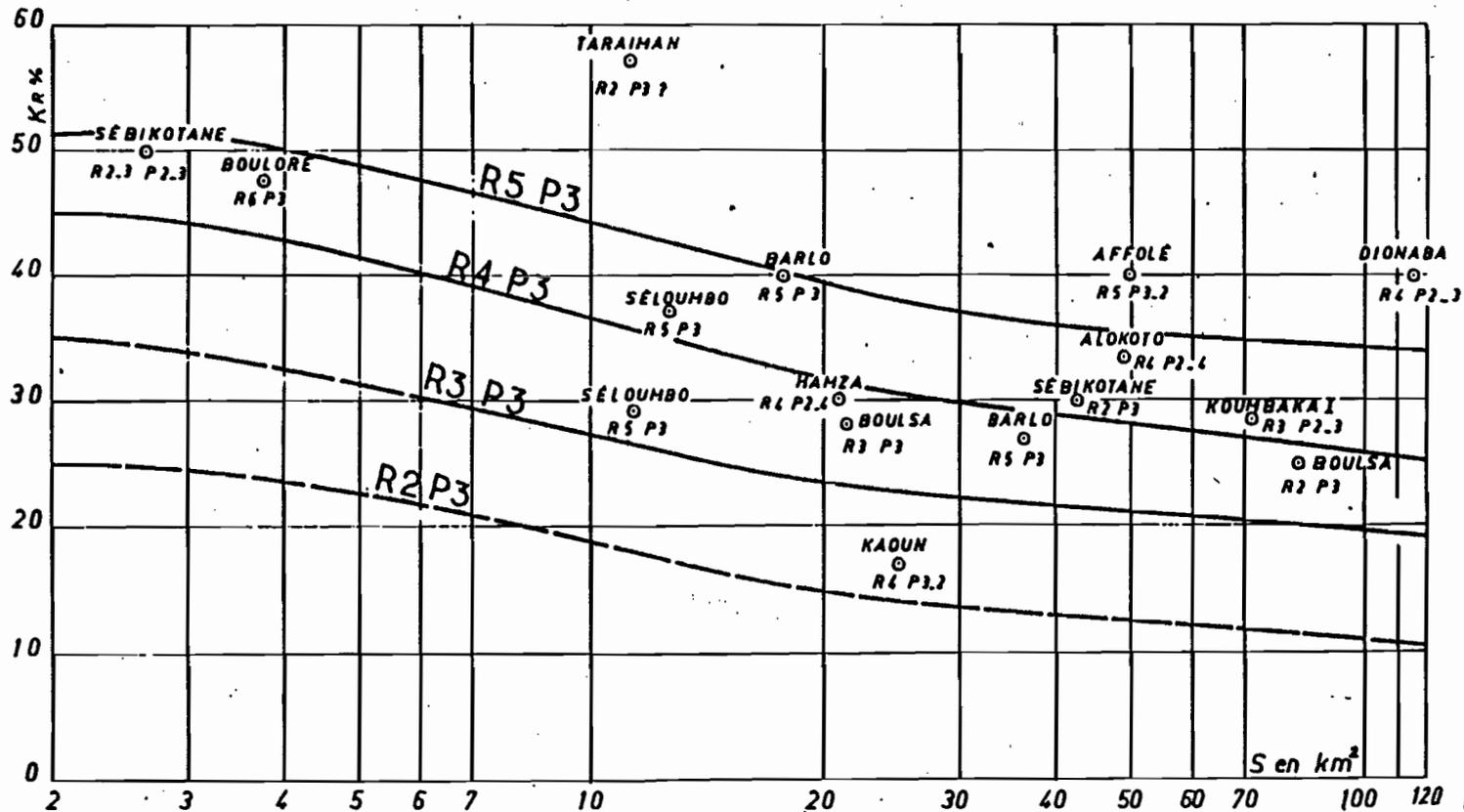


Fig. 2.

COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT
 Régimes sahéliens et subdésertiques
 (P varie de 150 à 800 mm.)
 PÉRMEABILITE P4

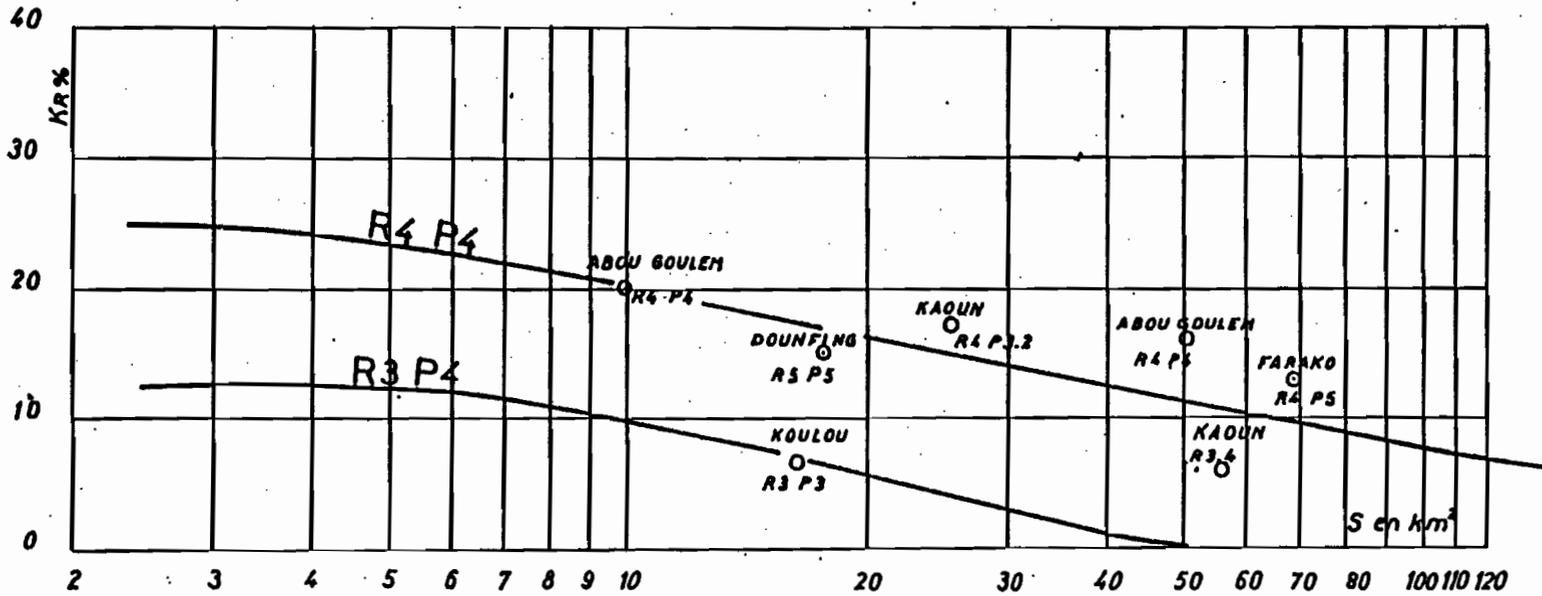


Fig. 3

tropicale, il décroît plus ou moins quand la superficie augmente, ceci tient à la répartition spatiale des averses et aux pertes dans le lit. Il croît souvent avec la hauteur et l'intensité de l'averse.

D'après des études effectuées avec les mêmes sols et des conditions de relief analogues, mais avec des averses plus fortes et plus prolongées qu'en Afrique, la limite supérieure du coefficient de ruissellement est voisine de 85-90 %.

Trois variables ont été considérées, à savoir la superficie, la perméabilité et la pente. Cette dernière étant définie à la fois par l'indice de pente globale : pente longitudinale moyenne, en éliminant 10 % du cours de la rivière à l'amont, 10 % à l'aval, et par la pente transversale des vallées définies de la même façon.

La perméabilité étant le facteur le plus important, des séries de graphiques ont été établies, chacun correspondant non pas à une perméabilité mais à un couple de perméabilités, car il n'est pas toujours certain que tous les bassins aient bien été rangés dans la classe qui leur est propre. Les coefficients de ruissellement ont été portés en ordonnées, les superficies en abscisses logarithmiques sur les divers graphiques (voir abaques ci-contre), et ceci

COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT

Régimes tropicaux et tropicaux de transition

(P varie de 800 à 1600 mm)

PERMÉABILITÉ P4 et P5

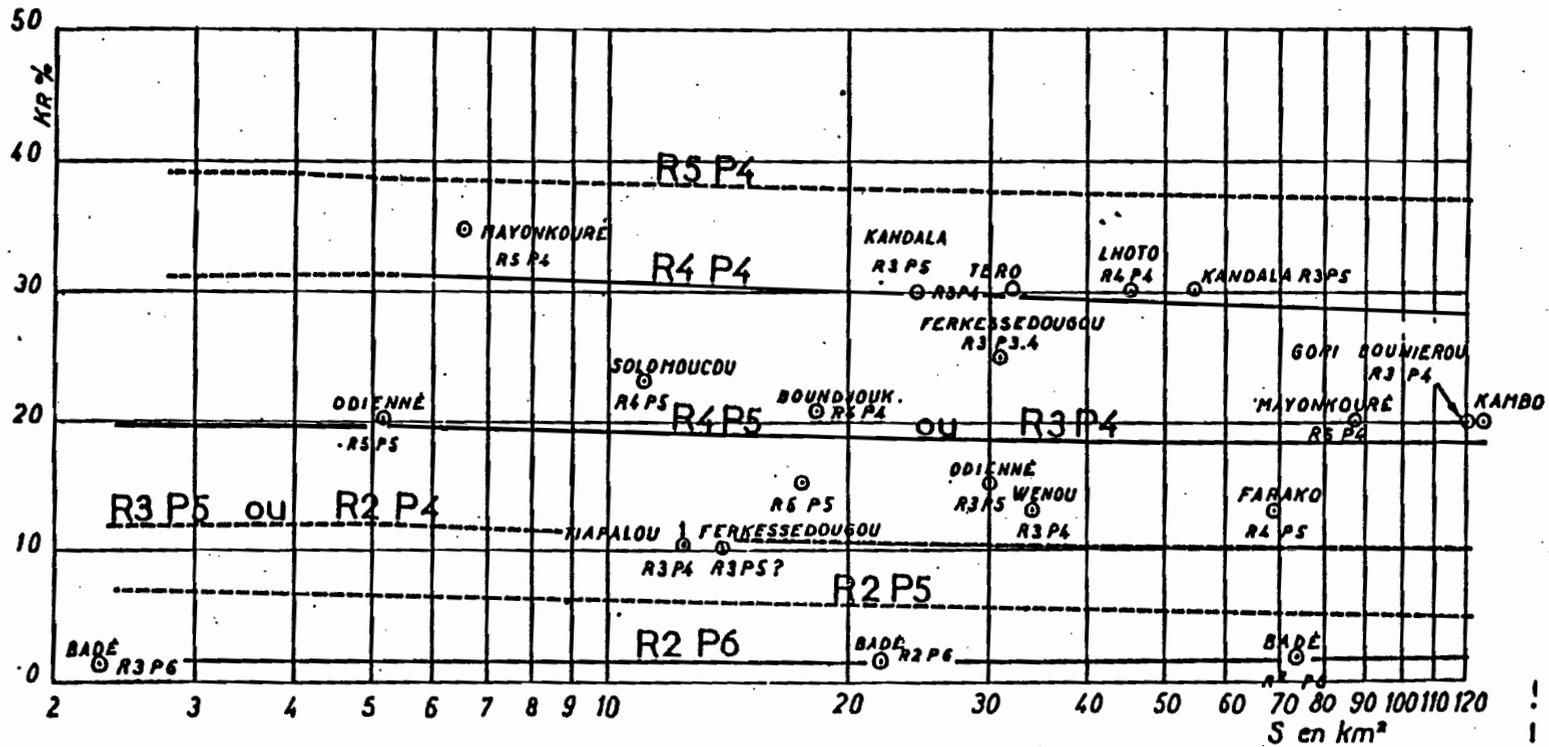


FIG. 4.

-66-

1. Galerie épaisse

COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT
Régimes tropicaux et tropicaux de transition
 (P varie de 800 à 1600 mm)
PÉRMEABILITE P3

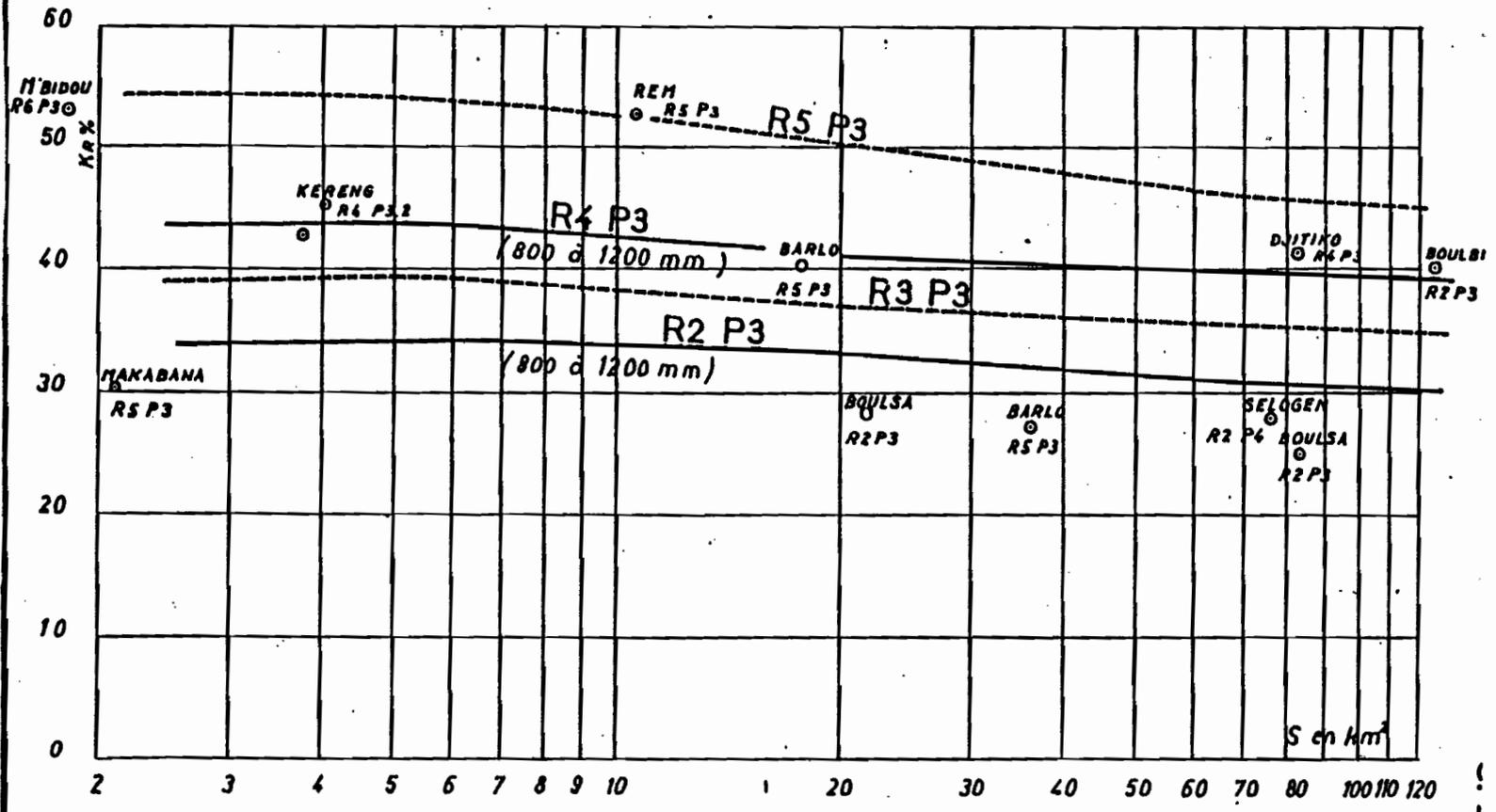


FIG. 5

COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT
 Régimes tropicaux et tropicaux de transition
 (P varie de 800 à 1600 mm.)
 FERMÉABILITÉ P2

D.S.P. Début saison des pluies - F.S.P. Fin saison des pluies

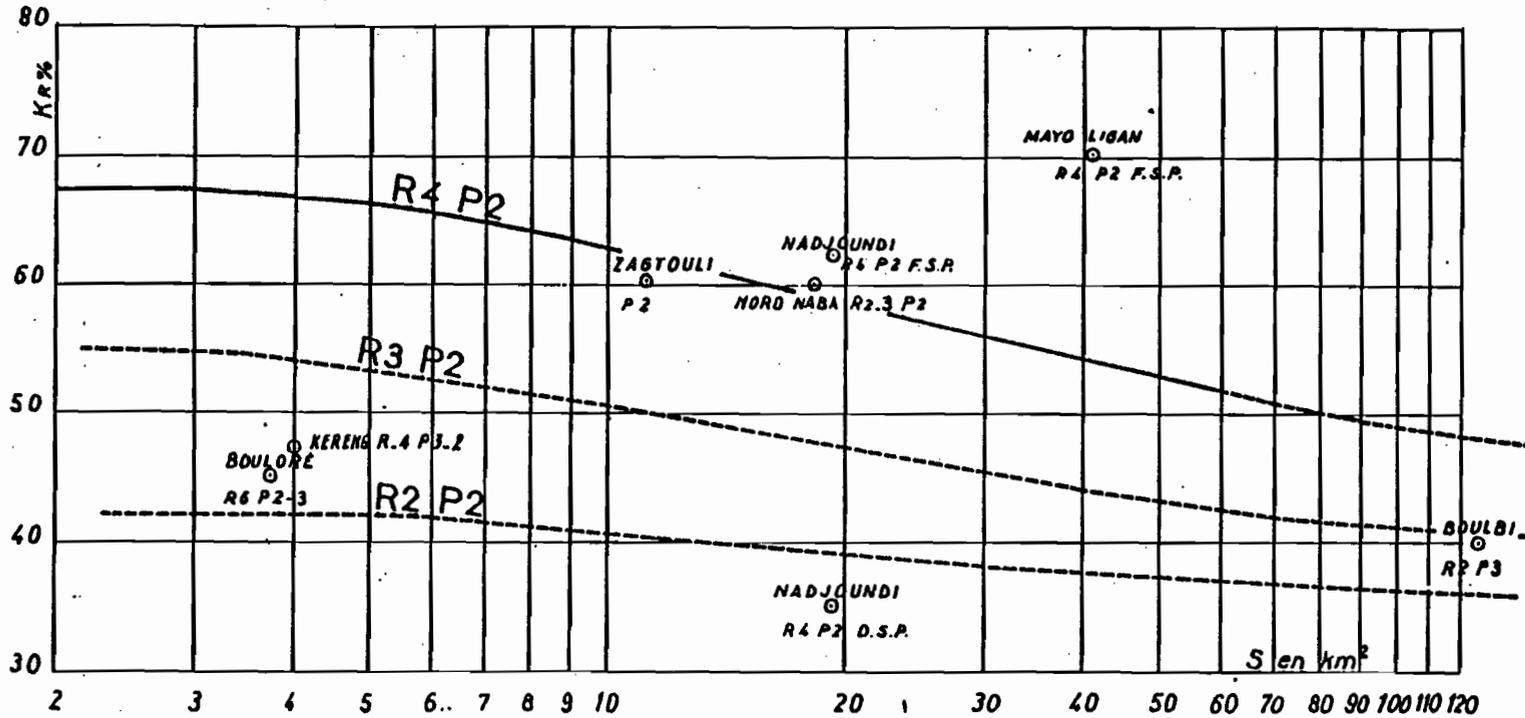


Fig. 6.

pour les différents régimes climatiques préalablement définis.

1.6. - Temps de ruissellement
et temps de montée.

Pour l'étude des durées de ruissellement et du temps de montée pour l'averse décennale, le sol étant complètement saturé ou près de l'être, le facteur perméabilité ne joue pas un très grand rôle, en conséquences, seules la superficie et la pente ont été prises en compte pour chacune des trois zones considérées.

Les auteurs ont donc tracés, à partir des données des bassins représentatifs les diagrammes de variations du coefficient de ruissellement K_r en fonction de la superficie pour chaque couple de catégorie R et P.

Et comme le nombre de bassins étudiés était insuffisant, il a été mis au point à la fois dans chaque zone l'ensemble des courbes correspondant à une catégorie P_n donnée et toutes les catégories R.

Pour les réseaux de courbes définissant la durée de ruissellement et le temps de montée en fonction de la superficie du bassin, diverses catégories de R ont été considérés (voir abaques 7, 8, 9, 10).

1.7. - Etude du coefficient $K = Q/M$.

Pour tenir compte de l'hydrogramme ou plutôt de la forme de l'hydrogramme unitaire, on peut utiliser le facteur $K = \frac{Q}{M}$, où Q est la valeur maximale de l'hydrogramme de ruissellement unitaire et M le débit moyen de la crue supposée uniformément répartie sur toute la durée du temps de base T_b , pour simplifier, il a été supposé qu'il n'y a pas d'écoulement hypodermique, seul le volume d'écoulement superficiel a été considéré.

- Si l'hydrogramme est un simple triangle :

$$Q/M = 2$$

- Si l'hydrogramme est très aigu avec une base assez élargie, ce qui est le cas de nombreux bassins ruisselant très bien, le volume de crue sera inférieure à celui du triangle, et par suite, Q/M sera nettement supérieur à 2.

- Si l'hydrogramme a un sommet très arrondi, le volume de crue sera très supérieur à celui du triangle Q/M sera inférieur à 2, c'est le cas des bassins de forêt.

- Si l'hydrogramme, sans être très aigu, a une base étroite : cas des bassins ruisselant bien avec un ruissellement s'arrêtant très tôt, Q/M sera également inférieur à 2.

Fig. 7

Temps de montée en fonction de R et de S RÉGIMES SAHÉLIENS - SUBDÉSERTIQUES

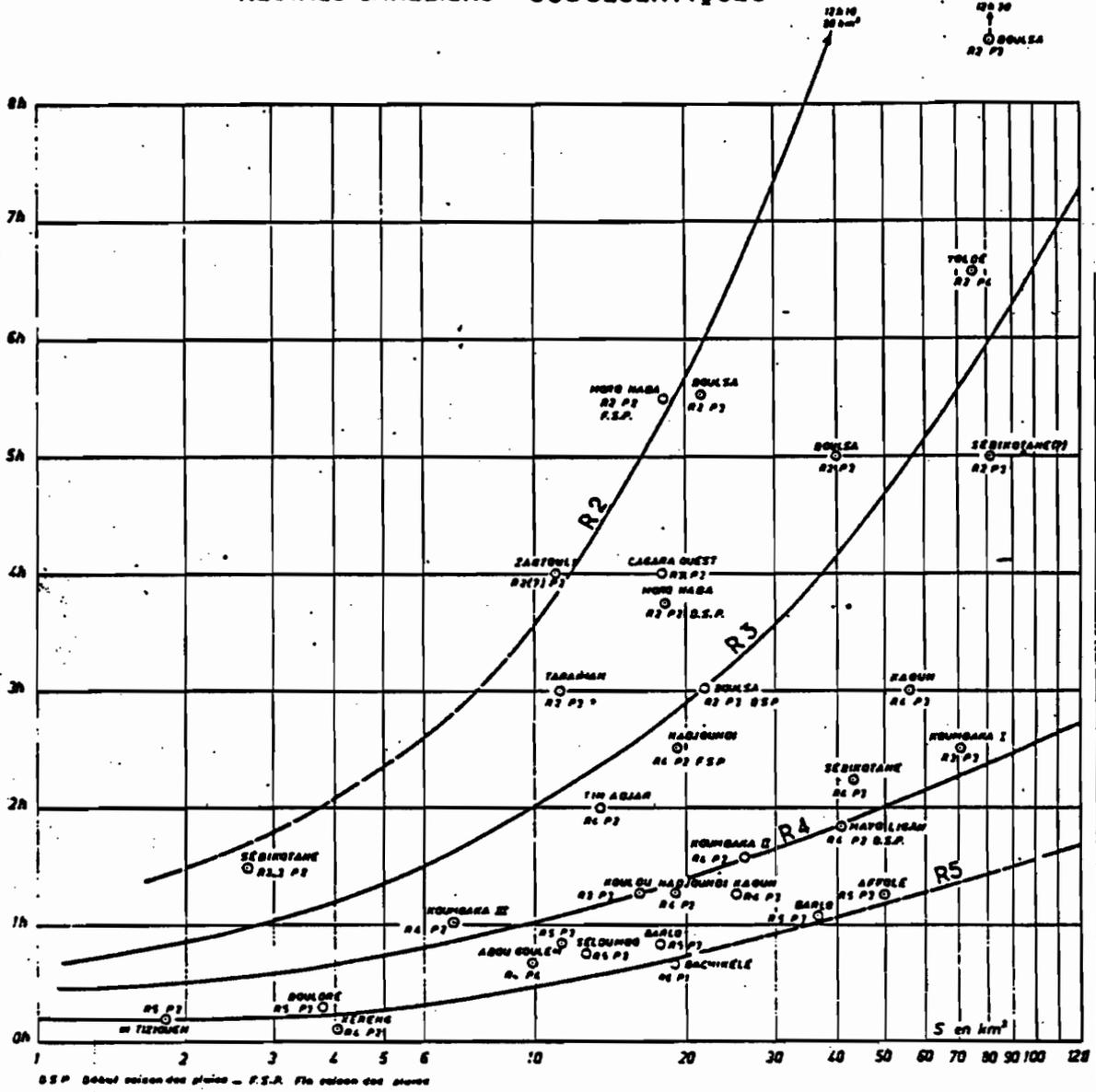
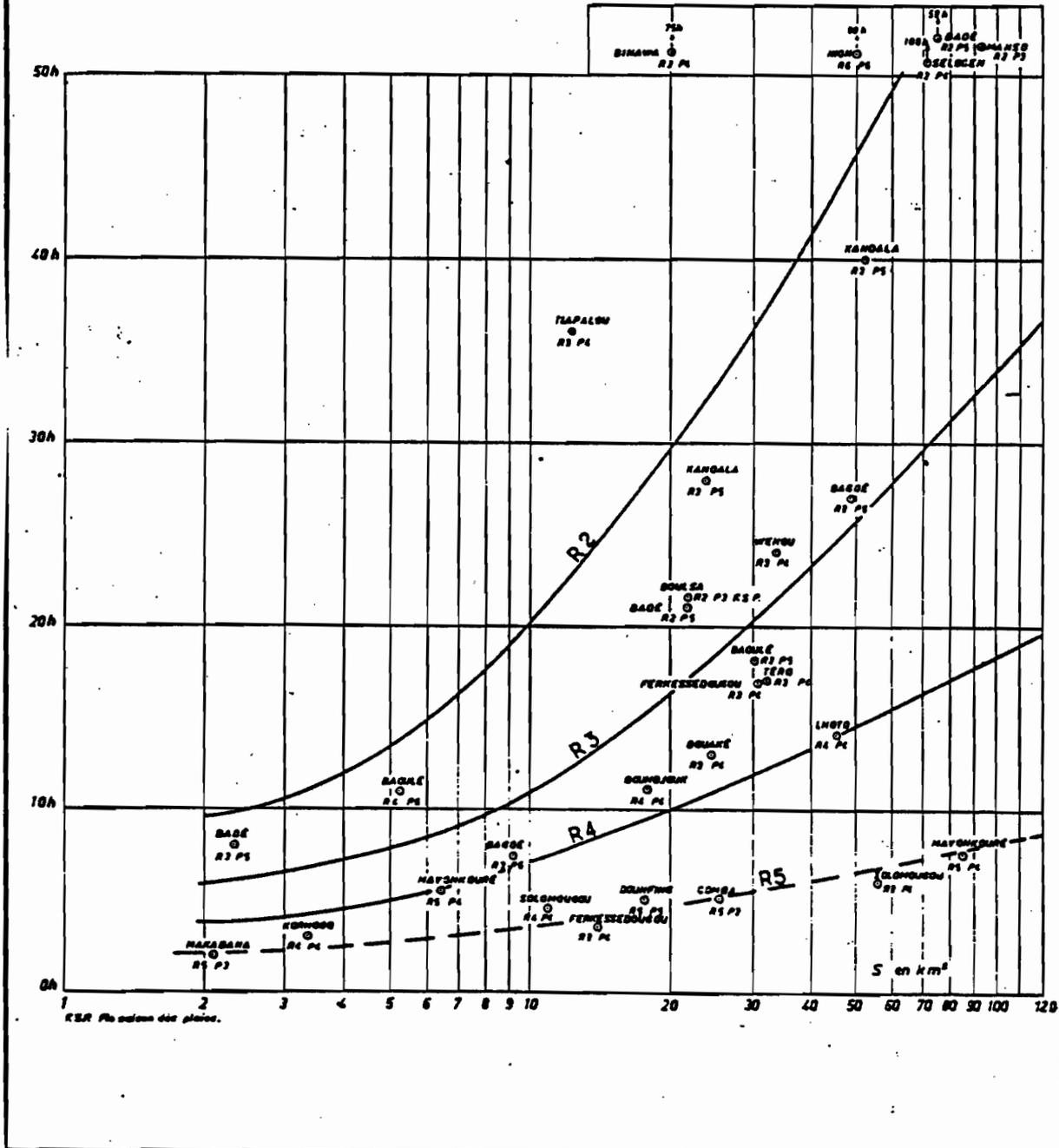


Fig. 10

Temps de base en fonction de R et de S
RÉGIMES TROPICAUX ET TROPICAUX DE TRANSITION



Le calcul des valeurs de $K = Q/M$ pour les bassins expérimentaux étudiés a mis en évidence une importante dispersion. La courbe de variation moyenne est jalonnée par les points suivants, pour le régime sahélien.

2 km ²	10 km ²	20 km ²	50 km ²	100 km ²
3	3	3	4.5	4

Pour les bassins tropicaux et tropicaux de transition, on pourrait adopter pour Q/M la valeur 2,5, quelle que soit la superficie du bassin, sans risquer de très graves erreurs. En forêt, on trouve assez souvent des valeurs de Q/M voisines de 1,7.

1.8. - Calcul des caractéristiques de la crue décennale.

1°) On estime les caractéristiques du bassin versant : superficie, pentes longitudinale et transversale, classement dans l'une des catégories de pentes R_i et de perméabilité P_i .

2°) On détermine la hauteur de précipitation décennale d'après les cartes.

3°) On détermine le coefficient d'abattement : rapport entre hauteur de précipitation moyenne décennale sur la superficie du bassin et en un point. On en déduit la hauteur de précipitation décennale P_{10} .

4°) On calcule, pour la crue décennale, le coefficient de ruissellement K_r d'après le graphique correspondant à la zone géographique considérée et aux indices P et R choisis pour le bassin. On en déduit la lame d'eau ruisselée en mm : E_R

$$E_R = \bar{P}_{10} \times K_r \quad ; \text{ et le volume de ruissellement}$$

$$V_R = E_R \times S \times 1000$$

5°) On détermine la durée du ruissellement au temps de base T_b à partir des abaques correspondant à la zone géographique considérée et à la pente R. T_b est donné en heures.

6°) On en déduit le débit moyen pendant la durée du ruissellement en m^3/s :

$$M = \frac{V}{T_b \times 3600}$$

7°) On choisit la valeur de K, rapport entre le débit maximal de crue décennale Q et M, qui varie suivant la couverture végétale, et la superficie.

8°) On en déduit $Q = KM$; K varie entre 1,7 (forêt tropicale) et 4 (bassin à ruissellement très violent, superficie de l'ordre de 100 km^2).

2 - LIMITES DE LA METHODE.

- L'altitude joue un certain rôle dans l'esti-

mation de la hauteur de pluie décennale en un point. Au delà de 1000 m, il y a certainement une réduction notable de la hauteur de précipitations décennales pour une hauteur de précipitations annuelles ; réduction qui atteint 20 % environ.

- Le choix du coefficient d'abattement pour passer de la pluie ponctuelle à la pluie sur une surface donnée repose sur des données insuffisantes.

- Le calcul de la crue décennale, pour chaque bassin représentatif, base des abaques, n'est pas à l'abri de toute critique. Certains chiffres sont probablement assez précis, d'autres sont soit sous-estimés, soit surestimés.

- Le choix des indices de R et surtout de P ne peut pas être toujours rigoureux.

- Le choix des mêmes indices pour le bassin dont on doit prédéterminer les caractéristiques de la crue est entaché d'erreurs.

- La notion de perméabilité est une notion globale qui a un certain rapport avec la perméabilité déterminée sur des échantillons de sol, mais ce rapport est très indirect.

Beaucoup de progrès ont été effectués pour améliorer le calcul des caractéristiques des crues décennales et en particulier les études faites sur le

le coefficient d'abattement. On doit rappeler que cette notion de coefficient d'abattement n'a vraiment de signification simple que dans les régions où le relief est important.

Les principes d'analyse des données brutes en vue de l'étude de ce coefficient avaient été définis de façon rigoureuse par Y. Brunet-Moret, mais il manquait une série d'études sur bassins représentatifs comprenant les recherches nécessaires sur les facteurs susceptibles d'exercer une influence sensible sur sa valeur. Ce travail a été effectué par G. VUILLAUME. Il a été achevé en 1974.

Des résultats sur quatre bassins ont mené à la conclusion suivante :

- Si l'on élimine l'influence du relief, le coefficient d'abattement varie en sens inverse :

- * du logarithme de la superficie du bassin,
- * du logarithme de la récurrence de la pluie, journalière pour une surface donnée,
- * du paramètre d'échelle de la loi de distribution des précipitations journalières.

- Il varie dans le même sens que

- * la hauteur annuelle de précipitation.

En simplifiant K a été déterminé par la rela-

tion suivante :

$$K = 1 - (9 \log r - 42.10^{-3}P + 152)10^{-3} \log S.$$

r : récurrence de l'averse exceptionnelle considérée en années

P : hauteur annuelle de précipitation en mm.

S : superficie du bassin en km².

L'abaque ci-joint donne le coefficient d'abattement pour les averses décennales, et pour l'isohyète annuelle 1000 mm

S :	3 km ²	10	25	50	100	150	200
K :	0.95	0.9	0.83	0.80	0.76	0.74	0.72

Enfin, on peut dire que les résultats obtenus concernant l'Afrique Occidentale, sont certainement applicables à d'autres régions tropicales, mais une grande prudence s'impose dans l'extrapolation de ces résultats. En particulier en Afrique Orientale, avec le relief très marqué et les grandes différences de climat sur de faibles distances, les méthodes de l'Afrique Occidentale sont probablement inutilisables sur de vastes régions.

Un problème reste cependant délicat, à savoir le classement des bassins à étudier dans une catégorie donnée de perméabilité globale à partir d'une simple inspection sur le terrain avec quelques mesures rapides.

Un problème reste important, c'est qu'il faut tenir compte de la dégradation du chenal pour certains régimes hydrologiques.

Chapitre VI :

METHODE DU GRADEX.

1 - PRINCIPES ET FONDEMENT DE LA METHODE.

1.1. - Introduction.

La méthode du gradex, mise au point à la division technique générale d'EDF par MM GUILLOT et DUBAND, a pour objet l'estimation des crues de faibles fréquences à partir des pluies. La méthode a été employée à partir des données moyennes journalières et de pluies et de débits, et appliquée à des bassins relativement simples qui sont résumés comme suit :

1) La fréquence $f(P)$ de la précipitation journalière en un lieu est à décroissance exponentielle simple

$$\ln f(P) = - P/a \quad \text{quand } P \text{ est grand ;}$$

"a" étant le gradex.

2) En période de hautes eaux, quand on approche de la saturation du bassin versant, tout accroissement dP de la précipitation produit un accroissement dQ du débit qui tend à devenir égal à dP . On en déduit que, sur le graphique de GUMBEL, la loi du débit a une courbure positive et tend vers une asymptote parallèle à la loi de la pluie, dont la pente est le gradex.

3) Pour Q et P, on doit choisir une unité de temps comprise entre quelques heures et quelques jours suivant le temps de base de l'hydrogramme.

1.2. - Mise en évidence du Gradex : Répartition de fréquence des pluies.

On peut admettre que la loi de probabilité des valeurs extrêmes de pluies journalières présente asymptotiquement un caractère exponentiel pour les fortes valeurs, les auteurs indiquent que ce comportement exponentiel est en bon accord avec les distributions observées des précipitations maximales journalières qu'ils ont examinées pour plus de 300 stations en France métropolitaine et au cours de saisons différentes. Il a été notamment retenu par nombre d'auteurs (USA - Afrique du Sud - Australie - Israël...) qui l'ont ajusté sur plusieurs milliers de stations suivant la méthode de Gumbel.

Hershfield et Kohler en 1960, opérant sur un échantillon de 320 valeurs indépendantes de précipitations maximales en une heure (128 stations sur 25 ans), ont soutenu la validité de l'extrapolation jusqu'à une probabilité de l'ordre de 10^{-3} .

Si l'on considère la plus forte hauteur pluviométrique p d'une période calendaire quelconque de

l'année, cette variable aléatoire a une fonction de répartition qui tend pour les fortes valeurs de p , vers la forme

$$F(p) = 1 - \exp(-u) \quad (1)$$

$$u = (p - p_0)/a \quad (2)$$

p_0 et a étant des constantes positives.

Exprimons le développement en série de l'expression: $F'(p) = \exp[-\exp(-u)]$: nous obtenons.

$$F'(p) = 1 - \exp(-u) + \frac{1}{2} \exp(-u)^2 - \dots$$

et, lorsque p et u tendent vers l'infini, l'on a :

$$F'(p) \sim F(p)$$

Ainsi la loi de GUMBEL et la loi exponentielle sont asymptotique l'une à l'autre lorsque la variable p croît.

Sur un "papier à graduation de Gumbel", gradué en abscisses selon la variable u avec report des valeurs $F = \exp[-\exp(-u)]$, $F'(p)$ est représentée par une demi-droite, et $F(p)$ est asymptotique à cette demi-droite (Fig. 1).

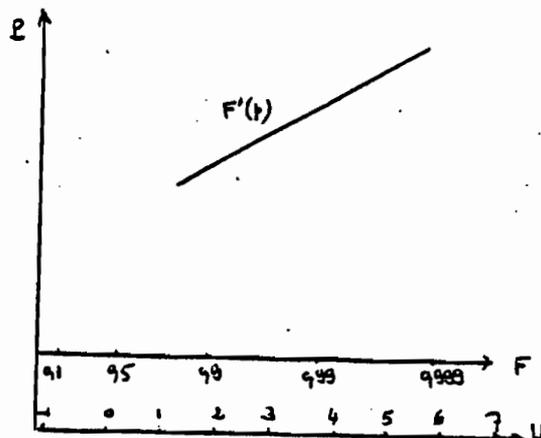


Fig. 1

L'expression (2) s'écrit plus couramment sous la forme $p = au + b$ (4) qui est tout simplement l'équation de la demi-droite $F'(p)$.

Il apparaît que les valeurs de pluies de fréquence rare sont essentiellement sous la dépendance du paramètre a , gradient des valeurs extrêmes, ou gradient de l'exponentielle, ou "GRADEX". Ce coefficient est la pente de la droite $p(u)$ dans un graphique de Gumbel.

1.3. - Relation entre pluies et débits.

Considérons des chroniques de débits moyens journaliers et de pluies moyennes journalières concomitantes et relatives à un bassin imperméable. On peut faire le rapprochement des pluies p précédemment définies et des débits moyens journaliers exceptionnels q correspondants.

Reportons sur un graphique les couples (p, q) ainsi définis, en exprimant les débits par leurs hauteurs d'eau équivalentes en 24 h.

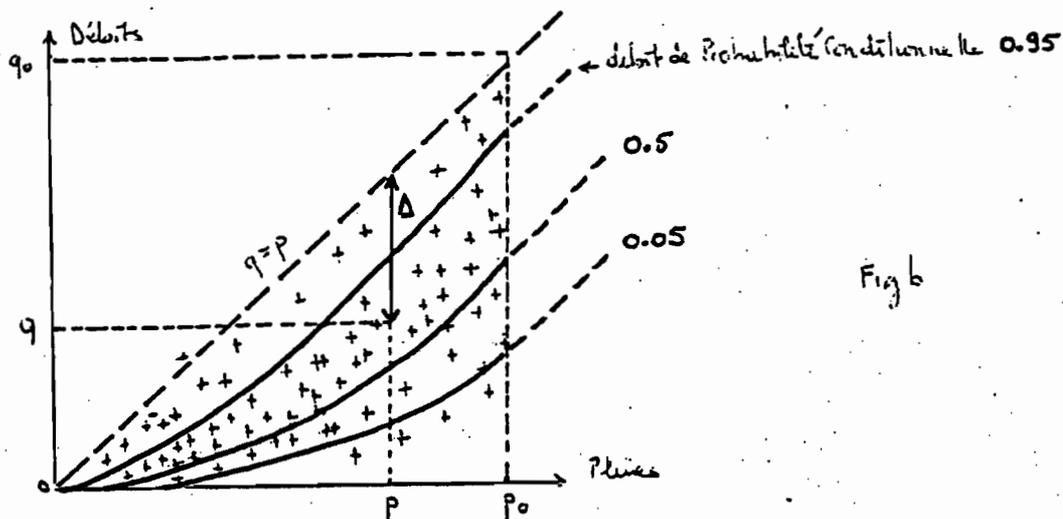


Fig b

Les observations se situent toutes en dessous de la bissectrice $q = p$, sauf exception éventuelle due à une fonte de neige venant s'ajouter à la pluie.

Pour les différents couples pluie-débit, il y a généralement des déficits d'écoulement Δ qui tendent à croître avec l'importance de la pluie.

La loi de probabilité conditionnelle des déficits Δ par rapport aux pluies p , et par voie de conséquence la loi de probabilité conditionnelle des débits q par rapport à p , sont matérialisées par des courbes donnant la variation des quantités en fonction de p .

Le problème est évidemment de savoir que deviennent ces lois pour des couples pluies-débits situés hors du domaine des valeurs observées ($p > p_0$, $q > q_0$).

L'hypothèse de base de la méthode de gradex est que pour $p > p_0$, on peut poser que le supplément de pluie $p - p_0$ s'écoule entièrement, ce qui donnera une estimation par excès des crues exceptionnelles. Dans ces conditions, au delà de p_0 , les déficits Δ n'augmentent plus et les courbes "isoquantiliques de la fig b doivent être extrapolées sous forme de demi-droites de pente égale à 1.

1.4. - Etablissement de la fonction de répartition des débits journaliers de crue.

Connaissant la fonction de répartition des pluies $F(p)$ et la loi de probabilité conditionnelle des débits $g_p(q)$, il est théoriquement possible d'en déduire la fonction de répartition des débits par la relation

$$G(q) = \int_{Q=0}^{Q=q} \int_{p=0}^{p=...} g_p(q) \cdot dF(p) \cdot dQ$$

Les auteurs de la méthode ont d'ailleurs procédé à des intégrations numériques pour obtenir de cette façon la fonction de répartition des débits. Cependant, il faut bien voir que l'on dispose rarement en pratique de données en quantité suffisante pour établir valable-

ment le graphique de distribution de fréquence à deux dimensions de la fig2.

Par contre, les hypothèses de la méthode conduisent à un résultat fondamental facilement exploitable : "Compte tenu de la forme asymptotiquement exponentielle de $F(p)$ et de la distribution de $g_p(q)$ pour $p > p_0$, la courbe représentative de $G(q)$ se déduit de la courbe représentative de $F(p)$ pour $p > p_0$, par simple translation suivant l'axe des variables.

Les figures 3 et 4 représentent ce résultat respectivement sur un graphique classique et sur un papier Gumbel.

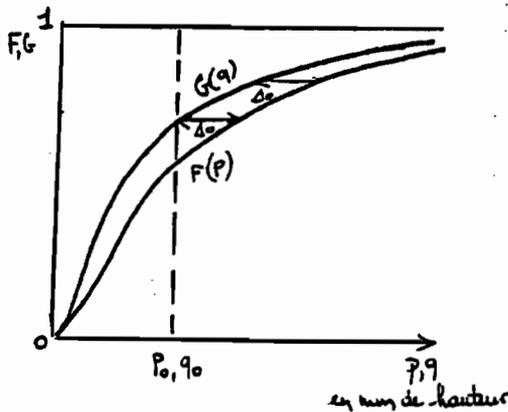


Fig. 3

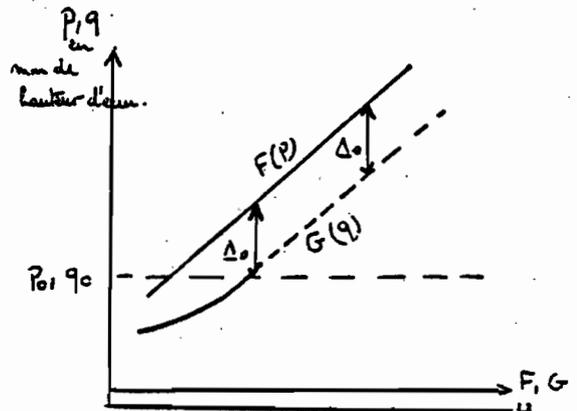


Fig. 4

Le résultat obtenu suggère la méthode suivante pour l'estimation des débits de différentes fréquences. Sur la fig. 4, on porte la courbe représentative de $F(p)$, et la répartition de fréquence empirique des débits de crues q . A partir de la plus forte valeur q_0 observée, on prolonge $G(q)$ parallèlement à $F(p)$.

1.5. - Variation de Gradex.

Le coefficient "a" que nous appelons "gradex" dépend de la situation géographique et de la saison, il varie en France entre 4 et 60 mm/j selon la région et la saison.

Ce coefficient peut être déterminé avec une faible erreur d'échantillonnage à l'aide seulement d'une dizaine d'années d'observations pluviométriques journalières de bonne qualité.

Une étude de la dispersion d'échantillonnage du gradex d'une saison (Méthode de Montecarlo) a abouti aux résultats suivants :

- avec quinze ans de précipitations journalières, le gradex a 8 chances sur 10 de se trouver dans un intervalle à ± 10 %,

- avec dix ans de précipitations journalières maximales mensuelles, le gradex a 8 chances sur 10 de se trouver dans un intervalle à ± 16 %.

2 - QUELQUES PRECISIONS SUR LA METHODE.

2.1. - La pluie.

2.1.1. Intervalles de temps utilisés
pour définir la pluie.

A propos des pluies de 24 h ou de n'importe quelle autre durée, une question fondamentale consiste à savoir comment le découpage des intervalles de temps a été effectué.

Pour ce qui est des pluies de 24 h ou relatives à des intervalles de temps multiples de 24 h, les relevés disponibles dans l'immense majorité des cas résultent de mesures effectuées, avec des pluviomètres et correspondent donc à des intervalles de temps fixes par exemple entre 7 h et 7 h.

De façon habituelle, les valeurs publiées ou cartographiées pour le gradex des pluies relèvent des observations de ce type pour une durée de 24 h. La question se pose de savoir comment les choses se passent pour d'autres intervalles de temps.

Tout d'abord, il semble admis que lorsque les pluies de 24 h sont asymptotiquement exponentielles, il en va de même des pluies relatives à des intervalles différents, pour lesquels on peut donc également définir un gradex.

Quelques études basées sur des enregistrements pluviométriques semblent montrer que l'inverse du gradex des pluies varie linéairement avec l'intervalle de temps considéré.

D'autres études envisagent le passage des intensités des pluies de 24 h aux intensités des pluies de durée différente par référence à la "loi" de MONTANA dont la forme est : $i_t = i_1 t^{-m}$ dans laquelle i_1 est l'intensité de la pluie journalière de même fréquence, et m le paramètre de la loi.

2.1.2. - Echantillonnage des pluies maximales.

De façon courante, le Gradex est estimé à partir des pluies maximales mensuelles dont les distributions sont ensuite combinées pour obtenir le résultat annuel. Le mois constitue ainsi le plus petit intervalle de référence dont on extrait le maximum.

2.1.3. - Moyenne pluviométrique d'un bassin versant.

Pour les bassins de l'ordre de 1000 km², on étudiera la distribution statistique des lames pluviales estimées à partir des diverses stations du bassin, lorsqu'elles existent. Pour chaque saison, on obtiendra ainsi une valeur de gradex des pluies moyennes. L'expérience a montré que sur une surface assez petite pour

que les coefficients de corrélations entre stations soient suffisamment élevés (de l'ordre de 0,7 et plus) le gradex de la moyenne est à peu près égal à la moyenne des gradex aux différentes stations. Cette observation permet éventuellement d'utiliser une carte isogradex, sans refaire le calcul du gradex de la lame d'eau moyenne, pour l'estimation des crues exceptionnelles sur un bassin.

Pour les petits bassins, le plus souvent, il y aura lieu de se référer à un seul poste pluviométrique situé ou non dans le bassin versant. La question se pose alors de savoir quel coefficient d'abattement il convient d'appliquer à une pluie ponctuelle pour obtenir la pluie moyenne de même fréquence.

Pour des superficies beaucoup plus importantes, les auteurs envisagent de décomposer les bassins en sous bassins auxquels ils appliqueraient indépendamment la méthode du gradex, et dont ils recomposeraient ensuite les résultats.

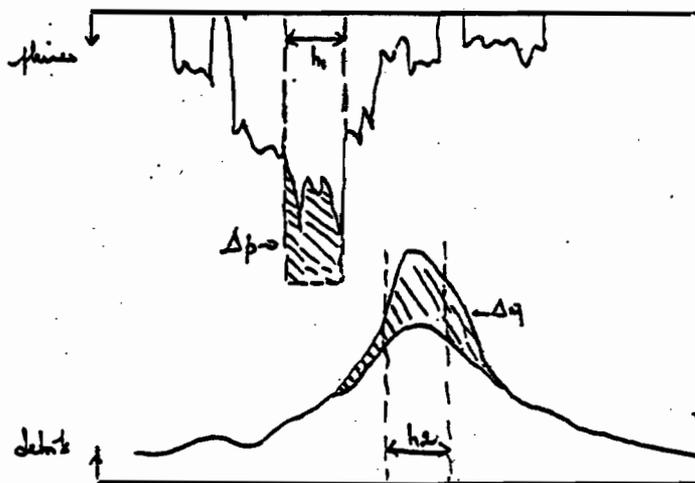
2.2. Réaction du bassin versant- Formation des débits.

2.2.1. Choix du pas de temps à prendre en compte.

Comme nous l'avons vu, le gradex des pluies varie avec le pas de temps considéré. La question se

pose donc de savoir quel est le pas de temps adapté à un bassin versant donné.

Supposons pour le raisonnement que nous adaptions la formule des intervalles de temps d'origine variable, moins arbitraire que l'autre sur le plan physique. Nous aurons ainsi le maximum pluviométrique et le maximum d'écoulement qui se sont manifestés dans un intervalle de temps de longueur h (fig. 5). Pour respecter l'hypothèse fondamentale de la méthode du gradex en ce qui concerne les débits, il faudrait qu'au delà de certaines valeurs de la pluie, tout supplément de pluie dp de l'intervalle de temps h , donne lieu à un supplément d'écoulement égal dq dans l'intervalle de temps h_2 . En fait, il est impossible de trouver un pas de temps satisfaisant rigoureusement cette condition : le supplément d'écoulement qui s'étale dans un intervalle de temps de l'ordre de $h + t_c$, t_c étant le temps de concentration.



Pour diminuer l'erreur introduite par l'adoption d'un pas de temps égal entre pluies et débits, il y a intérêt à prendre un grand pas de temps. En contrepartie, plus le pas de temps est important, plus le rapport débit maximum instantané/débit moyen est aléatoire, et par conséquent moins le débit instantané est estimé avec précision. En pratique, plusieurs utilisateurs de la méthode adoptent une valeur de l'ordre de t_c .

3 - MODE D'APPLICATION DE LA METHODE DU GRADEX.

1°) D'après l'examen des enregistrements de crues, on estime le temps de base de l'hydrogramme de ruissellement : h heures.

2°) On étudie la variable aléatoire "pluie reçue par le bassin versant en h heures", et on trace sa fonction de répartition $\left[-\log(-\log F) \right]$ et on calcule son gradex.

3°) A partir des observations des débits, on trace la F (débit moyen en h heures, le plus fort de chaque année) jusqu'au débit décennal. On exprime le débit en millimètres en divisant le volume écoulé par la surface du bassin S km²

$$1 \text{ m}^3/\text{s} \text{ pendant } h \text{ heures} = h \times 3600 \text{ m}^3 = \frac{h \times 3,6}{S} \text{ mm}$$

4°) On extrapole F(débit) au delà de 0.9 par une droite de pente égale au gradex de la pluie.

5°) On calcule sur les hydrogrammes des crues observées le rapport

$$p = \frac{\text{débit de pointe}}{\text{débit moyen en h heures}}$$

et sa moyenne \bar{p} sur quelques dizaines de crues.

6°) On applique au débit moyen en h heures une affinité égale à p pour obtenir F (débit de pointe).

Rq. La méthode permet d'évaluer les valeurs extrêmes des débits moyens journaliers. On passe ensuite aux valeurs extrêmes des maximaux de débit en multipliant les débits moyens par un coefficient convenable de l'ordre de 1,2 à 1,8 avec une moyenne de 1,4 pour les cours d'eau français.

4 - LIMITES DE LA METHODE.

* Le même volume journalier d'eau de pluie peut être, en effet, le résultat de pluies de types différents tombant sur des parties différentes du bassin, et correspondre, par suite, à des hydrogrammes de crue de types différents, même au cours d'un mois ou d'une saison donnés. Il ne faut donc utiliser la méthode du gradex qu'après s'être assurée de l'existence d'un seul

type de pluie et d'un seul type d'hydrogramme de crues, pour la station et pour le mois étudié.

* Les crues exceptionnelles résultent généralement de pluies assez brèves dans les petits bassins et de pluies plus longues dans les grands bassins. On risque donc de laisser échapper l'essentiel des faits en prenant systématiquement la journée de 24 heures comme unité de temps des statistiques des pluies et des crues, et l'on ne doit par suite pas utiliser la méthode du gradex sans commencer par rechercher le pas de temps qu'il convient d'adopter dans chaque cas.

* Les crues d'un bassin résultent de l'arrivée simultanée, ou successive, des eaux des sous-bassins dans leur émissaire commun : cela dépend des circonstances et des conditions topographiques locales. Les crues mettent d'autre part, beaucoup plus de temps pour s'écouler que les pluies n'en mettent pour tomber sur le bassin. Il n'est donc pas sûr qu'on ait le temps d'arriver au régime d'équilibre où tout accroissement de débit des chutes de pluie dans le bassin entraînerait toujours une augmentation égale de débit des sorties d'eau par l'émissaire. Il n'est donc, en d'autres termes, pas sûr que les droites représentant la fonction de distribution des valeurs extrêmes des pluies et la fonction de distribution des valeurs ex-

trêmes des débits aient toujours la même pente.

La droite représentant la distribution réelle des valeurs extrêmes des débits se trouve alors au-dessous de la droite théorique que la méthode du gradex conduit à mener parallèlement à la droite représentant la distribution des valeurs extrêmes des pluies. La méthode du gradex risque donc de conduire à des valeurs trop élevées.

* La "rétention" dont il est question ne résulte pas seulement des infiltrations dans le sol, mais des lenteurs et des retards dans le ruissellement des eaux (sans parler de l'absorption par les plantes et de l'évaporation). Il faut compter, d'autre part, avec la lenteur des phénomènes et avec les irrégularités de distribution spatiale et temporelle des pluies, qui ne permettent jamais d'atteindre le régime d'équilibre où l'on pourrait considérer la "rétention" comme constante. Il n'est donc pas sûr qu'on puisse se contenter d'une seule valeur limite forfaitaire de la "rétention", et l'on doit compléter, là aussi, la méthode du gradex par des études particulièrement attentives de la géologie et de l'hydrologie du bassin.

On peut dire finalement que cette méthode escamote l'influence du bassin versant. Or, ce dernier

comme nous l'avons vu en introduction et dans d'autres méthodes joue un rôle important dans la genèse des crues par ses caractéristiques physiques et topographiques.

Chapitre VII :

METHODE SØCØSE

A - PRECISION SUR L'OBTENTION DE QUELQUES PARAMETRES.

Avant d'aborder les principes fondamentaux de cette méthode, il serait bon d'expliquer l'analyse des paramètres ou variables retenues afin de rendre claire l'exposé de la méthode.

- La loi de variation des pluies de fréquence donnée en fonction du pas de temps fait appel à la formulation traditionnelle de Montana, et ceci pour des raisons de commodité et d'homogénéisation.

$$P = at^{1-b} \quad (P \text{ en mm, } t \text{ en heures})$$

où t représente la durée, a et b étant liés à une fréquence donnée.

Pour généraliser encore cette relation, la formulation dite de Montana généralisée a été utilisée, où a et b sont exprimés en fonction de la fréquence ou plus exactement de la période de retour T :

$$\begin{aligned} a &= C + D.LnT \\ 1/(1 - b) &= E + F.LnT \end{aligned}$$

Par tradition, les résultats exprimés sous forme de loi de Montana sont relatifs à des pluies supérieures à un seuil. On sait que ces pluies ne sont supérieures aux classiques "maximales" que pour des fréquences peu rares.

Les pluies de "n jours" ne sont pas entièrement centrées sur l'intensité maximale. Elles résultent en effet de la sommation, glissante au pas de 1 jour, de n jours consécutifs à limites horaires fixes (6 h T.U). Pour $n = 1$, la correction pour passer aux pluies centrées est maximale : + 14 % (correction dite de WEISS). Elle décroît de + 14 % à + 1 % lorsque n croît de 1 à 10, puisque dans ce dernier cas le "centrage" est réalisé à 1 jour près.

L'usage veut que lorsqu'on parle de pluie de "t heures", et en particulier pour tous les résultats de Montana, il s'agisse de pluies centrées sur les intensités, que ces pluies aient été obtenues directement (dépouillement des pluviogrammes avec des limites horaires variables continûment) ou par correction de Weiss appliquées à des pluies "de n jours".

1 - PASSAGE DES PLUIES LOCALES AUX PLUIES MOYENNES SUR UNE SURFACE.

1.1. - Les diverses pluies locales et moyennes en présence.

Sur un bassin versant, si l'on dispose de plusieurs postes dont les résultats (caractéristiques) sont connus, on peut y calculer la moyenne de ces caractéristiques, les méthodes sont diverses (moyenne arithmétique, moyenne dite de THIESSEN, isohyètes...), cependant quelle que soit la méthode employée, il s'agira toujours d'une moyenne des pluies locales et non a priori d'une valeur représentative de la pluie moyenne sur le bassin PB, c'est-à-dire du volume (lame d'eau) reçu par ce bassin. On note PLM ces moyennes de pluies locales.

Pour accéder aux quantités des moyennes sur bassin (PB) il faut :

- a) Ou bien calculer PB pour chaque pluie (averse, journée,...) et ensuite effectuer les calculs statistiques habituels sur des échantillons traités et choisis
- b) Ou bien appliquer les formules d'abattement à PLM.

Le premier cas procède de la gestion au jour le jour des données que fournit le réseau pluviométrique d'un bassin versant. Il fait souvent appel à l'informatique ; le second cas est celui qui a été utilisé et retenu pour la méthode SØCØSE

1.2. - L'abattement sur les pluies.

On appelle ainsi le coefficient de passage de

la pluie locale PL à la pluie moyenne sur un bassin versant PB dont tous les points ont la même loi de pluie locale.

Si PL(F) est la quantile F de la pluie locale, et K le coefficient d'abattement, la pluie moyenne sur la surface S aura pour quantile F le nombre

$$PB(F) = K \cdot PL(F)$$

A priori K dépend de F, de la durée dans laquelle est mesurée la pluie et de la superficie S

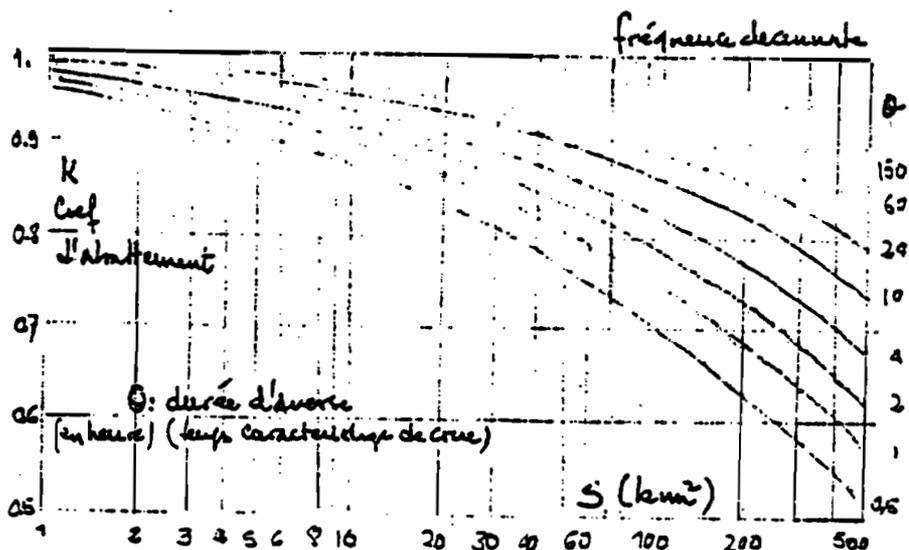
$$K = K(F, \theta, S)$$

La formule retenue donnant K pour la fréquence 0,9 est la suivante :

$$K_{0,9} = \frac{1}{1 + \frac{\sqrt{S}}{30\sqrt{\theta}}}$$

S étant la superficie en km² et θ la durée des pluies en heures.

Le graphique semi-logarithmique ci-dessous représente K en fonction de S pour quelques valeurs



Courbes $K_{\theta}(S)$

2 - DETERMINATION DE LA PLUIE DE PROJET

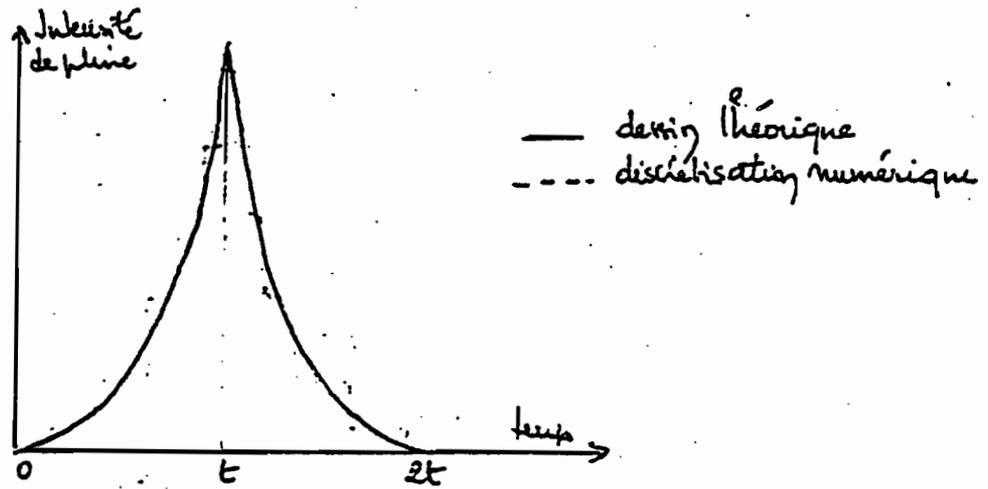
Il s'agit de bâtir un hyétogramme relatif à l'ensemble d'un bassin versant. Ce hyétogramme ne doit pas nécessiter pour son calcul la connaissance d'éléments trop nombreux. Il aura donc une forme moyenne qui se rapproche le plus possible de la réalité.

2.1. Forme de la pluie de projet.

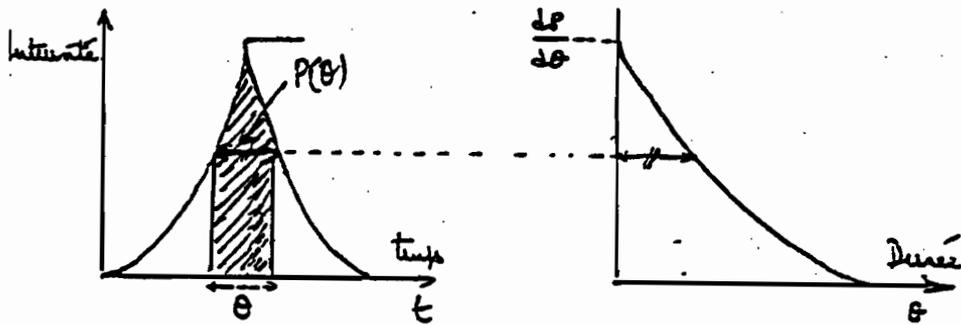
Etant donné que les intensités de pluies sont très largement variables à l'intérieur d'un même épisode pluvieux, on a choisi un hyétogramme non uniforme.

Sur les hyétogrammes réels, l'intensité maximale peut se trouver à n'importe quel moment de la pluie, avec toutefois une fréquence un peu plus faible pour les extrémités de l'épisode. En conséquence, on a choisi de placer l'intensité maximale au centre de l'épisode et les intensités décroissantes successivement de part et d'autre de ce maximum (voir ci-après).

Pour la suite, nous allons noter $P(\theta)$ la hauteur de pluie tombée pendant un intervalle de temps centré sur le hyétogramme.



Forme du hyétogramme de projet



Signification de $P(\theta)$

La forme du hyétogramme ayant été choisie, la pluie du projet est complètement déterminée par la fonction $P(\)$.

2.2. Définition de la fréquence de la pluie de projet.

La pluie de projet étant caractérisée par une fonction $P(\)$, il est impossible de lui assigner une fréquence au non-dépassement, une attitude possible est de considérer que l'utilisation ultérieure qui sera

faite de la pluie de projet accorde une importance maximale à la hauteur de pluie tombée sur une durée $\theta = D$ bien déterminée. On pourra alors classer les épisodes pluvieux selon la valeur $P(D)$.

Pour définir la valeur de $P(D)$ relative à la fréquence décennale, nous utiliserons la courbe "intensité-durée" de la pluie locale que nous traduirons analytiquement par une formule de Montana $I = \frac{a}{\theta^b}$ (valable pour la fréquence décennale).

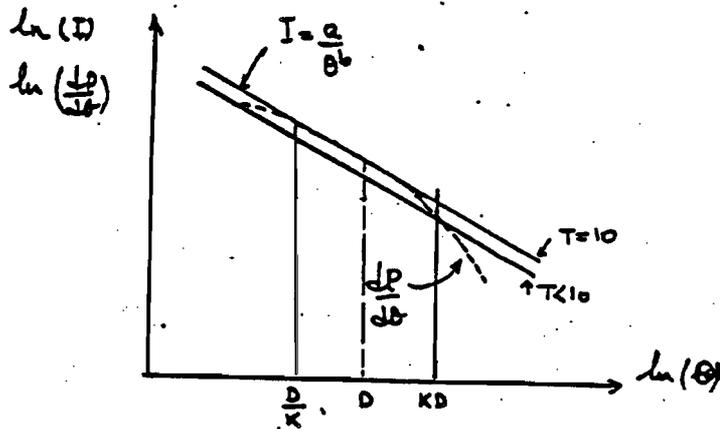
Cette expression donne comme pluie décennale sur une durée D :

$$aD^{1-b} \quad \text{On devra donc avoir } P(D) = aD^{1-b}$$

2.3. Structure de la pluie de projet.

Il s'agit de préciser la fonction $P(\theta)$, la pluie de projet sera un épisode médian parmi les épisodes pour lesquels $P(D)$ est décennal. Comme on peut s'y attendre, la période de retour de $P(\theta)$, pour $\theta \neq D$ est plus fréquente que décennale.

Plus précisément, si l'on compare $\frac{dP}{d\theta}$ avec la fonction $I(\theta)$, on obtient le graphique suivant en coordonnées bi-logarithmique :

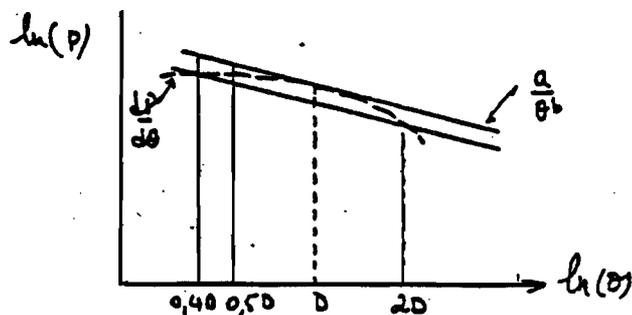


On constate une nette dissymétrie de part et d'autre de D : la diminution des périodes de retour est plus forte pour $Q = KD$ que pour $Q = \frac{D}{K}$ ($K > 1$).

Pour tenir compte de façon quantitative des remarques précédentes, nous adopterons les contraintes suivantes :

- 1) $P(D) = aD^{1-b}$
- 2) $P(KD) < a(KD)^{1-b}$ (Quel que soit $K \neq 1$)
- 3) $P(2D) = 0,85a(2D)^{1-b}$
- 4) $P(0,4D) = 0,85a(0,4D)^{1-b}$

Ce qui correspond au schéma suivant :



Il est apparu que la forme analytique suivante permettrait simplement de tenir compte de contraintes précédentes $P(KD) = a(\phi(K).D)^{1-b}$

$$\text{avec } \phi(K) = \frac{K}{(K^m + \frac{\alpha}{K} - \beta)^\gamma}$$

Les quatre conditions précédemment énoncées permettent alors de calculer les quatre paramètres m , α , β , γ . Pour satisfaire aux conditions 1) et 2), $K^m + \frac{\alpha}{K} - \beta$ doit présenter un minimum pour $K = 1$ et ce minimum doit être égal à 1. Ceci entraîne $m = \alpha = \beta$

$$\text{et donc } \phi(K) = \frac{K}{(K^m + \frac{m}{K} - m)^\gamma} . \text{ Les deux autres conditions permettent de calculer } m \text{ et } \gamma \text{ et l'on obtient :}$$
$$m = 2, \quad \gamma = 3/7 \text{ d'où } \phi(K) = \frac{K}{(K^2 + \frac{2}{K} - 2)^{3/7}}$$

On obtient donc finalement l'expression $P(\theta)$

$$P(\theta) = a \left[\frac{\theta}{\left[\left(\frac{\theta}{D} \right)^2 + \frac{2D}{\theta} - 2 \right]^{3/7}} \right]^{1-b}$$

On vérifie bien que pour $\theta = D$, la formule devient

$$P(\theta) = a \theta^{1-b}$$

2.4. Durée de la pluie de projet.

L'expression précédente est telle que $P(\theta)$

n'est pas toujours croissante quel que soit Θ . Il y a donc obligation à limiter la durée du hyétogramme à la plus petite valeur de $\frac{\Theta}{D}$ qui annule la fonction $dP/d\Theta$. Or $dP/d\Theta$ a le signe de $(\frac{\Theta}{D})^2 + 20 \frac{D}{\Theta} - 14$. Cette expression s'annule pour deux valeurs de $\frac{\Theta}{D}$, dont la plus petite est 2. On limitera donc la pluie de projet à la durée $2D$.

On peut calculer la pluie totale tombée au cours de l'épisode pluvieux : $P(2D)$:

$$\phi(2) = \frac{2}{3^{3/7}} \cdot 1.25 \quad \text{donc } P(2D) = a(1.25D)^{1-b}$$

2.5. Hyétogramme de la pluie locale.

Connaissant $P(\Theta)$, on peut construire le hyétogramme correspondant.

Si l'on prend pour origine de l'axe du temps le centre du hyétogramme, on obtient une figure symétrique par rapport à l'axe des intensités. Notons $I_1(t)$ l'intensité de la partie droite du hyétogramme (l'indice 1 rappelant qu'il s'agit de la pluie locale).

$$\text{On doit avoir : } \int_0^t I_1(u) du = \frac{P(t)}{2}$$

et par conséquent $I_1 = \frac{1}{2} \frac{dP(t)}{dt}$
On obtient comme expression :

$$I_1(t) = \frac{a(1-b) \left((t/D)^2 + 20 \frac{D}{t} - 14 \right)}{t^b \left[(t/D)^2 - 2D/t - 2 \right] \frac{10 - 3b}{7}}$$

2.6. Hyétogramme de la pluie moyenne sur une surface.

Pour résoudre ce problème, nous utiliserons le coefficient d'abattement présenté au §1.2. Si l'intensité locale, de fréquence décennale est connue par une formule de Montana $I_1 = \frac{a}{\theta^b}$

l'intensité moyenne est alors donnée par l'expression

$$I_s = \frac{K.a}{\theta^b}$$

Pour pouvoir construire le hyétogramme de la pluie de projet, on peut utiliser le développement précédent, à condition de caler sur l'expression de I_s une nouvelle formule de Montana

$$I_s = \frac{a'}{\theta^{b'}}$$

2.7. Utilisation des données de pluies journalières.

Très souvent, on ne dispose guère des paramètres a et b permettant de décrire une courbe d'intensité-

durée. En général le paramètre "b" est plus lentement variable dans l'espace que le paramètre "a".

En un point donné, où le calage de a et b n'aurait pas été fait au préalable, on peut donc utiliser le paramètre b calé sur une station considérée comme représentative de la région et de déterminer le paramètre "a" d'après les pluies journalières au point considéré. Le problème qui se pose maintenant est dû au fait que les pluies journalières sont rares à intervalles fixes (7 h, 7h) alors que la formule de Montana donne les intensités d'épisodes pluvieux d'origine variable dans la journée.

- Si P_{10} est la pluie journalière décennale et si $I = \frac{a}{t^b}$ est la courbe intensité-durée pour la fréquence décennale, on a $P_{10} < a(24)^{1-b}$.

La correction proposée par Weiss est de multiplier P_{10} par $\frac{24}{21}$ pour atteindre l'égalité avec $a(24)^{1-b}$.

Cette correction, dont la justification théorique n'a pas été établie, s'est révélée approximativement correcte dans la pratique.

Si nous l'adoptons, nous pouvons écrire :

$$\frac{24}{21} P_{10} = a(24)^{1-b}$$

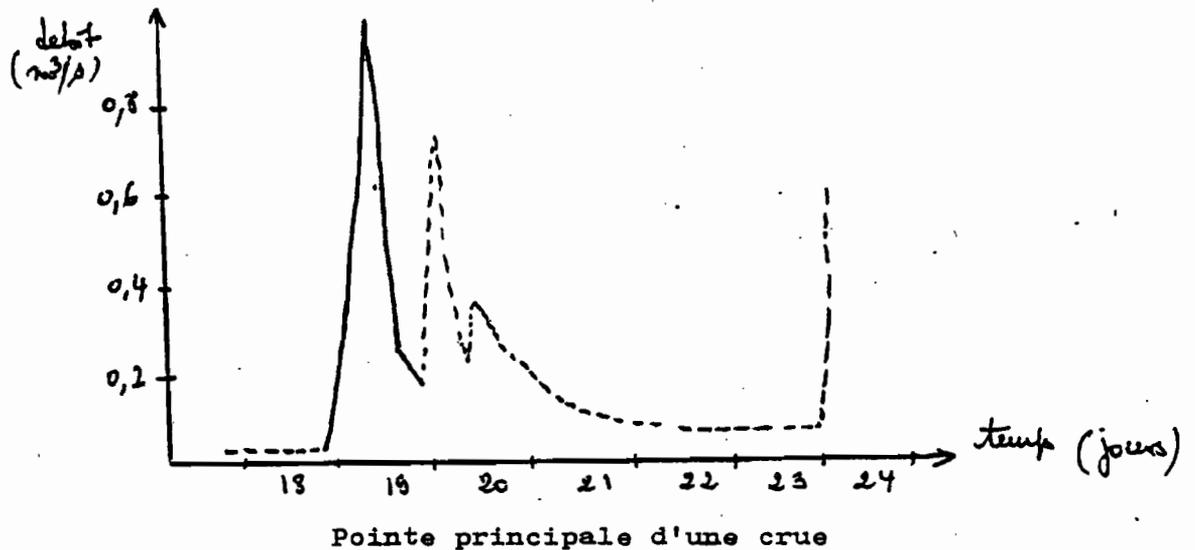
et nous obtenons a à partir de P_{10} et de b :

$$a = \frac{24^b}{21} P_{10}.$$

B - METHODE SØCØSE : PRINCIPES.

1 - CADRE GENERAL ET DEFINITIONS PREALABLES :

Dans cette méthode on s'intéresse aux crues simples et, pour les crues complexes, à la seule pointe de crue qui porte le débit maximal de la crue totale (pointe principale de la crue) comme l'indique la figure 1 :



Pour décrire cette crue simple, de cette pointe principale de crue complexe, nous nous limiterons à deux variables seulement :

- Q_s : le débit maximal instantané (m^3/s)
- t_s : la durée pendant laquelle le débit dépasse $Q_s/2$.

La figure 2 montre ces deux variables sur une crue observée.

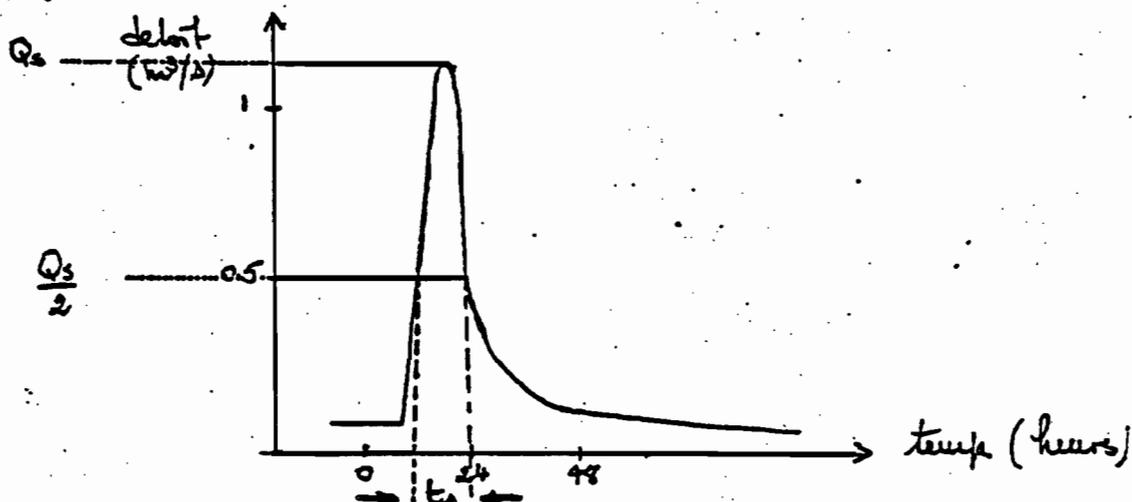


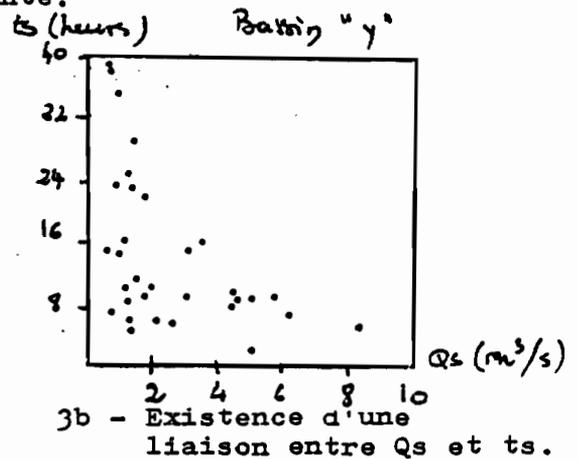
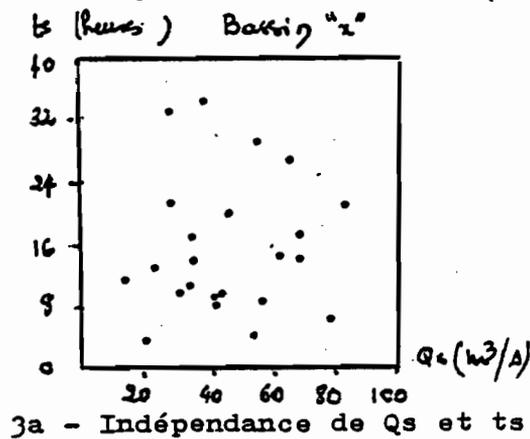
Fig. 2 : Définition des variables Q_s et t_s pour une durée observée

Lorsque l'on s'intéresse uniquement au débit maximal instantané d'une crue, il est aisé de définir un quantile tel que le quantile décennal, par exemple. Il suffit d'ordonner un échantillon des maximums annuels et de tracer la distribution correspondante après lissage des points ou ajustement d'une formule théorique adéquate.

A partir du moment où une crue est décrite par deux variables aléatoires au lieu d'une seule, il serait nécessaire de définir une fonction de ces deux variables pour pouvoir ordonner les crues et parler de la valeur décennale. Dans ce qui suit, nous la définirons ainsi :

Considérons, sur un bassin versant donné, les N crues ayant entraîné les N plus forts Q_s . On obtient simultanément N valeurs de t_s .

Si l'on place les couples (Q_s, t_s) sur un graphique orthonormé, on obtient un nuage de points. Ce nuage présente en général deux types de configurations avec bien entendu tous les types intermédiaires. Ces deux types correspondent aux deux schémas de la figure 3. On peut faire un choix de quelques classes de valeurs de Q_s et pour chaque classe définir une valeur médiane des t_s correspondants. Le lieu des médianes est une courbe plus ou moins décroissante.



Dans cette méthode, on se propose de désigner par "crue décennale", le couple (Q_d, D) défini de la manière suivante :

- Q_d est le débit instantané décennal (on peut l'obtenir à partir de la distribution des N valeurs q_s observées sur n années en prenant le quantile $1 - 0.105 \frac{n}{N}$).

- D est la valeur de la médiane conditionnelle des t_s pour la valeur Q_d précédemment déterminée. C'est donc la durée caractéristique de crue (pour la fréquence décennale).

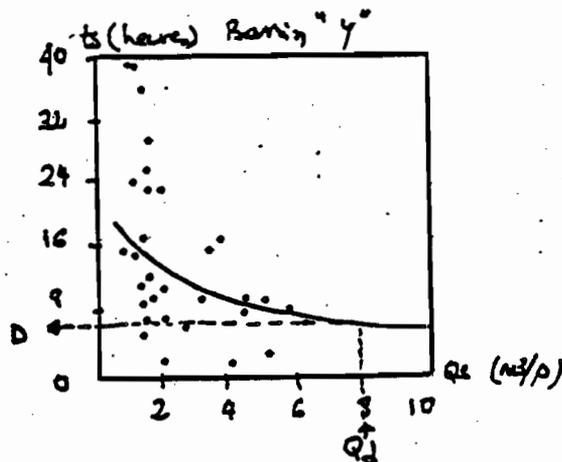


Fig. 4 - Définitions de D .

Lorsque Q_s et t_s sont deux variables indépendantes, D est la médiane de la distribution marginale des t_s (fig. 3a). Dans l'autre cas, D est en général inférieure à cette médiane globale (Fig. 3b)

* La méthode Sécøse a donc finalement pour but la prédétermination de D et de Qs sur un bassin non jaugé.

2 - PRESENTATION GENERAL DU MODELE.

2.1. Principe.

La méthode Sécøse n'est pas un modèle déterministe, bien qu'elle repose sur des schémas classiques. En effet, le modèle ne prétend pas restituer l'enchaînement réel des phénomènes conduisant aux crues, mais se limite à la mise en correspondance des quantiles de pluies et des quantiles de débits et non pas des événements concomitants.

Il s'agit d'un modèle classique car :

- il part d'un hyétogramme donné, lui-même obtenu à partir de l'étude de la pluie locale et d'une règle de passage de la pluie locale à la pluie moyenne sur le bassin versant (coefficient multiplicateur K) ;

- il considère ensuite qu'une partie seulement de la pluie ruisselle : si l'on appelle $p(t)$ la pluie cumulée dans le temps au cours de la pluie de projet, et $R(t)$ la hauteur de ruissellement potentiel à la même date (t représentant le temps)

$$R(t) \leq p(t)$$

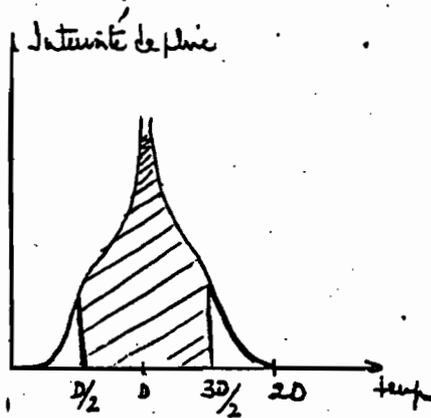
La fonction donnant $R(t)$ à partir de $p(t)$ a été empruntée à "Soil Conservation Service" des Etats-Unis (d'où le nom de Socose obtenu en reprenant les deux premières lettres de chaque mot).

- Il considère enfin que cette lame d'eau disponible pour le ruissellement est modulée dans le temps pour constituer l'hydrogramme de crue, au moyen de la technique de l'hydrogramme unitaire.

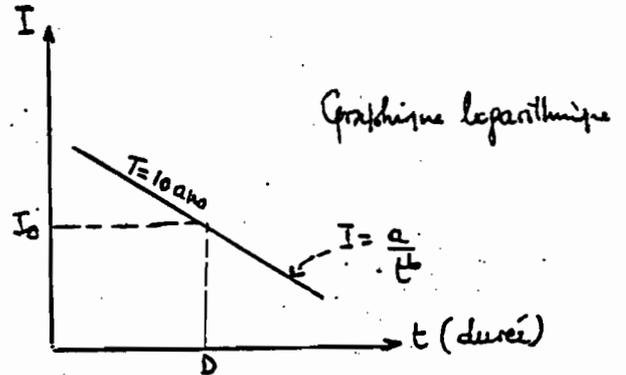
Au total, en discrétisant la pluie au pas de temps Δt , on obtient des hauteurs élémentaires de pluie Δp , puis des hauteurs élémentaires de ruissellement potentiel ΔR , lesquelles sont transférées selon l'hydrogramme unitaire $q(t)$ pour constituer des hydrogrammes élémentaires dont la sommation représente la crue de projet.

2.2. Description des composants du modèle.

Le hydrogramme de projet est celui défini et justifié avant. Il présente une durée totale égale à $20D$, D étant la durée caractéristique de crue et qu'il faudra déterminer au préalable. La hauteur de pluie maximale sur une durée D est décennale. Sur toute autre durée, la hauteur de pluie est moins que décennale.



Hyetogramme de projet



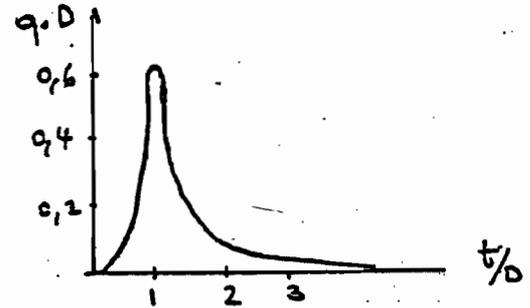
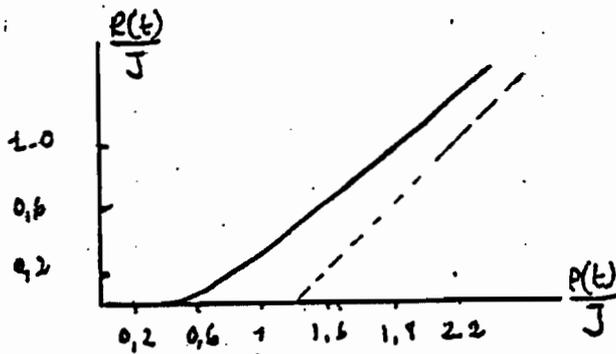
Courbe intensité-durée-fréquence

La fonction de ruissellement $R(t)$ est donnée par la formule :

$$R(t) = \frac{(p(t) - 0,2J)^2}{p(t) + 0,8J}$$

Elle dépend d'une grandeur J que l'on appellera interception potentielle du bassin versant (pour la fréquence décennale) et qu'il faudra déterminer au préalable tout comme D .

La figure ci-dessous représente cette fonction de ruissellement sous forme adimensionnelle, l'hydrogramme unitaire, comme le hyetogramme de projet, construit à partir de D , en particulier le temps de montée est égal à D .



Fonction de ruissellement Hydrogramme unitaire.

3 - CALCUL PREALABLE DE D ET DE J.

Pour pouvoir appliquer le modèle proposé, il faut auparavant déterminer D et J par un procédé extérieur à ce modèle.

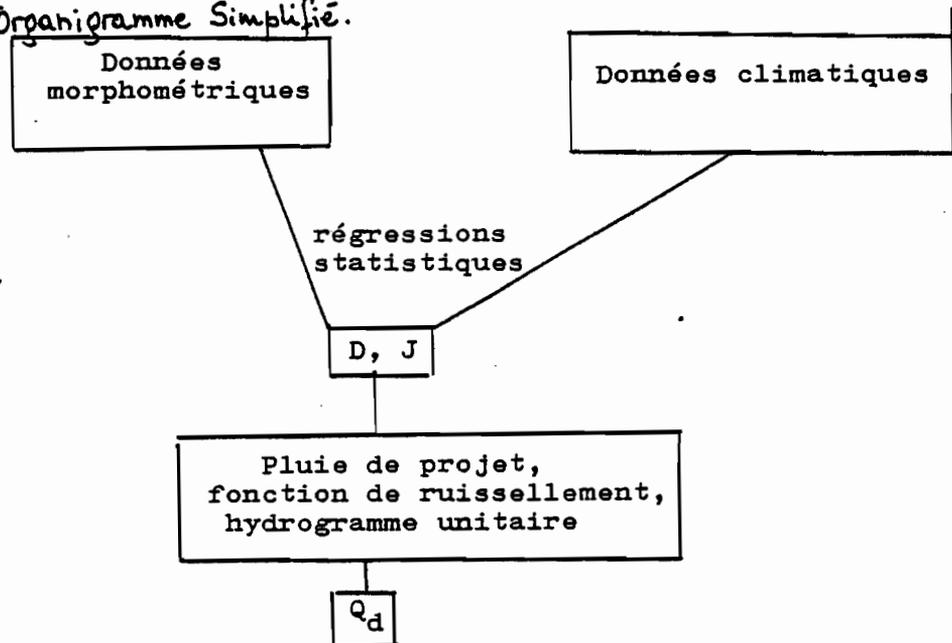
Ce problème a été résolu par l'établissement de formules de régressions reliant D et J à des paramètres morphométriques et climatiques des bassins versants.

4 - APPORT DE L'INFORMATIQUE A LA RESOLUTION DU PROBLEME.

Soit b l'exposant de la formule de Montana .
En utilisant une variable auxiliaire q, on arrive à montrer que le débit maximal, mis sous forme adimension-

sionnelle, est une fonction des deux seules variables b et q . Le calcul sur ordinateur pour un grand nombre de valeurs de b et de q permet de dresser un abaque conduisant directement au résultat, grâce à cela, l'utilisateur est dispensé d'effectuer concrètement les calculs longs de composition d'hydrogrammes élémentaires.

5° Organigramme Simplifié.



6 - PROCEDURE PRATIQUE D'UTILISATION.

6.1. Rassemblement des données nécessaires.

a) Données morphométriques :

Elles se limitent à deux données :

- S : superficie du bassin, en km² mesurée sur carte au 1/25 000 ou 1/50 000

- L : longueur du chemin hydraulique le plus long depuis l'exutoire jusqu'à la périphérie du bassin versant, en km, mesurée sur carte au 1/25 000 ou 1/50 000

b) données climatiques :

- P : pluie décennale journalière locale sur le bassin versant, en mm

- Pa : pluviométrie moyenne interannuelle sur le bassin versant, en mm

- ta : température moyenne interannuelle réduite au niveau de la mer en °C

- b : paramètre d'une formule de Montana relative à la fréquence décennale et valable autour de t = D

$I = \frac{a}{t^b}$ I en mm/heures, t en heures. Pour b on pourra utiliser les valeurs régionales, sinon on pourra recourir au calage direct.

6.2. Calculs intermédiaires :

a) Durée caractéristique de crue D.

$$\ln(D) = -0,69 + 0,32\ln(S) + 2,2 \sqrt{\frac{Pa}{P} \cdot \frac{1}{ta}}$$

D en heures, S en km², Pa et P en mm, ta en °C.

b) Interception potentielle J :

$$J = 260 + 21 \ln(S/L) - 54 \sqrt{\frac{Pa}{P}}$$

c) Calcul d'un indice pluviométrique

$$K = \frac{24^b P}{21 \left(1 + \frac{\sqrt{S}}{30 \sqrt[3]{D}} \right)} \quad P \text{ en mm, } S \text{ en km}^2, D \text{ en heures.}$$

d) Calcul d'un nombre intermédiaire :

$$\rho = 1 - \frac{J}{5K(1.25D)^{1-b}}$$

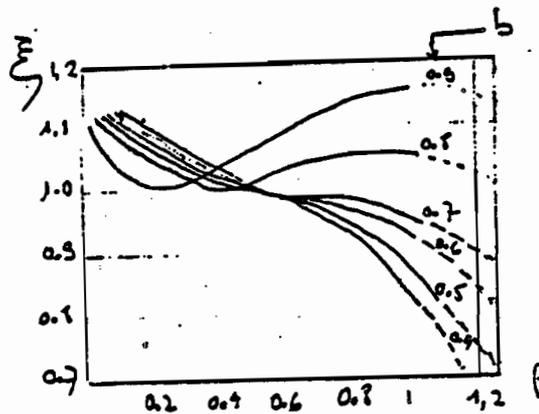
6.3. Résultat brut de la méthode Sécøse

On obtient maintenant, directement, Q_d .

* $Q_d = 0$ si $\rho \leq 0$ (cas éventuellement possible pour des bassins bien perméables).

$$* Q_d = \frac{\xi KS \rho^2}{(1.25D)^b (15 - 12\rho)} \quad \text{si } \rho > 0.$$

Formule dans laquelle ξ est un coefficient proche de 1, fonction de b et de ρ et donné par le graphique ci-après.



Graphique de (p, b) .

7 - EXEMPLE D'APPLICATION DE LA METHODE.

A titre d'exemple, le problème posé est la détermination des débits décennal de la Dourdène à MIRAMONT DE GUYENNE en Lot et Garonne.

Données disponibles sur le bassin versant :

S : Superficie = 88 km²

L : longueur du thalweg = 16,2 km

P : Pluie décennale journalière = 63 mm

Pa : Pluviométrie annuelle moyenne = 800 mm

ta : Température moyenne annuelle, réduite = 12°,8°C

b : Exposant d'une formule de Montana = 0,76.

Au point de vue des sols constitutifs du bassin versant, il s'agit essentiellement de terrains mollassiques.

. Les données précédentes permettent de calculer D et J :

$$\ln(D) = -0,69 + -0,32\ln(88) + 2,2 \sqrt{\frac{800}{63} \frac{1}{12,8}} = 2,93$$

d'où D = 18,8 heures,

$$J = 260 + 21 \ln\left(\frac{88}{16}\right) - 54 \sqrt{\frac{800}{63}} = 103 \text{ mm}$$

L'indice pluviométrique K vaut :

$$\begin{aligned} K &= \frac{24^{0,76} \times 63}{21\left(1 + \frac{\sqrt{88}}{30\sqrt[3]{18,8}}\right)} \\ &= 1 - \frac{103}{5 \times 30(1,25 \times 18,8)^{1-0,76}} = 0,678 \end{aligned}$$

$$\xi = 1,02 \text{ (cf. abaque)}$$

$$\text{donc } Q_d = \frac{102 \times 30 \times 88}{(1,25 \times 18,8)^{0,76}} \times \frac{0,678^2}{(15 - 12 \times 0,678)} = 16,4 \text{ m}^3/\text{s}$$

8 PROPOSITION POUR UNE CORRECTION DES RESULTATS.

En ce qui concerne la détermination du débit de pointe, la méthode Sjöcöse est très approximative, pour fixer les idées sur son degré de précision, on peut

dire que l'on a 3 chances sur 4 pour que la vraie valeur Q_d appartienne au segment $\left[\frac{Q_d}{2}, 2Q_d\right]$. Il en résulte qu'il peut être intéressant de proposer une correction qui tienne compte des résultats réellement observés sur des bassins ressemblant au bassin étudié.

Par "Bassins ressemblants" nous entendons des bassins qui ont un comportement hydrologique voisin : cette similitude de comportement est due à une ressemblance du milieu physique. La recherche des régressions conduisant au calcul de J et D n'a pas permis de faire apparaître un nombre satisfaisant de paramètres descriptifs de ce milieu physique.

Considérons donc un bassin ressemblant, jaugé dont nous noterons les caractéristiques entre crochets, On peut déterminer à partir des observations des crues les quantités $[D]$ et $[Q_d]$ et donc d'évaluer $[J]$ a posteriori. Désignons par $[D^*]$ et $[J^*]$ les résultats qu'auraient donnés les formules de régressions sur ce bassin auxiliaire.

On voit donc, pour le bassin étudié, il serait justifié d'apporter deux corrections :

- ajouter $[J] - [J^*]$ pour l'estimation de $J = J$ calculé + $[J] - [J^*]$
- ajouter $\text{Ln}[D] - \text{Ln}[D^*]$ pour celle de $\text{Ln}(D)$

$$\text{Ln}(D) = \underset{\text{calculé}}{\text{Ln}(D)} + \text{Ln} [D] - \text{Ln} [D^*]$$

Si les deux bassins apparaissent comme très ressemblants, il est probable que la meilleure solution consiste à appliquer au bassin étudié l'intégralité de ces deux corrections. Si, par contre, la "ressemblance" est douteuse, il vaudrait mieux ignorer ces corrections et ne retenir que la valeur initiale de la méthode.

- Entre ces deux extrêmes, une solution raisonnable est d'appliquer une correction minorée et l'on propose :

- d'ajouter $\frac{[J] - [J^*]}{2}$ à la valeur calculée de J

- d'ajouter $\frac{\text{Ln}[D] - \text{Ln}[D^*]}{2}$ à la valeur calculée de Ln(D).

Un essai, avec un deuxième bassin jaugé ressemblant, s'il existe, peut être précieux pour confirmer ou infirmer cette tentative de correction.

N.B. - Le lecteur qui souhaiterait obtenir davantage de détails que ceux qui sont présentés voudra bien consulter l'étude plus détaillée citée en fascicule 1 et 2 de la "Synthèse nationale sur les crues des petits bassins versants", Services Régionaux de l'Aménagement des eaux, DASH, CTGREF.

Chapitre VIII :

MEHTODE CRUPEDIX.

1 - PRESENTATION DE LA METHODE.

La méthode CRUPEDIX vise à obtenir une estimation du débit instantané de crue de fréquence décennale. La relation a été obtenue par une approche statistique multivariante en testant le maximum de paramètres caractérisant le bassin versant, utilisant à cet effet les travaux sur les crues qui ont conduit à calculer des paramètres morphoclimatiques pour les 187 bassins versants de l'étude, et des valeurs des débits de crues et de précipitations collectées pour plus de 400 autres bassins versants.

2 - ETABLISSEMENT D'UNE FORMULE PAR VOIE STATISTIQUE.

2.1. Expression du débit.

Les calculs ont été menés sur des valeurs réduites $q = Q/S^n$ où S représente la superficie du BV et

n un exposant < 1 et ceci pour tenir compte de l'effet de taille des BV.

Il est donc intéressant d'exprimer la variable étudiée sous forme " $\ln(Q/S^n)$ " car dans une estimation de crue l'erreur s'apprécie en valeur relative, ce qui donne le même poids à une valeur surestimée ou sous-estimée d'un même facteur.

2.2. Variables explicatives.

Comme variables explicatives de $\ln(Q/S^n)$. Il a été testé : différentes expressions de l'altitude et de la pente les longueurs des drains, les longueurs de tous les talwegs et les longueurs des talwegs du premier ordre (selon HORTON), différents indices morphométriques (compacité, aire, distance), les températures moyennes annuelles (naturelles et réduites au niveau de la mer), les précipitations annuelles moyennes et les précipitations journalières décennales, des indices de perméabilité et de végétation... soit au total plus de 30 paramètres descriptifs des conditions morphoclimatiques du bassin versant.

La variable explicative la mieux corrélée avec $\ln(Q/S^n)$ est la pluie journalière de fréquence décennale Cette relation une fois prise en compte, aucune autre

variable explicative ne reste significative (voir tableau 1b). On peut donc penser que la corrélation entre le débit de crue et l'altitude ou la pente est essentiellement due à la corrélation de ces deux facteurs avec la pluie décennale.

Les tableaux 1a et 1b illustrent ces résultats pour une sélection de 9 variables explicatives (auxquelles la superficie a été ajoutée pour mémoire) et pour les 187 bassins versants (la valeur 0,8 utilisée dans l'expression $S^{0,8}$ provient d'un calage effectué sur 630 bassins versants).

Tableau 1a

Légende :

S : Superficie du BV	LQ : $\ln(Qd/S^{0,8})$
A : Altitude moyenne du BV	Q : Qd estimé par Crupedix
DZ : dénivelée totale ($A_{max} - A_{min}$)	t : température moyenne annuelle
IP : Indice de pente (DZ/longueur du Talweg principal)	ta : température moyenne annuelle réduite au niveau de la mer
dD : densité de drainage prévue	Pa : précipitation annuelle moyenne
dT : densité du Talweg	P : précipitation journalière décennale
Qd : débit de crue décennal	P . : précipitation journalière décennale
	LP : $\ln(P)$.

Tableau 1a :

- 123 -

	LQ	S	A	Dz	IP	dD	dT	t	ta	Pa	LP
LQ	1	-0,33	0,38	0,54	0,50	0,24	+0,44	0,60	0,65	0,45	0,80
S	-0,33	1	-0,18	-0,12	-0,33	-0,19	-0,32	0,13	-0,30	-0,22	-0,29
A	0,38	-0,18	1	0,70	0,67	0,28	0,23	-0,03	0,39	0,49	0,47
Dz	0,54	-0,12	0,70	1	0,72	0,16	0,23	-0,14	0,35	0,48	0,41
IP	0,50	-0,33	0,67	0,72	1	0,28	0,35	-0,19	0,42	0,51	0,55
dD	0,21	-0,19	0,28	0,16	0,28	1	0,48	-0,03	0,46	0,18	0,28
dT	0,44	-0,32	0,23	0,23	0,35	0,48	1	-0,03	0,13	0,22	0,52
t	-0,16	0,13	-0,03	-0,14	-0,19	-0,03	-0,03	1	-0,04	-0,16	-0,13
ta	0,69	-0,30	0,39	0,35	0,42	0,13	0,46	-0,04	1	0,14	0,71
Pa	0,45	-0,22	0,49	0,48	0,51	0,18	0,22	-0,16	0,14	1	0,53
LP	0,80	-0,29	0,47	0,41	0,55	0,28	0,52	-0,13	0,71	0,53	1

T. 1a : Matrice des coefficients de corrélation entre LQ et divers éléments de milieu physique

NB : Tous les calculs portent sur un échantillon de 187 valeurs (pour des valeurs gaussiennes, la corrélation est significative au seuil de 1 % si les valeurs du coefficient dépassent 0,19 et au seuil de 5 % si les valeurs du coefficient dépassent 0,15.

Tableau 1b : Coefficient entre divers éléments du milieu physique et le résidu de l'estimation du débit de crue décennal par la superficie et la pluie décennale.

$\ln(S^{0,8} \cdot P^2) - \ln(Q_d)$	S	A	DZ	IP	dD	dT	t	ta	Pa
	-0,13	0,04	0,09	0,06	-0,06	0.00	-0,08	0,14	0.00

$\ln(Q) - \ln(Q_d)$	S	A	DZ	IP	dD	dT	t	ta	Pa	LP
	0.02	0.01	0.01	0.00	-0.06	-0.07	-0.05	0.01	-0.06	-0.15

Tableau 1c : Coefficient de corrélation entre divers éléments du milieu physique et le résidu de l'estimation du débit de crue décennale par CRUPEDIX.

Le calcul statistique ne signifie nullement que la pluie décennale provoque la crue décennale, le résultat acquis peut s'interpréter ainsi : l'importance du débit de crue de fréquence décennale est statistiquement liée à une variable d'ordre climatique estimée à partir d'une valeur de précipitation de fréquence rare. Le fait de se servir de la pluie journalière maximale de fréquence décennale est que celle-ci est la plus couramment disponible ; rien ne permet de penser que l'utilisation de la pluie maximale de durée 6 ou 36 heures et de fréquence quinquennale n'aurait pas abouti à un meilleur résultat sur le plan statistique.

2.3. Formule définitive.

La cartographie des résidus des débits estimés par les précipitations journalières décennales montre que ces résidus ne sont pas distribués au hasard. Une certaine répartition géographique apparaît, ce qui permet d'introduire un coefficient correctif régional que nous avons appelé R.

La relation statistique appliquée aux 630 bassins versants de l'étude s'énonce :

$$\text{Ln}(Q_d) - \text{Ln}(R) = 1,98\text{Ln}(P) + 0,815\text{Ln}(S) - 8,80$$

ou sous une forme directement utilisable :

$$Q_d = S^{0,8} \cdot (P/80)^2 \cdot R$$

avec :

Q_d = débit instantané de crue de fréquence décennale, en m³/s

S = superficie du BV, en km².

P = précipitation journalière de fréquence décennale, en mm

R = coefficient régional

Pour les 630 bassins versants étudiés, le coefficient de corrélation entre les débits observés et les débits calculés par la formule proposée atteint 0,95, ce qui correspond à 90 % de variance expliquée.

3 - LE COEFFICIENT REGIONAL R.

3.1. Régions concernées.

Ce coefficient a été établi à partir des résidus déduits de l'application de la formule aux 630 bassins versants. Sa valeur doit être estimée sur un nombre suffisamment grand de stations pour garantir sa représentativité et de manière à ce que le résidu moyen régional soit voisin de 0.

La carte de la fig. 1 indique la valeur de R pour l'ensemble de la France : R est égal à 1 pour la majeure partie du territoire. Font exception :

- Une région concernant le versant aquitain du Central et des Monts Dore : $R = 1,75$;
- Une bande pré-pyrénéenne s'étendant de l'Atlantique à l'Aude en passant par le Bearn et une partie de la Gascogne : $R = 1,75$;
- La partie du Languedoc située sur le rebord sud-est de la ligne de hauteurs Cévennes Montagne Noire : $R = 1,5$;
- Les Monts de la Margenide, granitiques : $R = 2/3$;
- L'ensemble de terrains perméables compris entre la Loire au sud, le Loing à l'est, la Seine, puis le Pays de Bray au nord, le Perche et le Pays d'Auge à l'ouest : $R = 1/3$;
- La Vendée, au sens large : $R = 1,75$;
- Le Roussillon : $R = 1,5$;

- Le limousin, cristallin : $R = 2/3$;
- La région des sables des Landes : $R = 1/2$;
- La "Campagne de Caen", calcaire : $R = 1/3$;
- L'ensemble des affleurements crayeux en campagne Picardie et nord de l'île de France : $R = 0,13$
- Un coefficient R égal à $1/3$ a été appliqué aux bassins versants Karstiques, trop épars, ceux-ci n'ont pu être figurés sur la carte de la figure 1.

3.2. Éléments d'explication.

Les coefficients R inférieurs à 1 correspondent à des zones particulièrement perméables. Les coefficients R supérieurs à 1 semblent bien pouvoir se prêter à une interprétation pluviométrique. Ils correspondent à des régions situées à proximité de reliefs importants par leur rôle de barrière.

3.3. Extensions.

Il est toujours possible à un utilisateur d'introduire une valeur particulière du coefficient R pour une région donnée. Mais il est essentiel de signaler qu'un tel ajustement ne doit s'effectuer qu'à partir d'un grand nombre de données concernant l'ensemble de la région considérée.

4 - L'ESTIMATION DE P, PRECIPITATION JOURNALIERE DECENNALE.

Dans le cas où les valeurs de pluie décennale ne sont pas disponibles, ou si elles sont incertaines, la méthode exposée ci-dessous permet de les estimer.

L'observation a montré qu'il existe une relation statistique entre les précipitations journalières décennales (P) et les précipitations annuelles moyennes (Pa) lorsqu'on se place à l'intérieur d'un même secteur géographique (voir fig. 2a, 2b, 2c). Une loi, ou plutôt une droite d'équation $P = C.Pa + d$ a été ajoutée et au vu de plusieurs graphiques régionaux une valeur commune de 15 mm a été adoptée pour le paramètre d, ce qui a réduit à un le nombre de paramètre à caler.

L'inverse du paramètre C est dit "coefficient de tempérance" noté également $K_t = Pa / (P - 15)$. Ce coefficient est d'autant plus grand que les précipitations journalières décennales sont plus faibles par rapport aux pluies annuelles moyennes. Sa valeur varie de 30 dans l'ouest de la Bretagne, à 5 sur la Côte du Languedoc.

La carte du coefficient de tempérance a été établie à partir de plus de 1000 stations, pour lesquelles Pa et P étaient disponibles. A l'intérieur de chaque secteur la variation autour du coefficient indiqué est généralement inférieure à 15 % (25 % dans les

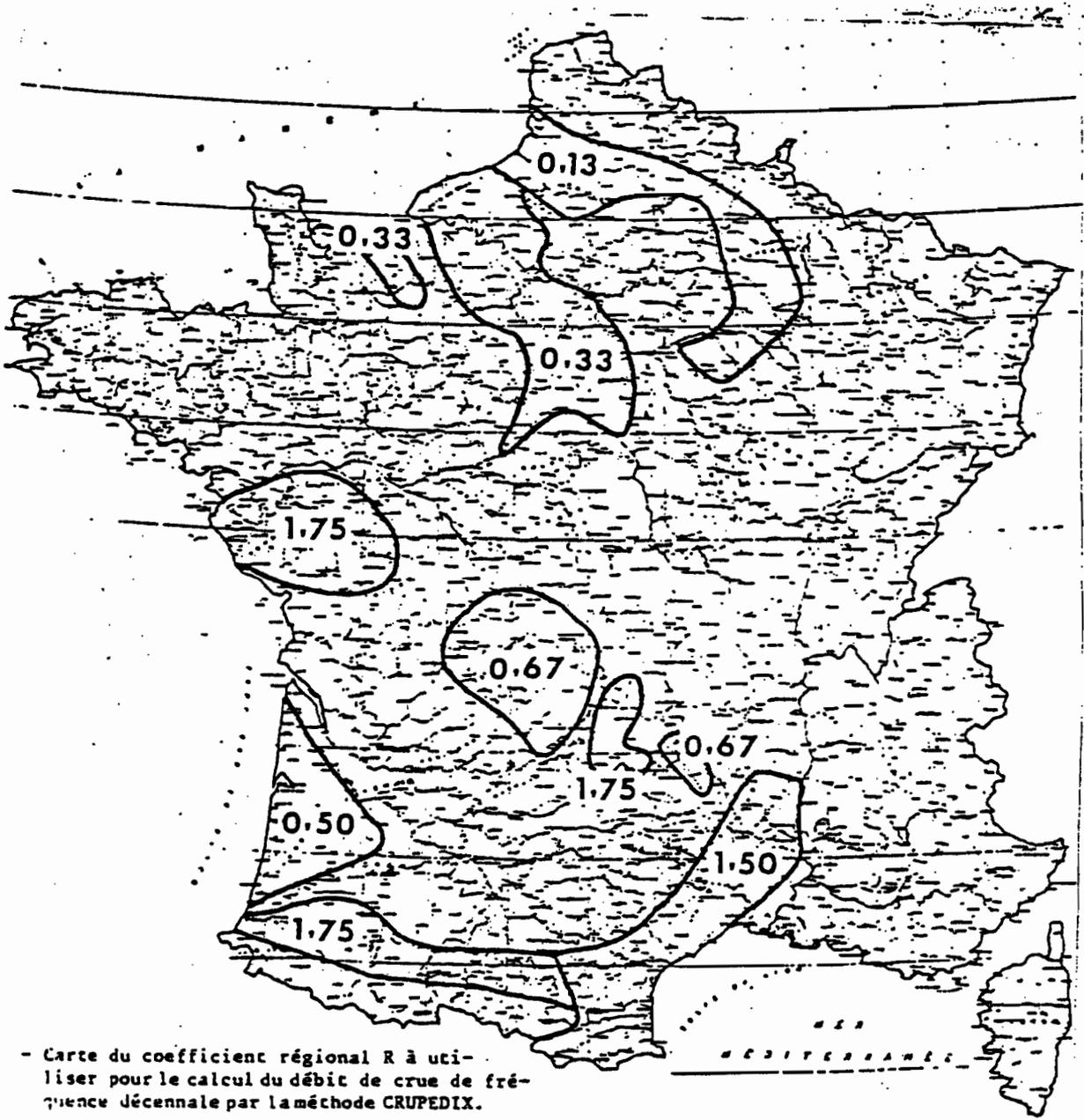


Fig. 1.

cas les moins favorables), ce qui ne dépasse pas l'incertitude sur la pluie journalière décennale elle-même.

5 - RESULTATS.

La figure 4 présente, pour différents ensembles régionaux et pour le débit de crue instantané de fréquence décennale, la corrélation entre valeurs estimées et observées. Dans les applications présentées, la formule a généralement été utilisée en estimant P par les précipitations annuelles moyennes lues sur des cartes d'isohyètes et le coefficient K_t .

La figure 5 reprend la même corrélation pour l'ensemble des 630 bassins versants étudiés.

Dans la plupart des régions, et pour la presque totalité des bassins versants, le débit de crue estimé est compris entre le double et la moitié du débit de crue observé, deux ensembles font pourtant exception :

- Les très petits bassins versants, de superficie inférieure à 10 km², pour lesquels la formule reste valable mais où l'intervalle de confiance doit être élargi ;

- Certains bassins versants des régions sédimentaires particulièrement perméables pour lesquels les

RELATION AU NIVEAU REGIONAL, ENTRE PLUIE JOURNALIERE DE FREQUENCE
DECENNALE ET PLUIE ANNUELLE MOYENNE

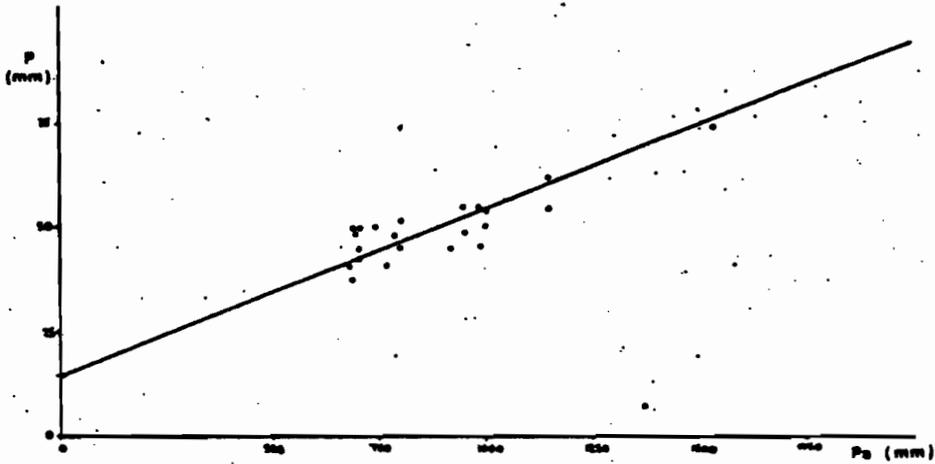


Fig 2a - Graphe de corrélation. BRETAGNE.

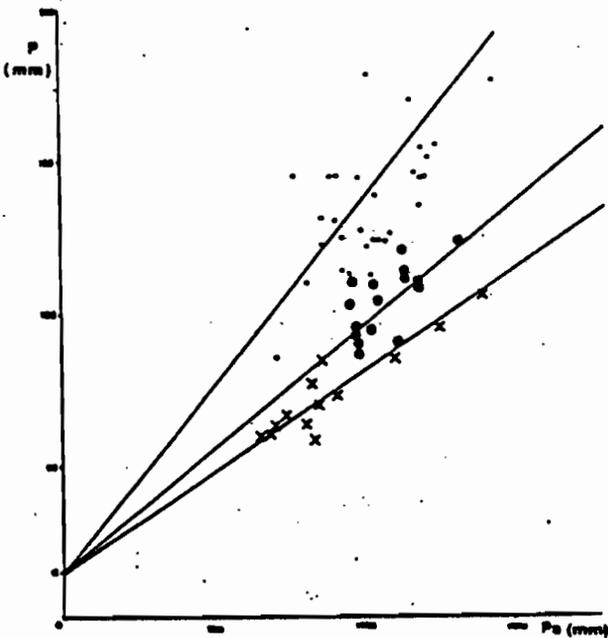


Fig 2b - Graphe de corrélation
ALPES DU SUD - MEDITERRANEE

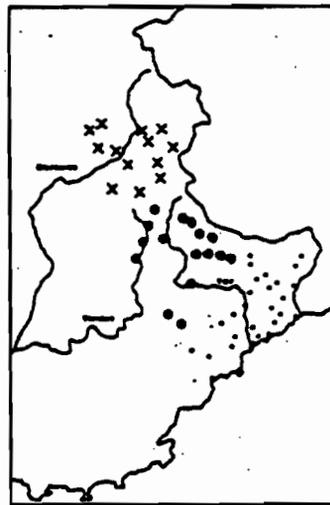


Fig 2c - Carte de situation
ALPES DU SUD - MEDITERRANEE

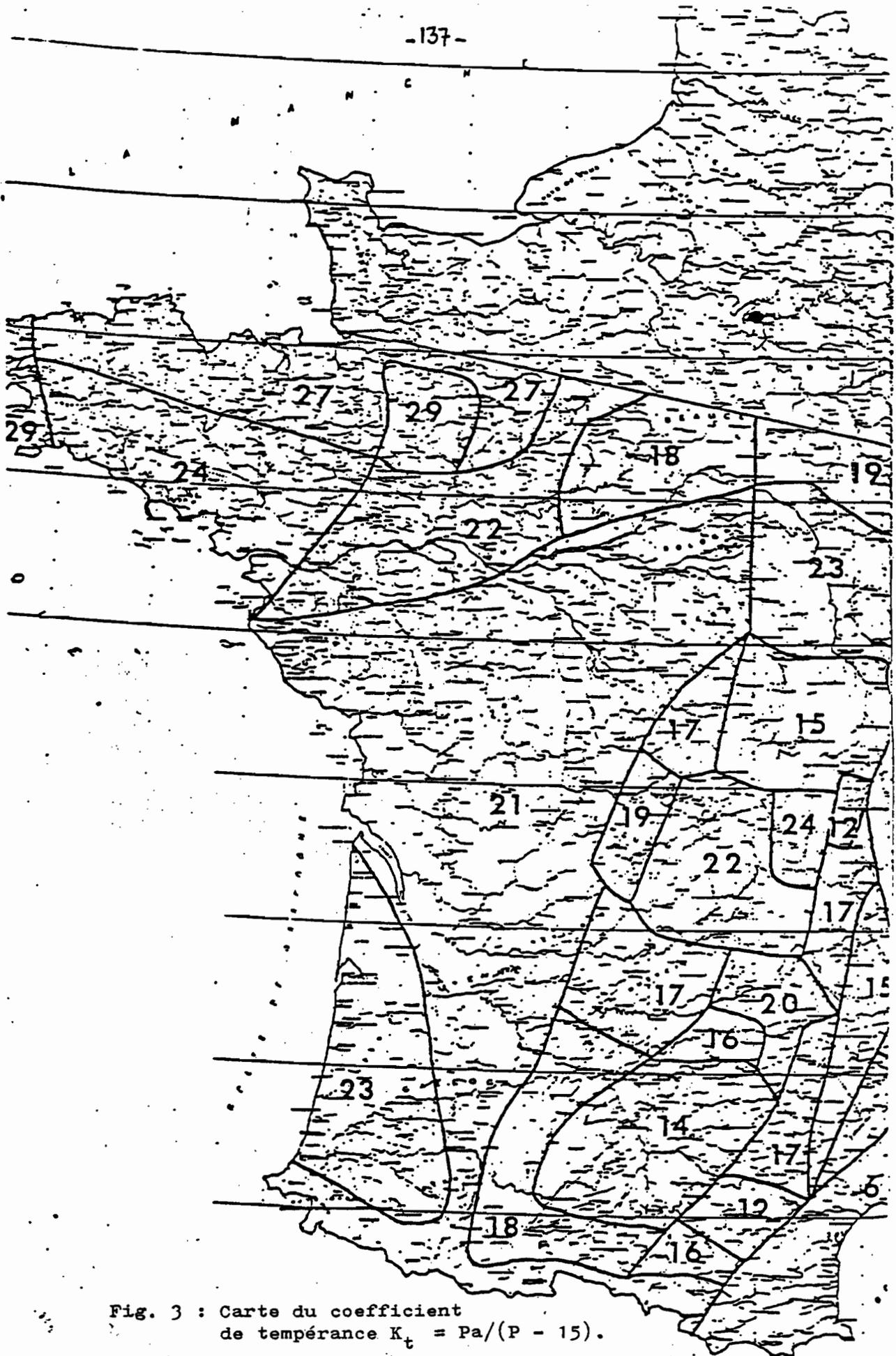
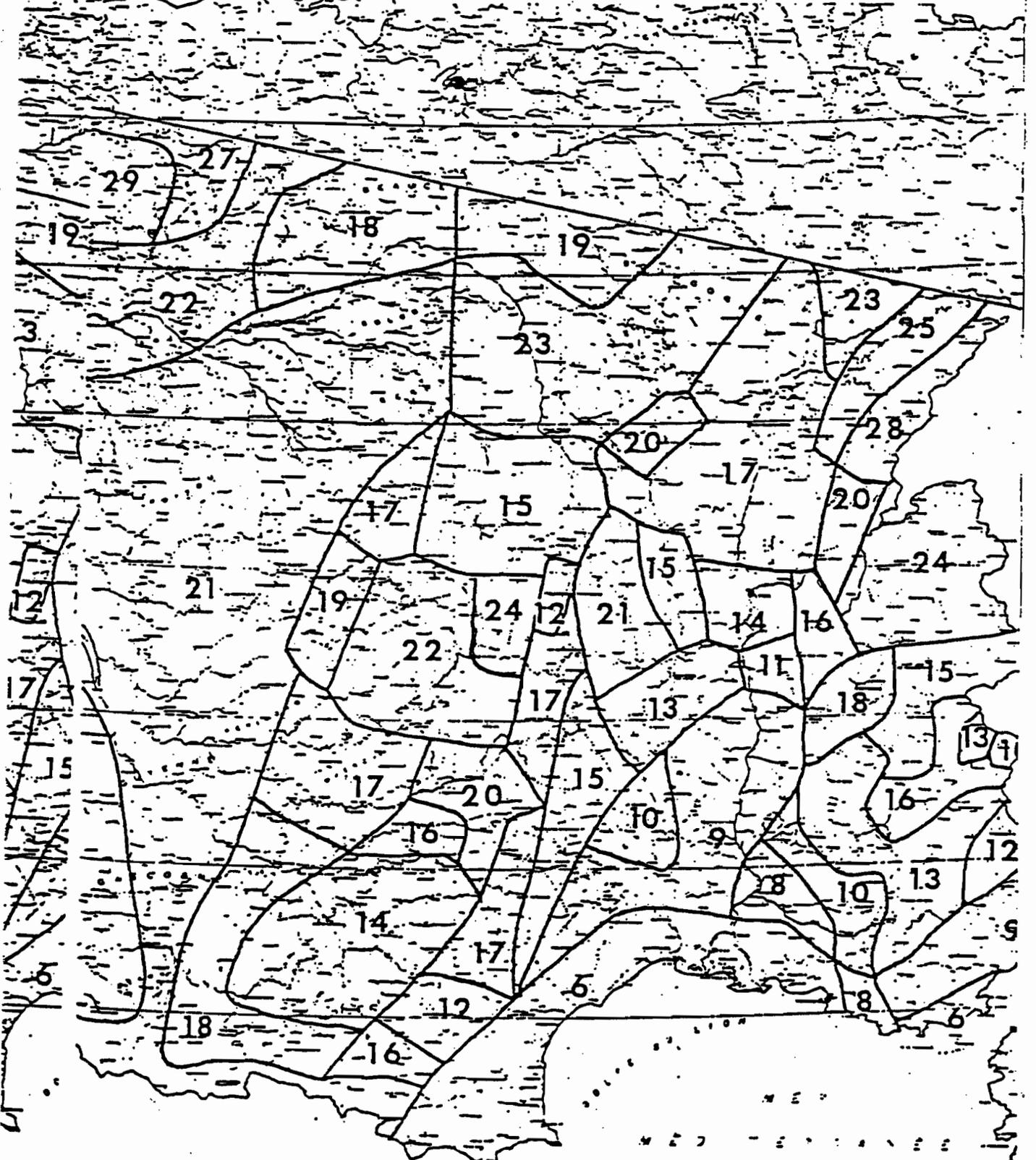


Fig. 3 : Carte du coefficient de température $K_t = Pa/(P - 15)$.

Fig. 3 - Carte du coefficient "de tempérance" $k_t = Pa / (P - 15)$

Ce coefficient ne doit être utilisé pour estimer les précipitations journalières de fréquence décennale que dans les secteurs où la densité des valeurs est faible (voir Fig. 7). Pour l'ensemble de la partie septentrionale, il est préférable de se reporter directement à la carte de la Figure 6.



débites de crue sont beaucoup plus faibles que ceux indiqués par la formule. Lorsque ceci est dû à des terrains perméables étendus, comme par exemple en Champagne crayeuse, il a été possible d'utiliser un coefficient régional ; par contre, lorsque les terrains perméables ne correspondent pas à un ensemble continu ou ne contiennent pas un nombre suffisant de bassins versants pour assurer statistiquement la valeur du coefficient R, il n'a pas été possible d'en calculer un.

6 - PROCEDURE A SUIVRE POUR L'APPLICATION
DE LA METHODE CRUPEDIX.

Pour estimer le débit instantané de crue de fréquence décennale :

- 1°) on détermine la superficie du bassin versant ;
- 2°) on détermine la valeur moyenne de la pluie journalière maximale de fréquence décennale

Pour estimer la pluie journalière maximale de fréquence décennale, deux démarches sont possibles :

- a) dans les régions à faible relief, ou plus généralement à faible variation de la pluie journalière maximale, on lit directement la valeur de P sur la carte, ou mieux sur une carte régionale si elle existe ;

b) dans les régions où les variations de relief sont fortes et où le coefficient K_t est assez bien connu, il est préférable d'estimer P à partir des précipitations annuelles moyennes et du coefficient de température K_t tel qu'il apparaît sur la carte de la fig. 3.

3°) On détermine le coefficient régional, d'après la carte de la fig. 1.

4°) On effectue le calcul en appliquant la formule

$$Q = S^{0,8} \cdot (P/80)^2 \cdot R$$

7 - REFLEXION SUR LA METHODE.

La méthode CRUPEDIX aboutit à une estimation particulièrement rapide du débit de crue de fréquence décennale pour n'importe quel bassin versant français inférieur à 2000 km², rien n'interdit de l'utiliser pour des bassins versants plus grands, mais alors les précipitations deviennent difficiles à estimer et d'autres méthodes peuvent se révéler plus précises.

La méthode crupedix s'applique à toutes les régions du territoire métropolitain, mais l'intervalle de confiance doit être nuancé en fonction des résultats obtenus dans la région et aussi de la taille du bassin versant, une superficie inférieure à 10 km² impliquant un élargissement de l'intervalle de confiance.

- L'intervalle $(Q/2, 2Q)$ représente un intervalle de confiance qui a une probabilité de plus de 90 % d'encadrer la valeur vraie. L'intervalle $(2Q/3, 3Q/2)$ correspond à une probabilité d'environ 70 %.

Pour les 630 bassins versants testés, on peut dire que la méthode CRUPEDIX surestime les crues de plus du double dans 7 % des cas et les sous-estime à moins de la moitié dans une très faible proportion (2 % des cas sur l'ensemble).

La surestimation est due principalement à des causes lithologiques non prises en compte par la relation.

Cependant la méthode reste limitée uniquement dans les régions où les cartes et les différents coefficients qui rentrent en jeu sont effectués et élaborés. Aussi ces coefficients ne sont-ils pas entachés d'erreurs diminuant ainsi la précision de la méthode.

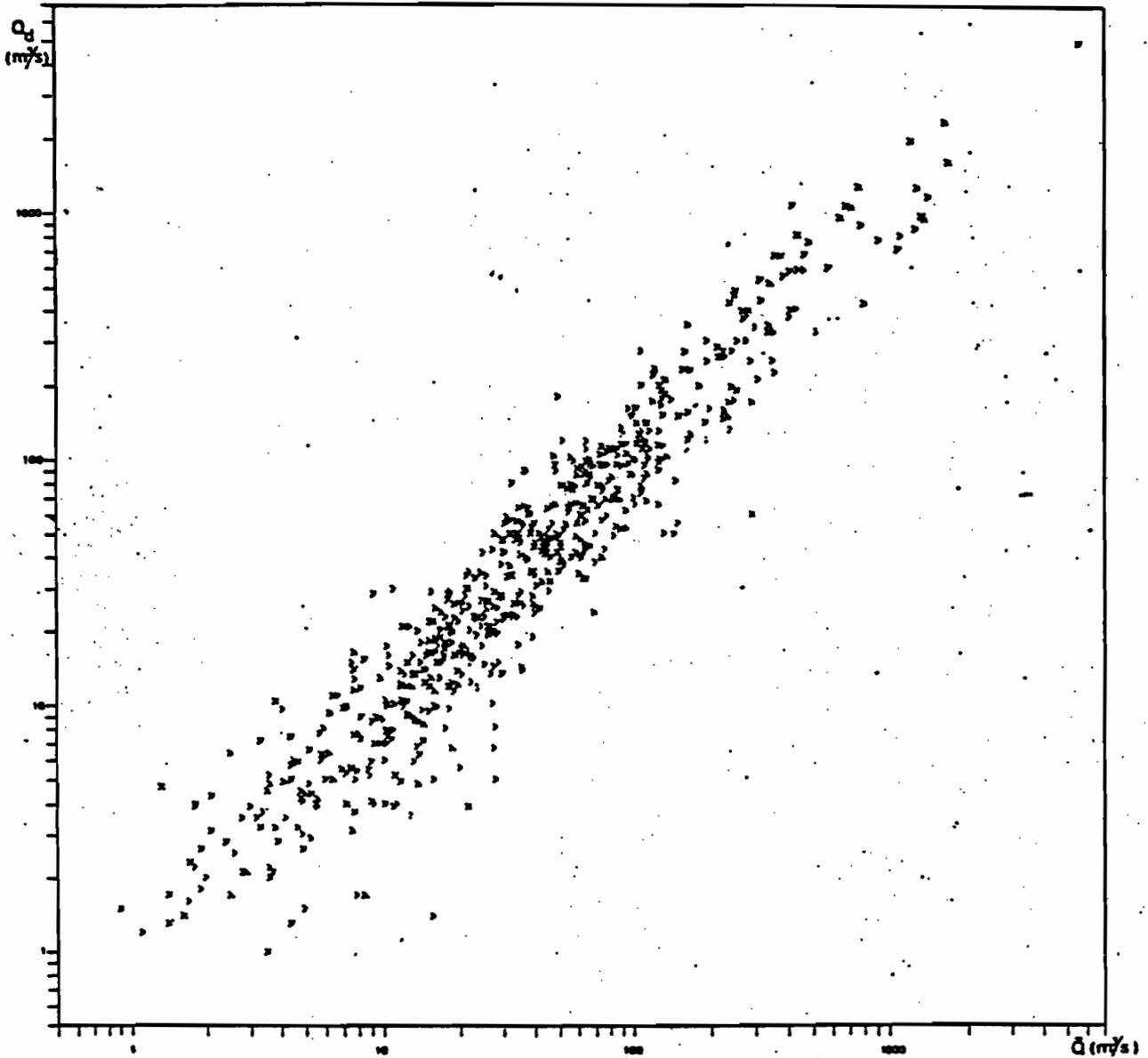


Fig. 4 : Calcul du débit de crue de fréquence décennale (crupedix) - Corrélogramme des débits observés et calculés.

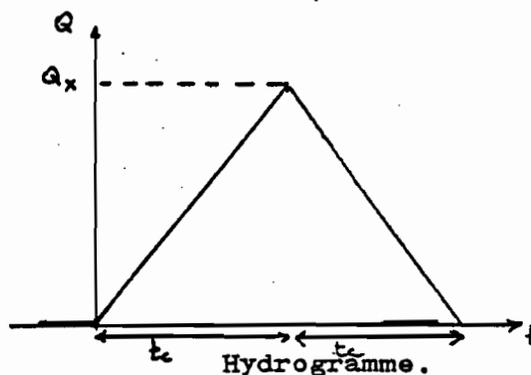
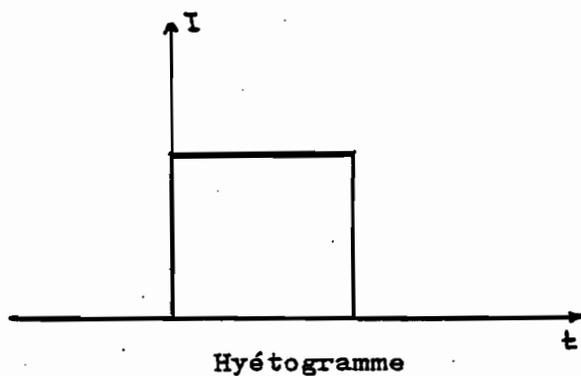
Chapitre IX :

METHODE DE TURAZZA
ET DES ABAQUES DE SOGREA

Remarque : Vu le manque de documents concernant ces deux méthodes, leur exposé sera très sommaire.

1 - METHODE TURAZZA.

Cette méthode part d'une pluie de projet d'intensité sensiblement constante. Elle postule d'autre part, compte tenu de la nette décroissance des courbes intensité-durée des pluies, que la pluie qui générera le débit maximum est celle de durée t_c .



Elle écrit l'égalité des volumes :

$$Q_x t_c = \frac{1}{3,6} e.P.S.$$

Q_x : débit maximal en m³/s

t_c : temps caractéristique, en heures

e : coefficient

P : hauteur de pluie, en mm, pour une durée t_c heures, moyenne sur le bassin

S : aire du bassin versant en km²

On peut conserver cette relation en généralisant à un hydrogramme de forme plus réaliste. Dans tous les cas "e" intègre en pratique un coefficient "instantané" d'écoulement, et un coefficient de forme d'hydrogramme,

Le problème le plus délicat est la détermination de ce coefficient e .

Il est pratiquement indispensable d'avoir une collection d'hydrogrammes de crues et de pouvoir estimer les pluies qui les ont engendrés. Afin de calculer expérimentalement les valeurs empiriques correspondantes de e on peut généralement en déduire une valeur à retenir pour une crue de fréquence plus rare en prenant la limite supérieure des valeurs observées.

% Surface boisée Perméabilité	% Surface boisée			
	0 %	20 %	50 %	
- Imperméable	(1)	0,8	0,7	0,5
- Plutôt imperméable	(0,8)	0,6	0,5	0,3
- Plutôt perméable	(0,6)	0,4	0,3	0,1
- Perméable	(0,3)	0,2	0,1	0,05

- La formule de Turazza pour une fréquence admise comme décennale.

- On pourra admettre que le coefficient à la fréquence centrale peut être pris égal à celui qui figure dans la case juste à gauche.

- Comme on a déjà vu dans d'autres méthodes, certains paramètres contribuant à la genèse de crue ont été étudiés d'une façon beaucoup plus analytique. La méthode Turazza formule certaines hypothèses qu'il faudrait abandonner mais qui ont été encore citées à cause de l'usage fréquent qui en a été fait dans le passé.

2 - METHODE DES ABAQUES DE SOGREAH.

La SOGREAH a étudié 105 stations hydrométriques, dont la majeure partie réside dans le sud est de la France. Elle en a fait une synthèse régionale évidemment très sommaire mais qui peut donner un ordre de grandeur du débit dans les cas d'absence quasi-totale de données. Elle constate qu'en employant la méthode suivante, elle avait 85 % de chances pour que le débit vrai se situe dans une fourchette allant de (Q calculé/1,5) à (Q calculé X 1,5).

On procède comme suit : (fig. 1)

En utilisant l'abaque ci-après, calcul du débit décennal (Q_{10}) avec pour données :

- la surface ;
- la pente moyenne = $\frac{\text{denivelée totale}}{\text{longueur totale}}$
- la hauteur de pluie journalière décennale locale (fig. 2) ;
- une alternative de perméabilité (plutôt perméable ou plutôt imperméable) ;
- calcul du débit spécifique biennal :

$$Q_2 = K_1 Q_{10}$$

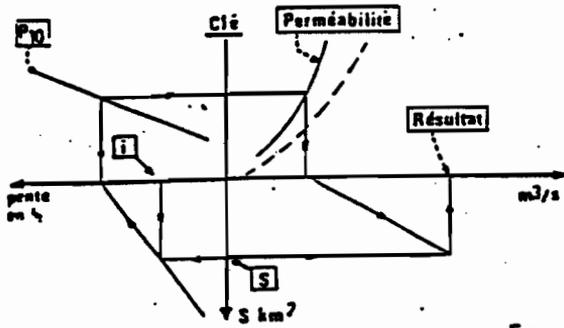
K_1 est une valeur régionale (fig. 3). Ce calcul est fait dans le seul but de comparer le résultat avec les rares données dont on dispose en général et les contrôles faits sur le terrain. On peut alors corriger Q , c'est-à-dire Q_{10} .

- Calcul du débit centennal :

$$Q_{100} = K_2 Q_{10}$$

K_2 est une valeur régionale (fig. 3), où Q_{10} a été éventuellement corrigé dans l'opération ci-dessus.

Crues décennales des bassins versants de 1 à 100 km²



- on a 8 chances sur 10 pour que le débit vrai $\in \left[\frac{Q}{1,5}, 1,5 Q \right]$ -

- P₁₀ plus décennale journalière en mm
- S surface du bassin versant en km²
- pente moyenne du thalweg en %

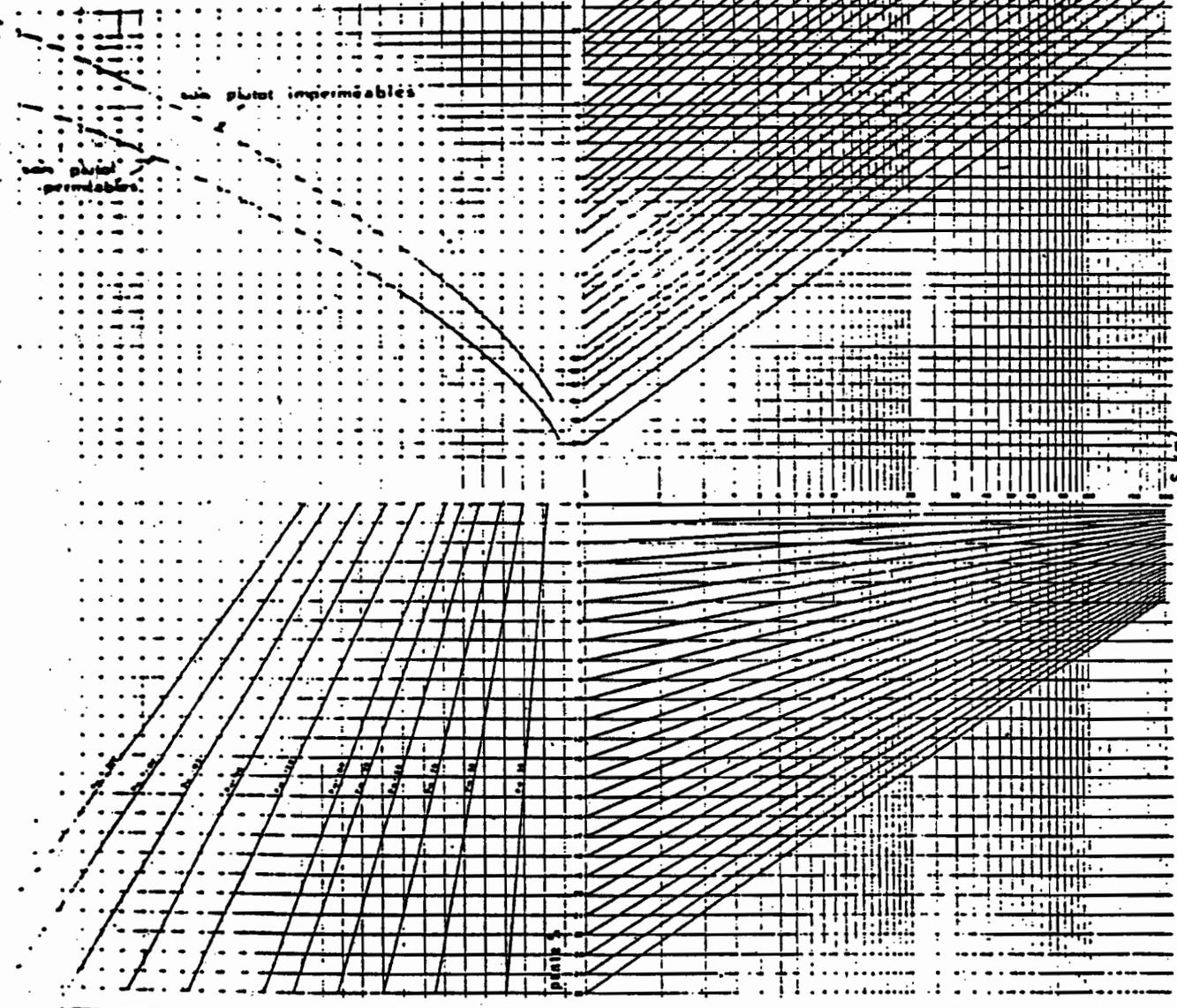


Fig. 2 : Quelques valeurs des pluies journalières (SOGREAH).

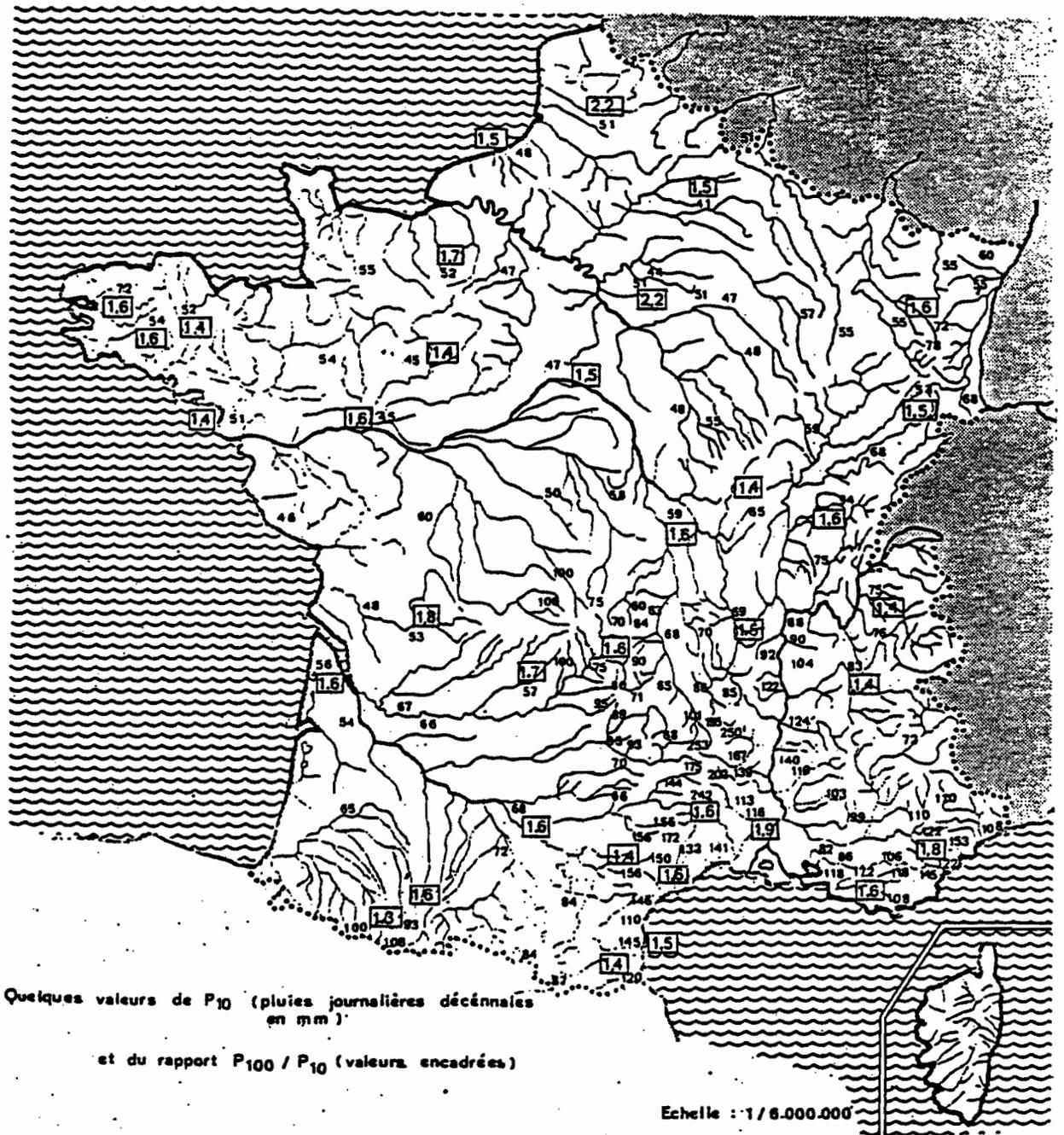
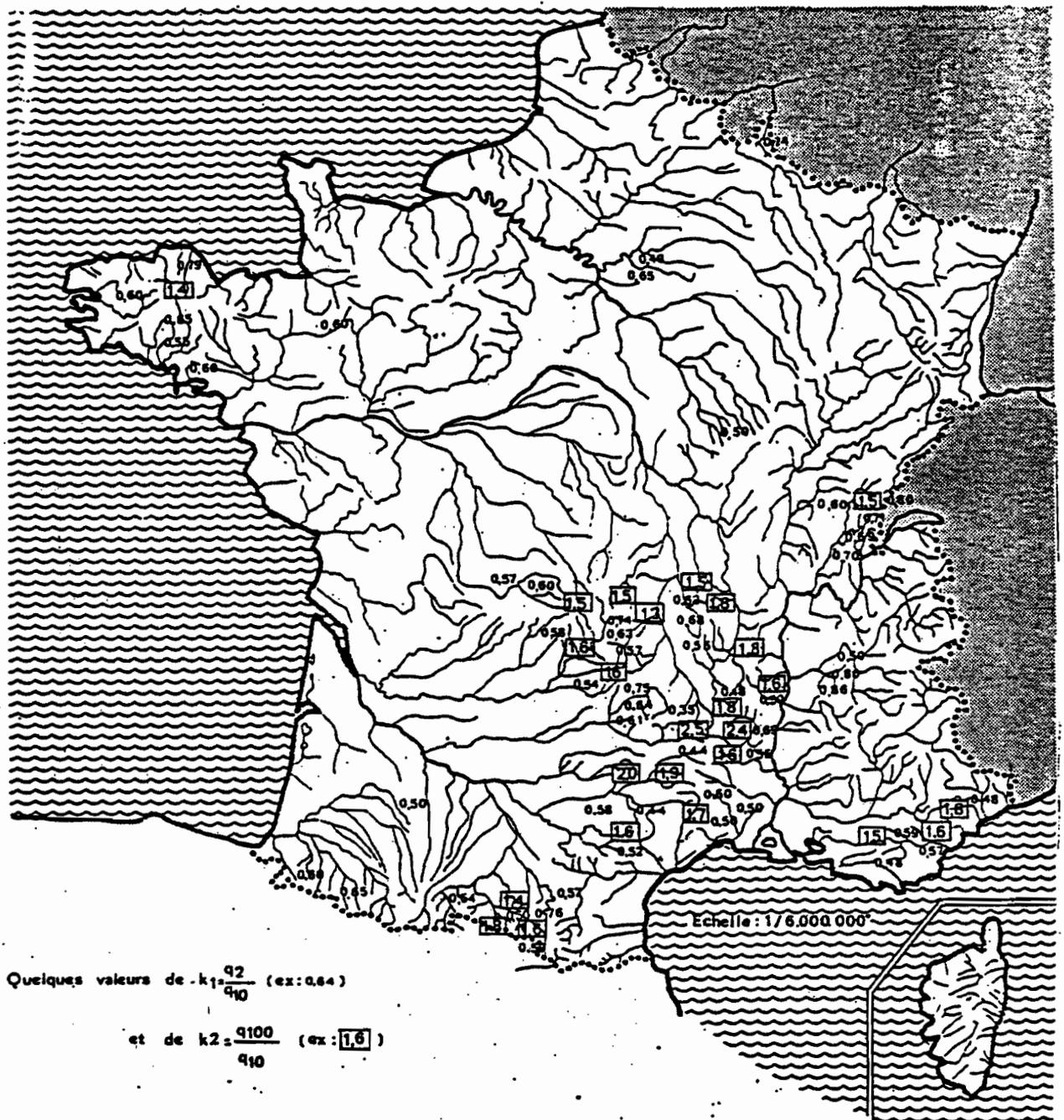


Fig. 3 : Valeurs régionales des coefficients K_1 et K_2 (SOGREAH)



Quelques valeurs de $k_1 = \frac{q_2}{q_{10}}$ (ex: 0.64)
et de $k_2 = \frac{q_{100}}{q_{10}}$ (ex: 1.6)

CONCLUSION.

L'énumération des méthodes exposées dans ce mémoire reste bien sûr non exhaustive, mais on en a décrit un certain nombre qui sont liées aux procédés classiques se basant sur les principes empiriques, statistiques et analytiques.

Le choix de l'utilisation de telle ou telle méthode reste fonction des données dont on dispose, la facilité d'acquisition des paramètres d'entrées, et aussi fonction du régime climatique et hydrologique.

Les méthodes faisant intervenir les caractéristiques du bassin versant semblent être importantes, car ce dernier est la notion première et souveraine en hydrologie, c'est lui qui recueille les pluies et les draine, il reste donc le prisme qui décompose l'effet de précipitations. On peut dire finalement que la crue maximale n'est pas une fin en soi, l'objectif c'est la crue de projet qui permet d'étudier et de construire les ouvrages. A cet titre un maître d'oeuvre préfère une méthode mal fondée théoriquement, mais dont les résultats sont exploitables à une autre théoriquement

parfaite mais inapplicable. Ce qui importe pour lui, c'est que les ouvrages tiennent et jouent le rôle qu'on a prévu pour eux.

Malheureusement, on ne peut pas juger les différentes méthodes d'après leurs résultats, et l'hydrologue doit se méfier des risques que peut présenter telle ou telle méthode. Une marge de sécurité reste alors indispensable. Mais faut-il prévoir des ouvrages trop importants et risquer ainsi dans certains cas des erreurs économiques. Le souci fondamental est donc le contrôle de la validité des méthodes, il est vrai que dès que l'on se trouve en présence d'un cas difficile on ne se contente pas de le traiter par une seule méthode ; on utilise même toutes celles qui sont susceptibles d'être employées, mais le choix définitif reste toujours subjectif. Cependant, il est recommandé de confronter les méthodes pour vérifier leur recoupement.

BIBLIOGRAPHIE.

- J. de BEAUREGAR et A. DUMAINE
Evolution des méthodes entre 1951 et 1967,
Congrès de New-Delhi et Istambul du C.I.G.B.
Société Hydrotechnique de France - 10ème Jour-
née d'hydraulique, Paris 1968.
- B. BOBEE
Eléments de Statistiques. Ecole Nationale Supé-
rieure des Mines de Paris, Centre d'Informatique
Géologique, 1978.
- P. DuBREUIL
Initiation à l'analyse hydrologique, Masson et
Cie, ORSTOM, 1974.
- L. DURET
Estimation des débits de crues à Madagascar
(Bassins de 10 à 50 000 km²)
- Copyright République Malgache - 1976.
- P. GUILLOT et D. DUBOND
Floodes and their computation, Proceedings of
the Leningrad Symposium - August 1967, vol. II
(Gradex).

Application de la méthode du Gradex à l'estima-
tion des crues de faibles fréquences CTGREF
Division Hydrologie, juillet 1972.
- J. LARRAS
Prédétermination des étiages et des crues
Editions Eyrolles, Paris 1972.
- G. REMENIERAS
L'hydrologie de l'ingénieur
Eyrolles, Paris, 1960
- M. ROCHE
Hydrologie de surface
Gauthier Villars, Paris 1963

Interprétation et utilisation des données
hydrologiques, Editions Scientifiques RIBER,
Paris, 1966.

J. RODIER C. AUVRAY

Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique Occidentale, ORSTOM, 65.

Symposium sur l'hydrologie des crues, Nairobi, oct. 1975.

J. RODIER et M. ROCHE

Contribution à la méthodologie de prédétermination des crues de fréquences rares sur petits bassins, 10èmes journées d'hydraulique, Paris 1968.

MINISTERE DE L'AGRICULTURE (FRANCE)

Techniques des barrages en aménagement

Synthèse nationale des crues sur petits bassins versants, Fasc. 1, 2, 3, juillet 1980

G. VUILLAUME

L'abattement des précipitations journalières en Afrique intertropicale, variabilité et précision du calcul, p. 205.

Seine Hydrologie, ORSTOM, vol. XI, n° 3, 1974.

VEN TE CHOW

Handbook of Applied Hydrology

A compendium of Water-Resources technology

Mc Graw-Hill Book Company, 1964.

Y. BRUNET-MORET

Recherche d'un test d'ajustement

Cahier hydrologique d'ORSTOM, vol. XV n° 3, 1978.