

MINISTERE de l'AGRICULTURE

Direction de l'Equipement
et de l'Hydraulique

Stage d'interprétation hydrologique

STRASBOURG - 2-7 Octobre 1967

ETUDE des CRUES

par

Jacques HERBAUD

Maître de Recherches à l'ORSTOM

S O M M A I R E

Page

1. <u>ORIGINE des CRUES</u>	1
1.1 - <u>Crues d'origine exclusivement pluviale</u>	1
1.2 - <u>Crues provoquées au moins en partie par la fonte de neige ou de glace</u>	1
2. <u>EVOLUTION des CRUES de l'AMONT vers l'AVAL</u>	2
2.1 - <u>Cas des crues d'origine pluviale</u>	2
2.2 - <u>Cas des crues provoquées en partie par la fonte d'une couverture neigeuse</u>	3
3. <u>ETUDE des CRUES d'ORIGINE EXCLUSIVEMENT PLUVIALE</u>	3
3.1 - <u>Schéma général de formation d'une crue de ruissellement</u>	3
3.2 - <u>Simplification de SHERMAN</u>	5
3.2.1 - Définitions préliminaires	5
3.2.2 - Hypothèses simplificatrices	6
3.2.3 - Définition et propriétés de l'hydrogramme unitaire	7
3.2.4 - Mise en oeuvre de la méthode de l'hydrogramme unitaire	8
3.2.4.1 - Détermination du diagramme de distribution unitaire	8
3.2.4.2 - Application à la détermination d'une crue exceptionnelle sur le bassin considéré	10
3.2.4.3 - Application à la détermination d'une crue excep- tionnelle sur un bassin non observé	14

3.3 - <u>Simplification de LARRIEU</u>	15
3.3.1 - Hypothèses simplificatrices	15
3.3.2 - Application de la méthode dite de "l'hydrogramme synthétique"	16
3.3.2.1 - Cas où les données pluviométriques sont très complètes	16
3.3.2.2 - Application approximative de la méthode	17
3.4 - <u>Limites d'emploi des méthodes de l'hydrogramme unitaire et de l'hydrogramme synthétique</u>	22
4. <u>ETUDE des CRUES de FONTE de NEIGE : METHODE du MODELE MATHEMATIQUE</u>	23
4.1 - <u>Facteurs conditionnels de la crue</u>	23
4.2 - <u>Simulation de la crue</u>	24
4.3 - <u>Réglage du modèle</u>	25
4.4 - <u>Perspectives d'utilisation de la méthode</u>	25
5. <u>ETUDE STATISTIQUE des DEBITS MAXIMAUX de CRUE</u>	26
5.1 - <u>Lois employées pour représenter la distribution des débits maximaux annuels</u>	26
5.2 - <u>Estimation des paramètres d'une loi à partir de l'échantillon de crues observées</u>	28
5.2.1 - Loi de GUMBEL	28
5.2.2 - Loi de GOODRICH	28
5.2.3 - Loi de PEARSON III	29
5.3 - <u>Adéquation</u>	31

5.4 - Intervalles de confiance

31

ANNEXES -- EXERCICE d'APPLICATION de l'ETUDE des CRUES

Ajustement d'une distribution de débits maximaux annuels de
crue à des lois statistiques

1. <u>PRESENTATION des DONNEES</u>	1
2. <u>OPERATIONS à EFFECTUER</u>	1
a) Loi de GUMBEL	1
b) Ajustement à la loi de PEARSON III	4

1. ORIGINE des CRUES

Avant d'aborder l'étude des crues, il est bon de faire une distinction entre deux grandes catégories de crues :

1.1 -- Crues d'origine exclusivement pluviale

Si l'on ne s'intéresse qu'aux rivières de la zone de climat tempéré ou méditerranéen, le régime hydrologique est caractérisé par l'origine pluviale de la plus grande partie de l'écoulement. Le plus souvent, les pluies sont relativement assez échelonnées dans le courant de l'année, et en conséquence les débits présentent des variations incessantes. On peut presque dire que la rivière se trouve en permanence en crue ou en décrue, et ne s'attarde à définir le phénomène "crue" que s'il dépasse en amplitude un certain seuil. On constate que cette restriction équivaut à considérer :

- pour les petits bassins (inférieurs à quelques dizaines de km^2 , parfois plus de 100 km^2), les crues provoquées par une averse assez forte,
- pour les bassins plus grands, les crues provoquées par une séquence pluvieuse de plusieurs jours ou même d'une durée de l'ordre d'un mois.

1.2 -- Crues provoquées au moins en partie par la fonte de neige ou de glace

Dans la zone tempérée, ces crues affectent principalement les rivières de montagne et leur mode de formation peut être plus ou moins complexe, bien que toujours lié à un réchauffement de l'atmosphère, suivant que celui-ci provoque :

- la libération de l'eau de fonte d'un glacier,
- le dégel d'un bief plus ou moins long (la pente de ce bief aidant, la crue n'est généralement pas très redoutable, sauf si le dégel commence à l'amont, dû par exemple à un coup de foehn),
- le dégel généralisé de sols gorgés d'eau quand la texture permet un drainage rapide,
- la fonte d'une couche de neige.

Dans chacun de ces cas, qui se présente d'ailleurs rarement d'une manière aussi tranchée, le réchauffement peut ou non être accompagné de précipitations liquides qui, s'il existe une couverture de neige, en accélère la fusion.

2. EVOLUTION des CRUES de l'AMONT vers l'AVAL

2.1 - Cas des crues d'origine pluviale

- a) ce qu'on observe à l'exutoire d'un petit bassin, à la suite d'une forte averse, est une crue où prédomine en général le volume des eaux de ruissellement, c'est-à-dire n'ayant pas quitté la surface du sol parce qu'elles ont emprunté successivement : les sillons anastomosés existant partout sur cette surface, puis les sillons ayant une pente bien marquée et qui constituent un réseau de densité beaucoup plus variable suivant la pente générale du terrain, puis les axes de drainage proprement dits que l'on peut vite identifier à ce que les topographes appellent thalwegs, enfin les cours d'eau qui, même si leur débit est discontinu, possèdent un lit bien marqué.
- b) Associé au volume de ruissellement dans la crue d'un petit bassin, on voit souvent en évidence par l'analyse de l'hydrogramme de crue suivant la méthode exposée plus loin, un volume de ruissellement retardé. On appelle aussi ce phénomène "écoulement hypodermique", terme impropre car l'eau ne peut, en vertu des lois de l'Hydraulique, s'écouler parallèlement à la surface, à une certaine profondeur, sur un long parcours ; il s'agit plutôt dans doute de la vidange de petites retenues superficielles ou sub-superficielles freinée par des phénomènes capillaires jusqu'à ce que l'eau atteigne un point de réseau hydrographique où l'écoulement n'est pas réduit à celui d'une "couche limite", point qui est donc très rapproché tant que la pluie n'a pas cessé, et qui dans les heures qui suivent n'est pas très éloigné.

Certains petits bassins couverts de végétation très dense, notamment de forêts, ne présentent d'ailleurs que des crues d'allure "hypodermique", et si le volume de ruissellement n'est pas nul, on ne peut le distinguer du volume d'écoulement "hypodermique".

- c) La crue d'un bassin plus étendu, provoquée par une séquence pluvieuse, est la résultante complexe d'une série de crues d'averses survenues sur chacun des bassins tributaires. Il n'est plus possible de distinguer

le ruissellement de l'écoulement "hypodermique". Parfois même, la contribution de l'écoulement souterrain n'apparaît pas nettement à l'analyse, quand l'infiltration profonde est rapide et si le niveau de la nappe n'est pas observé. Cet inconvénient est rarement rencontré dans le cas d'un bassin moyen, et il n'est pas grave dans le cas d'un grand bassin, pour lequel on procède à l'étude statistique des débits maximaux de crue ou à l'évaluation d'un volume de crue au-dessus d'un certain seuil fixé par un projet.

2.2 - Cas des crues provoquées en partie par la fonte d'une couverture neigeuse

Il n'est pas possible de distinguer, d'après la forme de l'hydrogramme, les volumes dus par exemple respectivement à la fonte de cette neige et aux précipitations liquides. La forme de l'hydrogramme et l'évolution de celui-ci, de l'amont vers l'aval, qui dépend beaucoup de la forme initiale, sont beaucoup plus variables que dans le cas d'une crue d'origine pluviale.

3. ETUDE des CRUES d'ORIGINE EXCLUSIVEMENT PLUVIALE

3.1 - Schéma général de formation d'une crue de ruissellement

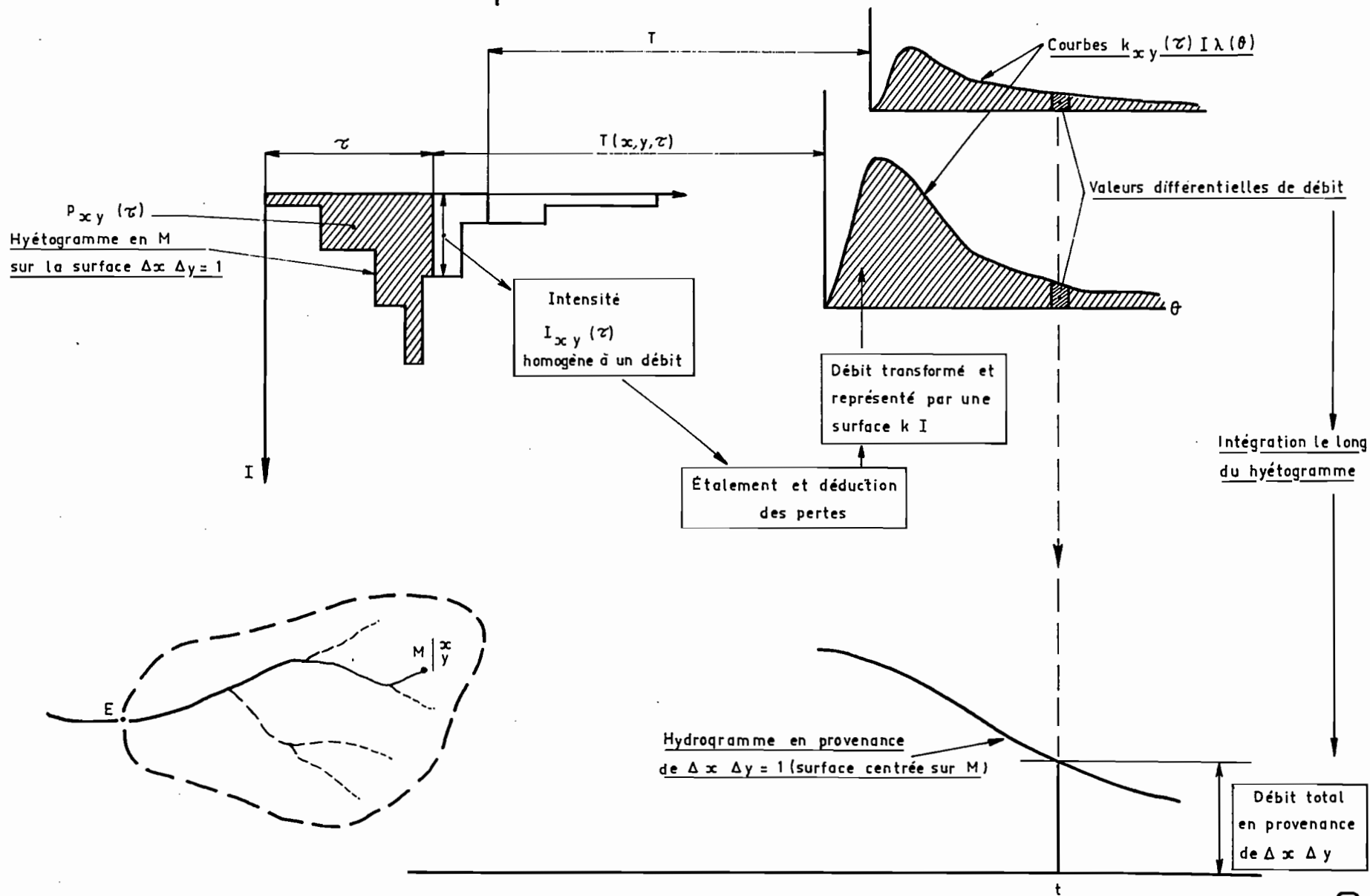
Soit un bassin versant de surface S recevant des précipitations p pendant une certaine période. On représente la chronique de ces précipitations par des hyétogrammes $I(\tau)$ qui sont théoriquement en nombre infini, puisqu'il y en a un $I_{xy}(\tau)$ pour chaque point M de coordonnées x, y (voir graphique 1).

Cherchons à schématiser le phénomène de concentration de l'eau entre sa chute en un point et à un instant quelconques, et son arrivée à l'exutoire E du bassin.

A - Tout d'abord, considérons, pour simplifier, une surface unité ($\Delta x \Delta y = 1$) entourant le point M , et occupons nous de l'hydrogramme partiel qui résulte en E de l'arrivée de l'eau tombée sur cette surface unité. Chaque ordonnée $I_{xy}(\tau)$ du hyétogramme en M est homogène à un débit. Ce débit doit se retrouver à l'exutoire :

-- affecté d'un coefficient de réduction k tenant compte des pertes par infiltration (et des pertes par évaporation, bien qu'elles soient presque négligeables),

Formation à l'exutoire de l'hydrogramme en provenance d'un élément de surface



... et transformé par une "fonction d'étallement" λ qui lui fait perdre son caractère de valeur instantanée.

De façon plus précise :

- a) chaque débit $I_{xy}(\tau)$ commence à apparaître en E à l'instant $\tau + T$, T étant le temps de parcours ME qui dépend évidemment de x et y mais aussi de la vitesse d'écoulement dans les parties du réseau hydrographique où se trouve concentré un certain débit (vitesse qui est fonction du temps τ) ;
- b) on peut tracer à partir de cet instant $\tau + T$ la courbe représentant le débit $I_{xy}(\tau)$ réduit et transformé, c'est-à-dire :

$$I_{xy}(\tau) k(x, y, \tau) \lambda_{xy}(\theta)$$

k dépend de x et y car il dépend de la topographie autour de M et le long du parcours ME, et de la nature des sols rencontrés ; il dépend de τ car il dépend de la quantité d'eau précipitée avant l'instant τ , et de l'intensité $I_{xy}(\tau)$ elle-même. λ est une fonction telle que :

$$\int_0^{\infty} \lambda_{xy}(\theta) d\theta = 1$$

pratiquement nulle pour des valeurs de θ atteignant quelques minutes par exemple ;

- c) entre les instants $\tau + T + \theta$ et $\tau + T + \theta + d\theta$, on peut dire que le débit provenant du débit instantané $I_{xy}(\tau)$ est représenté par la surface différentielle dq (ayant des hachures serrées), puisque la surface totale hachurée représente le produit $k I$ (vu la définition de la courbe) ;
- d) on peut dire qu'à un instant t donné, le débit instantané en E est l'intégrale des termes dq obtenus en faisant varier τ de 0 à une valeur telle que $\tau + T$ soit égal à t ;
- e) en recommençant l'opération (d) pour chaque valeur de t, on peut tracer l'hydrogramme en E qui résulte de l'arrivée de l'eau tombée sur la surface unité $\Delta x \Delta y$.

- B - En supposant que le bassin est décomposable en C surfaces de valeur unité telles que $\Delta x \Delta y$, on peut tracer S hydrogrammes en E et faire leur composition pour obtenir l'hydrogramme de crue du bassin. Si l'on veut présenter le schéma sans approximation, il suffit de remplacer les surfaces $\Delta x \Delta y$ par des différentielles $dx dy$.

Le phénomène global de la crue peut donc, en principe, être expliqué par la synthèse ci-dessus, qui est très complexe parce qu'on a pris en compte à peu près toutes les causes de variabilité des phénomènes composants.

Pour que le schéma général soit applicable en pratique à l'étude des crues, il faut admettre certaines hypothèses simplificatrices.

3.2 - Simplification de SHERMAN

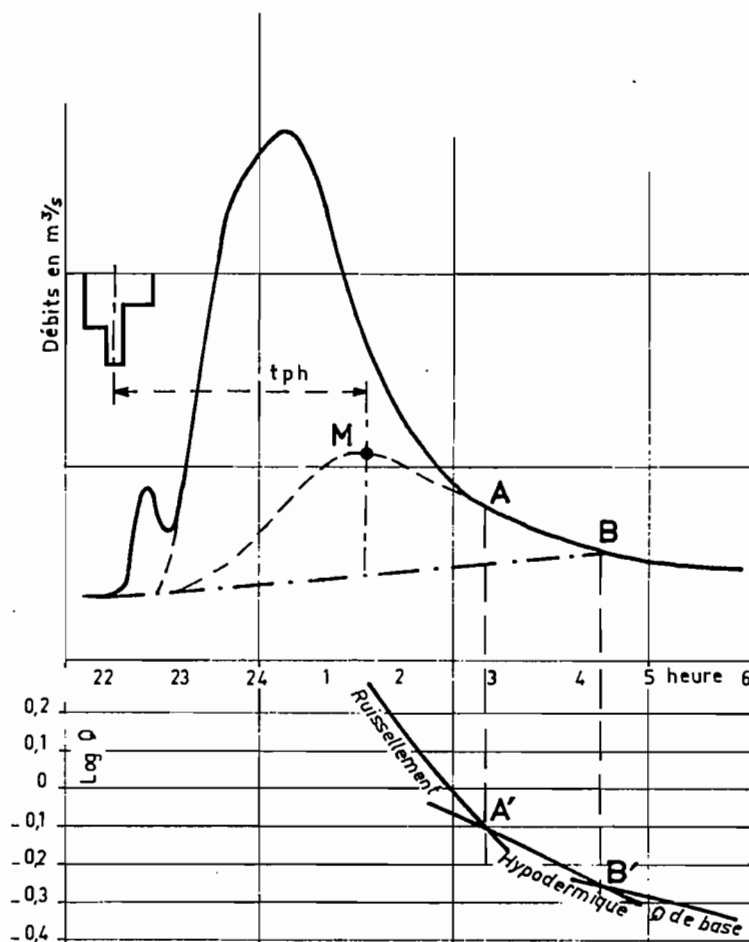
Il s'agit d'un ensemble d'hypothèses et d'une méthodologie qui ne peuvent s'appliquer en général qu'aux petits bassins et aux crues provoquées par une averse.

3.2.1 - Définitions préliminaires

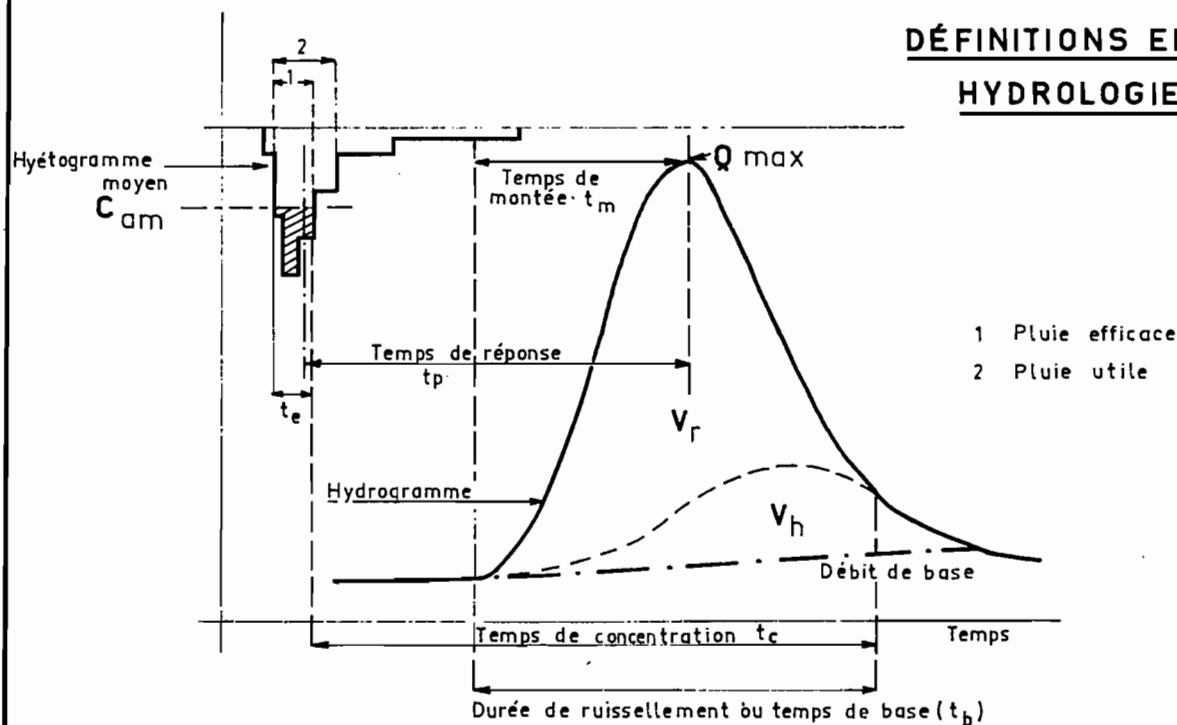
Elles sont indispensables pour décrire les rapports qui s'établissent entre le hyétogramme moyen et l'hydrogramme (voir graphique 2).

- pluie efficace : c'est la partie d'une averse limitée à l'intervalle de temps t_e pendant lequel s'est produit du ruissellement. Elle est donc représentée par ce qui resterait du hyétogramme après élimination des paliers d'intensité inférieure à un certain seuil. On définit la hauteur efficace P_e et l'intensité efficace $I_e = \frac{P_e}{t_e}$.
- pluie utile : c'est la partie d'une averse limitée à l'intervalle de temps t_u pendant lequel il a pu raisonnablement se produire du ruissellement. Notion volontairement vague, car l'hydrologue ne doit s'en servir, avec précaution, que parce qu'il ne connaît pas P_e . On définit la hauteur utile P_u et l'intensité utile $I_u = \frac{P_u}{t_u}$.
- volume de ruissellement V_r et débit maximal de ruissellement Q_M (termes sans ambiguïté).

SÉPARATION DES ÉCOULEMENTS



DÉFINITIONS EN USAGE EN HYDROLOGIE ANALYTIQUE



- pluie excédentaire ou pluie nette : c'est la partie de l'averse qui a ruisselé, et on peut également l'identifier à la lame ruisselée L , quotient du volume V_r par la surface du bassin. On définit la hauteur excédentaire $P_n = L = \frac{V_r}{S}$, la durée t_n et l'intensité $I_n = \frac{P_n}{t_n}$. On peut remarquer que $t_n = t_e$.
- capacité d'absorption : grandeur homogène à une intensité de précipitation, qui représente les pertes par infiltration, interception et rétention de surface. En négligeant les pertes par évaporation et en se contentant de déterminer la capacité d'absorption apparente moyenne du bassin C_{am} , on l'obtient par différence :

$$C_{am} = I_e - I_n = \frac{P_e - P_n}{t_e}$$
- coefficient de ruissellement : c'est le rapport $K_r = \frac{P_n}{P}$ de la hauteur excédentaire à la hauteur totale de pluie. A partir de P_e et P_u au lieu de P , on définit K_{re} et K_{ru} .
- temps de montée : c'est la durée t_m qui s'écoule entre l'arrivée à l'exutoire du ruissellement apparent (c'est-à-dire mettant en évidence une certaine concentration des eaux dans le bief précédant l'exutoire), et le maximum de l'hydrogramme de ruissellement.
- durée du ruissellement ou temps de base T_b : longueur sur l'axe des temps de la base de l'hydrogramme de ruissellement.
- temps de concentration : durée t_c du parcours de l'eau entre la limite du bassin la plus éloignée de l'exutoire, et celui-ci (c'est la durée qui sépare la fin de l'averse efficace de la fin du ruissellement). On devrait avoir $t_c = T_b - t_e$, mais comme on mesure T_b à partir de l'arrivée du ruissellement apparent, T_b est sous-estimé, et il en résulte qu'il est souvent inférieur à t_c .
- temps de réponse : durée t_p qui sépare le centre de gravité de la pluie efficace et la pointe de l'hydrogramme.

3.2.2 - Hypothèses simplificatrices

- Les hyétogrammes $I_{xy}(\tau)$ sont identiques en tous les points M du bassin.

- Les coefficients k sont indépendants de x , y et τ , et tous égaux à une valeur globale K_r définie pour le phénomène "averse-crue" considéré.
- La durée t_e de la pluie efficace est supposée nettement inférieure au temps de montée t_m (en pratique, égale à la moitié de t_m environ) et la fonction d'étalement $\lambda(\frac{t}{t_m})$ est indépendante de x et y : l'intégration des débits dq conduit alors à un hydrogramme partiel dont la forme ne dépend pas de celle du hyétogramme, et les 2 premières hypothèses permettent de dire qu'il en est de même de l'hydrogramme de crue.

3.2.3 - Définition et propriétés de l'hydrogramme unitaire

Les propriétés indiquées ici peuvent être déduites logiquement de ce qui précède, et comme elles sont vérifiées par l'expérience, elles justifient la validité des hypothèses de SHERMAN concernant k et λ , qui pouvaient paraître gratuites.

1° Si l'on considère uniquement des averses dites unitaires :

- dont le hyétogramme est le même en tout point du bassin,
- dont la durée de la pluie utile est inférieure à la moitié ou au tiers du temps de montée moyen des fortes crues,
- dont l'intensité est suffisante pour que le ruissellement soit provoqué en tous les points du bassin,

les hydrogrammes des crues correspondantes dites unitaires se déduisent les uns des autres par des affinités. Dans ces transformations géométriques, on conserve la base de l'hydrogramme et chaque point de cette courbe est transformé en multipliant son ordonnée par le rapport d'affinité (rapport égal à celui des volumes de ruissellement). On définit l'hydrogramme unitaire et son diagramme de distribution, qui représentent un volume ruisselé unitaire, par exemple $10\ 000\ m^3$ ou bien l'équivalent d'une lame de 1 mm uniforme couvrant le bassin de $S\ km^2$ (c'est-à-dire $1\ 000\ S\ m^3$).

2° Si l'on considère des averses qui peuvent être décomposées en averses unitaires successives, l'hydrogramme de ruissellement peut également être décomposé de la même manière à condition d'admettre que les coefficients de ruissellement K_r pour chacune des averses unitaires doivent être pris d'autant plus grands que le bassin est plus saturé.

On doit signaler cependant que les crues dues à des averses de type tropical à pointe unique d'intensité assez longue ($t_u > t_m$) ne peuvent pas être décomposées par cette méthode.

3.2.4 - Mise en œuvre de la méthode de l'hydrogramme unitaire

3.2.4.1 - Détermination du diagramme de distribution unitaire

Cette opération peut en général être réalisée à la suite d'une ou deux campagnes de mesures :

- a) Une première difficulté rencontrée est la séparation des écoulements de différents types sur les hydrogrammes de crue : on utilise le tracé de la courbe de décrue sur papier à ordonnées logarithmiques, et on obtient en général un ensemble de segments de droites, le premier correspondant à la fin du ruissellement, le suivant à la fin de l'écoulement "hypodermique" et le ou les derniers à la vidange de réserves souterraines.

L'hydrogramme de ruissellement s'obtient en traçant la ligne qui limite l'onde de crue "hypodermique",

- ligne raccordée à la partie de décrue correspondante,

- ligne passant par un sommet décalé par rapport à l'averse en fonction d'un temps de réponse "hypodermique", t_{ph} , déduit de l'examen des crues à caractère "hypodermique" pur (crues provoquées par des averses peu intenses) (voir graphique 2).

- b) Il faut ensuite calculer les diverses caractéristiques des phénomènes "averse-crue" et dresser un tableau récapitulatif comme par exemple le tableau 1. Les valeurs de C_{am} n'y figurent pas car il faut dire que, provisoirement peut-être, l'usage de ce paramètre a été délaissé. Par contre, on voit apparaître P_M qui est la pluie maximale ponctuelle observée, à côté de la pluie moyenne sur le bassin P , le coefficient d'abatement $K_a = \frac{100 P}{P_M}$, l'intensité moyenne de 30 minutes I_m caractérisant la pointe du hyétogramme moyen et l'intervalle de temps écoulé depuis la pluie précédente t_a . On verra plus loin l'intérêt que présentent ces données.
- c) On choisit un groupe de crues répondant toutes le mieux possible à la définition de crues unitaires.

TABLEAU 1

VALEURS CARACTERISTIQUES des CRUES du RIO GRANGEIRO à CRATO en 1963

$$S = 18 \text{ km}^2$$

Date	P _M mm	P mm	K _a %	I _m mm/h	P _u mm	t _a j	t _m mn	t _p mn	TB h	Q _M m ³ /s	V _r 10 ³ m ³	K _r %	K _{ru} %	Observations
17-2	33,8	25,1	74	31	13,8	1	30	-		14	43,8	9	17,6	
20-2	51	41,4	81	37	28,9	2	50	50	2h10'	44	111	14	21,4	Averse multiple
23-2	45,3	33,6	74	45,4	20,6	1	55	65	2h45'	47,5	166,8	27	45	
26-2	53,3	44,8	84	36,8	30	2 1/2	60	60	2h10'	34	93,6	11	17,3	Centrée amont
27-2	72	59,2	82	70,8	32,6	3/4	80	40	3h	107,5	430,2	40	73	Centrée aval
1-3	47,6	30	63	31,2	21,6	1	90	35	3h20'	14	61,2	11	15,8	Centrée aval
9-3	35,2	27,8	78	9,8	(3,3)	3/4	55	150	2h10'	6	15,6	3	(26,2)	
16-3	89,0	73,6	83	41,8	53,1	1/2				(22,5)	(150,6)	(11)		Averse double
etc..														Crue mal obser- vée

Les hydrogrammes sont transformés en diagrammes pour en déduire un diagramme moyen : les durées T_b sont divisées en intervalles égaux de telle sorte que l'un d'eux encadre l'instant du maximum Q_{pi} , et pour chaque intervalle on calcule quelle est, du volume ruisselé total, la proportion en % qui s'est écoulée ; ensuite, la moyenne des diagrammes obtenus se fait en faisant coïncider dans le temps les intervalles encadrant les maximums, à condition que la forme des hydrogrammes soit à peu près invariable (sinon, on surestime le débit de pointe et le temps de base moyens).

3.2.4.2 - Application à la détermination d'une crue exceptionnelle sur le bassin considéré

L'hydrogramme unitaire étant choisi, si l'on se donne un hyéto-gramme exceptionnel, on peut en déduire la crue de même fréquence à condition de ne pas introduire dans l'opération d'autres paramètres à caractère exceptionnel, sauf ceux qui sont en corrélation avec la hauteur et l'intensité de la pluie.

En pratique, on aura besoin de déterminer :

1° La pluie moyenne \bar{P} correspondant à une donnée ponctuelle

On passe de l'une à l'autre grâce au coefficient d'abattement, qui peut être pris égal à 1 pour des bassins assez petits (25 km² en zone tropicale).

Le problème ne peut être résolu avec plus de précision, actuellement, que par la méthode de Y. BRUNET-MORET et M. ROCHE, où l'on utilise statistiquement toutes les hauteurs de pluie relevées aux N pluviomètres du bassin, à l'occasion de chaque averse.

- a) On dresse un quadrillage dans un plan, dont chaque carré élémentaire doit être affecté, à la fin de l'opération d'un indice proportionnel à la densité de probabilité d'un couple de valeurs (P_i, \bar{P}) (P_i , pluie ponctuelle en un point quelconque du bassin, portée en abscisses ; \bar{P} , pluie maximale sur le bassin au cours de la même averse, portée en ordonnées). Pour commencer, on remplit ces carrés élémentaires à partir de l'échantillon observé, en opérant averse par averse : chacune d'elles permet en effet de comptabiliser N occurrences du

couple (P_i, \bar{P}) , réparties entre quelques carrés de la bande horizontale dans laquelle se trouve la valeur \bar{P} de l'averse considérée.

- b) Le décompte des occurrences est ensuite effectué par bande verticale, en totalisant les chiffres trouvés dans les carrés de chaque bande : on trouve ainsi, si on admet que la loi de répartition statistique de la pluie dans le temps est la même en tous les points du bassin (hypothèse de l'isotropie), une série N_c qui traduit un diagramme de fréquences expérimentales f_c de la pluie ponctuelle. On veut corriger les nombres d'occurrences pour que ce diagramme (qu'il est inutile de tracer d'ailleurs), soit conforme à la courbe de densité de probabilité de la loi à laquelle s'ajustent les pluviométries journalières d'un poste voisin observé pendant très longtemps : cette dernière courbe peut également être transformée en diagramme (de fréquences théoriques f_t) et on peut déduire de f_t des nombres d'occurrences théoriques N_t . On multiplie alors tous les nombres d'occurrences des carrés élémentaires par des coefficients correctifs : le coefficient valable pour une bande verticale d'abscisse moyenne i totalisant N_{ci} occurrences est $\frac{N_{ti}}{N_{ci}}$.
- c) La totalisation des nombres d'occurrences corrigés, par bande horizontale, fournit une série N' qui traduit le diagramme de fréquences expérimentales corrigées de la pluie moyenne \bar{P} . Il est aisé de passer de cette série N' à une série de fréquences cumulées, qui permet d'ajuster graphiquement une courbe.
- d) Pour une fréquence donnée (par exemple décennale) de la hauteur de pluie ponctuelle, la courbe précédente donne la hauteur moyenne sur le bassin. Le rapport $\frac{100 \cdot \bar{P}_{10}}{P_{10}}$ des hauteurs moyenne et ponctuelle de même fréquence est désormais ce que l'on appellera coefficient d'abattement : la notion d'abattement devient alors plus rationnelle et plus utile.

2° Le volume de ruissellement

Le volume V_r peut être déduit de \bar{P} grâce au coefficient K_r . Mais K_r est une fonction croissante de \bar{P} , de l'intensité de l'averse et de la saturation du sol. En pratique, on étudie à l'aide de régressions multiples :

- soit les variations de K_r ,
- soit les variations de la lame ruisselée L .

La méthode graphique des déviations résiduelles est ici largement utilisée (voir à ce sujet la note sur l'Analyse du régime des débits, paragraphe 2.4.2). Le facteur principal, si la variable est L , est toujours P ou cette hauteur amputée des hauteurs partielles tombées (généralement au début et à la fin de l'averse) avec des intensités inférieures à un certain seuil (notion de corps d'averse C). Les facteurs secondaires peuvent être par exemple I_m et t_a , définis plus haut (Cf. paragraphe 3.2.4.1 b). Parfois t_a peut être remplacé par un indice plus complexe tenant compte à la fois des hauteurs d'averses antérieures et de leur ancienneté :

- indice de KOHLER $I = \alpha_1 P_1 + \alpha_2 P_2 + \dots + \alpha_n P_n$

(P_1, P_2, \dots, P_n : hauteurs précipitées la veille, 2 jours avant, ..., n jours avant la crue).

- indice de BRAQUAVAL et ROCHETTE (utilisé en GUINEE)

$$S = \sum P_i \frac{(K - t_i)}{100}$$

(P_i : hauteurs précipitées t_i heures avant la crue, y compris le début de l'averse considérée, qui n'est pas inclus dans P_e et auquel on affecte $t_i = 0$).

- somme des pluies antérieures à partir du début de la saison des pluies (indice utilisé par Y. BRUNET-MORET au CAMEROUN, en même temps que l'indice t_a , car chacun d'eux, seul, ne représentait pas assez bien l'état de saturation).

L'indice de saturation calculé à partir des pluies antérieures peut parfois être remplacé par Q_0 , débit de base avant le début de la crue, si cela améliore le résultat des régressions.

L'intensité peut être représentée par la moyenne calculée à partir de la hauteur tombée dans les 30 minutes de plus fortes intensités ($I_{30} = I_m$ avec la notation du tableau 1), mais la période choisie peut être différente, et l'on calculera I_{20}, I_{10} , etc ...

Si le facteur principal est \bar{P} et non pas une valeur déjà tronquée C (corps d'averse), on peut introduire comme facteur secondaire une valeur déduite de \bar{P} par une troncature (du même type mais plus sévère que celle qui donne C).

Remarque :

C'est ici, dans le calcul de K_r (ou le calcul direct de L) qu'il faut prendre garde à ne pas aggraver le caractère exceptionnel du phénomène "averse-crue" : les facteurs secondaires tels que t_a ou Q_0 doivent être choisis raisonnablement, au voisinage des valeurs moyennes qu'ils prennent pendant la saison où l'averse exceptionnelle se produira.

3° Autres déterminations nécessaires pour tracer l'hydrogramme

- a) Si l'averse exceptionnelle est unitaire, l'hydrogramme de ruissellement est complètement défini dès que l'on connaît la lame ruisselée.

Il reste à déterminer éventuellement l'hydrogramme "hypodermique" que l'on peut prendre identique à celui des plus fortes crues observées, et le débit de base Q_0 qui, lui, ne devra pas être exceptionnel, comme on vient de le voir.

On peut rappeler ici que la méthode de l'hydrogramme unitaire ne s'applique en principe qu'à l'étude des crues de ruissellement. Si l'on n'a pas mis en évidence un écoulement "hypodermique", c'est qu'en réalité, il ne se produit pas, ou bien qu'il est presque aussi rapide que le ruissellement pur, ou bien au contraire que le ruissellement est uniformément retardé par suite de la nature du sol, de la végétation et de la pente du bassin. Dans les deux premiers cas, il n'apparaît pas de difficulté théorique, dans le troisième on peut toujours appliquer la méthode de l'hydrogramme unitaire si la recherche d'un diagramme de distribution ne se heurte pas à une trop grande diversité des crues observées.

- b) Si l'averse exceptionnelle n'est pas unitaire, il reste à la décomposer et à construire les hydrogrammes correspondant aux averses partielles successives qui, elles, peuvent être unitaires.

On tâchera de découper le hyétogramme aux moments où l'intensité est la plus faible, entre les pointes successives. On fera divers essais de reconstitution de la crue totale, en choisissant pour la série des averses partielles successives, diverses séries croissantes

de coefficients K_r , choisies par tâtonnements pour obtenir chaque fois le volume ruisselé total déjà estimé. Ces divers essais conduisent à des formes différentes d'hydrogramme total, le débit maximal pouvant varier dans de fortes proportions. Le choix de la solution la plus vraisemblable dépendra beaucoup de la connaissance qu'on a des crues complexes observées, si l'on a pu les reconstituer par une méthode similaire.

3.2.4.3 - Application à la détermination d'une crue exceptionnelle sur un bassin non observé

- a) L'extension de la méthode présentée dans le paragraphe précédent peut être tentée dans une région géographique homogène.

Si l'on a observé et analysé les crues de quelques bassins très voisins, et présentant à peu près les mêmes caractères physiques mais de surface variées, il est fréquent de pouvoir estimer, pour une fréquence donnée, et par interpolation approximative, le débit maximal de crue d'un autre bassin voisin.

C'est pourquoi on a intérêt, si l'on veut faire des études d'hydrologie analytique dans une région sans avoir à résoudre immédiatement un problème précis, à installer non pas un bassin expérimental isolé, mais un groupe de bassins.

- b) Si l'on ne dispose que de résultats d'études sur bassins relativement éloignés et différents, on peut essayer de dégager des lois générales de variation :

- du coefficient de ruissellement K_{r10} de la crue décennale,
- de la forme de l'hydrogramme de cette crue,

en fonction de la surface, et des classes de relief et de perméabilité dans lesquelles on peut faire entrer les divers bassins étudiés. Un essai de détermination de ces lois a été publié par J. RODIER et C. AUVRAY, utilisant les résultats de 90 bassins expérimentaux à l'échelle continentale de l'Afrique Occidentale, en y distinguant deux zones climatiques. Malgré le nombre et la variété des données ponctuelles, et la relative uniformité du climat africain sur de vastes bandes dirigées d'Est en Ouest, la dispersion des résultats est déconcertante

pour qui voudrait utiliser les abaques proposés sans avoir une solide connaissance de quelques uns des 90 bassins cités. Autrement dit, le nombre de facteurs déterminant K_{r10} et la forme de l'hydrogramme décennal est sans doute beaucoup plus grand que 3 ou 4, et la recherche des lois par lesquelles ils interviennent semble requérir un nombre prohibitif d'études ponctuelles de bassins. Cependant, il n'est pas exclu qu'en FRANCE, d'ici quelques années, un travail de synthèse analogue à celui de J. RODIER et C. AUVRAY puisse être réalisé et qu'il permette, comme en AFRIQUE, de donner un ordre de grandeur des débits maximaux de crue de fréquence donnée pour un bassin quelconque ; pour y parvenir, il faudrait tout de même que les programmes s'orientent vers des recherches plus extensives.

3.3 - Simplification de LARRIEU

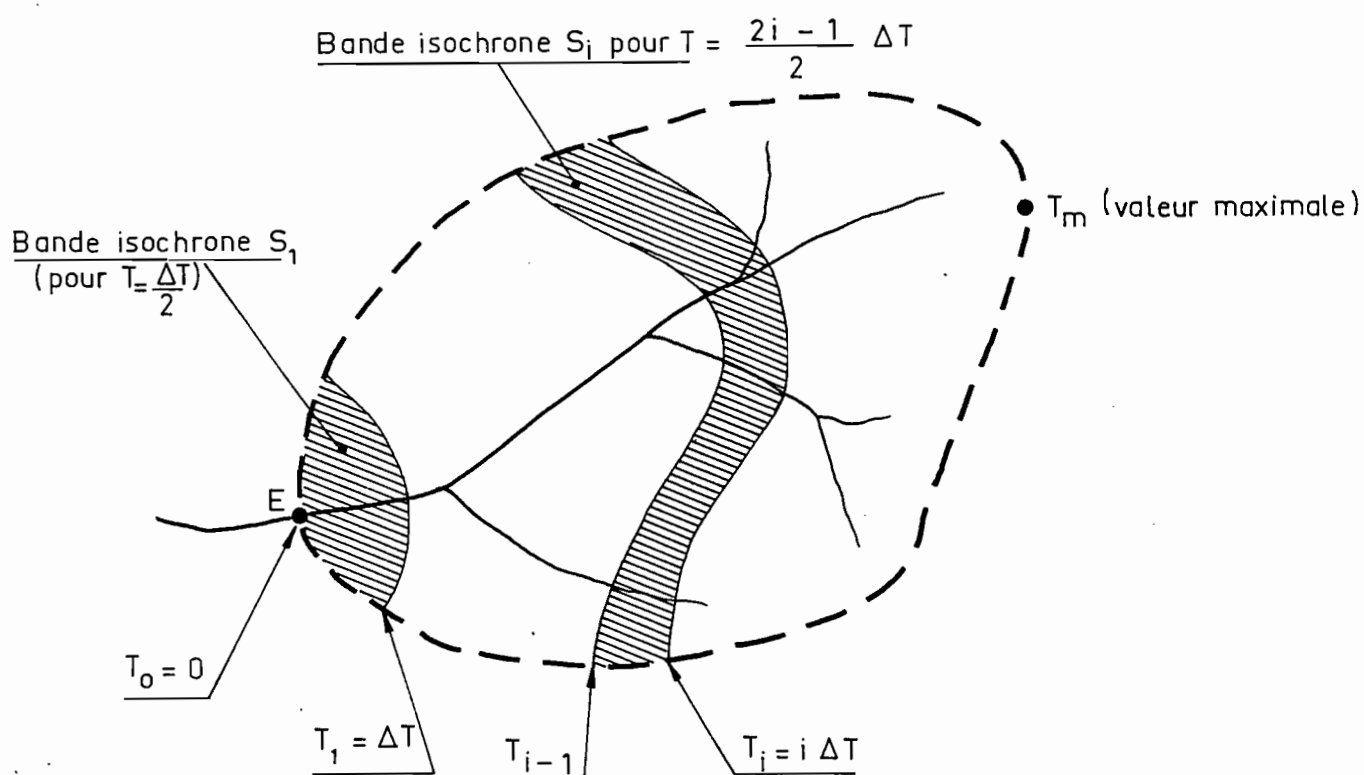
Les hypothèses et la méthodologie proposées ici peuvent s'appliquer avec succès à des bassins assez grands, par exemple à partir de 100 km^2 , mais pour ceux qui dépassent de beaucoup $1\,000 \text{ km}^2$, elles ne présentent plus grand intérêt : bien que toujours valables sur le plan théorique, elles conduisent à des opérations trop complexes.

3.3.1 - Hypothèses simplificatrices

- a) on suppose qu'il est possible de tracer des bandes isochrones sur le bassin, c'est-à-dire que, partant de n'importe quel point d'une telle bande, et quelles que soient les circonstances, l'eau atteindra toujours l'exutoire au bout du même temps T (voir graphique 3).
- b) on suppose que les coefficients k ne dépendent que de τ et de T : k est le même, à un instant donné de l'averse, tout le long d'une bande isochrone, et sa forme mathématique peut être par exemple $(1 - e^{-\alpha \tau}) f(T)$.
- c) l'intensité de précipitation a le même type de variabilité dans le temps et dans l'espace que k : il y a un seul isohyète par bande isochrone.
- d) la fonction λ est indépendante des coordonnées x et y : elle est valable pour le bassin. Ici, on ne peut éviter d'explicitement la forme de cette fonction. Il peut être commode de prendre :

$$\lambda(\theta) = \theta e^{-\frac{\theta^2}{2}}$$

DÉCOUPAGE D'UN BASSIN EN BANDES ISOCHRONES



3.3.2 - Application de la méthode dite de "l'hydrogramme synthétique"

3.3.2.1 - Cas où les données pluviométriques sont très complètes

- On trace un réseau de lignes isochrones pour des valeurs de T multiples d'un intervalle de base ΔT (ceci se fait à l'estime en fonction de la topographie et connaissant le temps de concentration : $T_m = t_c$). On découpe les hyétogrammes en intervalles $\Delta \tau = \Delta T$ (voir graphique 3).
- On dresse alors une série de tableaux, un par bande isochrone (T_{i-1}, T_i) de surface S_i (on admet que sur cette bande $T = T_{\frac{i-1}{2}}$). Si l'on considère

l'un de ces tableaux, il comporte des colonnes correspondant à des intervalles égaux successifs ΔT comptés à partir de l'instant $t = T_{\frac{i-1}{2}}$

(ou $\tau = 0$: se reporter au graphique 1). Sur la colonne d'entrée, figure une série de volumes précipités qui sont les produits par S_i des hauteurs $\Delta P_{i1}, \Delta P_{i2}, \dots, \Delta P_{in}$ résultant du découpage du hyétogramme de la bande en intervalles successifs ΔT , les mêmes qui correspondent aux n premières colonnes. Sur la première ligne, le volume ΔV_{i1} d'entrée est réparti entre les colonnes proportionnellement aux valeurs moyennes de la fonction d'étalement $\lambda(t)$ pour les intervalles successifs,

soit pratiquement $\lambda_1 = \lambda(\frac{\Delta T}{2})$, $\lambda_2 = \lambda(\frac{3\Delta T}{2})$, ... $\lambda_p = \lambda(\frac{(2p-1)\Delta T}{2})$.

Sur la 2ème ligne, le volume ΔV_{i2} est réparti de la même façon entre les mêmes intervalles de t , mais l'origine des temps t se trouve décalée de ΔT en retard sur la 1ère ligne. Les totaux de chaque colonne doivent être multipliés par la valeur moyenne du coefficient $k(\tau)$ pendant l'intervalle $\Delta \tau$ considéré dans cette colonne, et ceci conduit aux résultats v_i (avant-dernière ligne), qui, après division par ΔT , donneraient, si l'on s'intéressait à ce résultat, les débits moyens $q_{i1}, q_{i2}, \dots, q_{i(n+p)}$ par intervalle de temps, c'est-à-dire finalement l'hydrogramme dû à la bande S_i (voir graphique 4, partie supérieure).

Pratiquement, en dressant ce tableau, on a un moyen de vérification des calculs : le volume total précipité V_i doit être égal à la fois à la somme des ΔV_i et à celle des v_i .

- On obtient les apports de l'ensemble du bassin en dressant un dernier tableau dont les colonnes, correspondant toujours chacune à un intervalle

ΔT , partent cette fois de l'instant $t = 0$. La série des apports $v'_{11}, v'_{12}, \dots, v'_{1(n+p)}$ de la bande S_1 est reportée sur la première ligne à partir de l'instant 0. Les apports de S_2 sont reportés à partir de $T_1 = \Delta T$, ceux de S_3 à partir de T_2 , etc ... Le tableau donné en exemple est dressé en supposant $n > n+p$. Les apports totaux par intervalle ΔT figurent sur l'avant-dernière ligne et les débits correspondants sur la dernière (voir graphique 4, partie inférieure).

- d) Choix des paramètres. On peut dire si l'on veut que la méthode utilisée est l'application d'un "modèle mathématique", et que celui-ci doit être "réglé" : en pratique, il s'agit de déterminer par tâtonnements, jusqu'à ce qu'on obtienne le même hydrogramme que par l'observation directe :
- la fonction $k(\gamma, T)$ (souvent supposée indépendante de T en pratique),
 - la fonction d'étalement $\lambda(\beta)$,
 - éventuellement des corrections à apporter au choix initial des lignes isochrones, si cela permet d'éliminer des distorsions systématiques entre les hydrogrammes calculés et observés.

Remarque :

Les fonctions k et λ ne seront pas formulées obligatoirement, il suffit d'ailleurs de déterminer la série des valeurs moyennes qu'elles doivent prendre au cours d'intervalles de temps successifs égaux à Δt .

3.3.2.2 - Application approximative de la méthode

1er cas :

Généralement, les données pluviométriques sont insuffisantes, surtout en raison du petit nombre de postes. Il est alors difficile de définir un hyétogramme moyen pour chaque bande isochrone. Il est plus facile et finalement on s'en rapproche plus la réalité des phénomènes, en affectant un temps de parcours moyen à chaque zone d'influence de pluviographe : les opérations de synthèse de l'hydrogramme total sont les mêmes que l'on vient de voir, en remplaçant les bandes isochrones par les zones d'influence.

Gr.4

MISE EN OEUVRE DE LA METHODE DE L'HYDROGRAMME SYNTHETIQUE

Volumen des précipitations sur S_i	REPÉRAGE DES TEMPS τ									
	0	ΔT	$2 \Delta T$	$\dots \dots (p-1) \Delta T$	$p \Delta T$	$(p+1) \Delta T$	$\dots \dots (n+p-2) \Delta T$	$(n+p-1) \Delta T$	$(n+p) \Delta T$	
$S_i \Delta P_{i1} = \Delta V_{i1}$	$\lambda_1 \Delta V_{i1}$	$\lambda_2 \Delta V_{i1}$	$\dots \dots \dots$	$\lambda_p \Delta V_{i1}$						
ΔV_{i2}		$\lambda_1 \Delta V_{i2}$	$\dots \dots \dots$	$\lambda_{p-1} \Delta V_{i2}$	$\lambda_p \Delta V_{i2}$					
ΔV_{i3}										
\vdots										
$\Delta V_{i(n-1)}$								$\lambda_p \Delta V_{i(n-1)}$		
ΔV_{in}								$\lambda_{p-1} \Delta V_{in}$	$\lambda_p \Delta V_{in}$	
V_i	v_{i1}	v_{i2}	$\dots \dots \dots$	v_{ip}	$v_{i(p+1)}$	$\dots \dots \dots$		$v_{i(n+p-1)}$	$v_{i(n+p)}$	
apports de la bande S_i	$k_1 v_{i1}$ ou v'_{i1}	$k_2 v_{i2}$ ou v'_{i2}	$\dots \dots \dots$	v'_{ip}	$v'_{i(p+1)}$	$\dots \dots \dots$		$v'_{i(n+p-1)}$	$v'_{i(n+p)}$	

Apports des diverses bandes isochrones	REPÉRAGE DES TEMPS t							
	0	T_1	T_2	T_3	$\dots \dots \dots$	T_{m-2}	T_{m-1}	T_m
bande S_1	v'_{11}	v'_{12}	v'_{13}	$\dots \dots \dots$				
bande S_2		v'_{21}	v'_{22}	$\dots \dots \dots$				
bande S_3			v'_{31}	$\dots \dots \dots$				
\vdots								
bande S_{m-1}				$\dots \dots \dots$		$v'_{(m-1)(n+p)}$		
bande S_m				$\dots \dots \dots$		$v'_{m(n+p-1)}$	$v'_{m(n+p)}$	
apports totaux	v'_1	v'_2	v'_3	$\dots \dots \dots$		v'_{m-1}	v'_m	
hydrogramme	$Q_1 = \frac{v'_1}{\Delta T}$	Q_2	Q_3	$\dots \dots \dots$		Q_{m-1}	Q_m	

Etant donné que l'on schématise beaucoup plus les phénomènes que dans le cas précédent, il est souvent inutile de compliquer les calculs en introduisant une fonction d'étalement : on économise le travail d'établir les m premiers tableaux : il suffit d'un tableau récapitulatif pour les m zones.

Un exemple d'application approximative de la méthode de l'hydrogramme synthétique peut être donné. Il est tiré d'une étude de M. ROCHE sur les crues du LITANI à KARAOUN :

- Bassin versant de 1 545 km²
- Forme allongée et grande hétérogénéité orographique et climatique permettant de définir 10 zones isochrones confondues avec les 10 zones d'influence des postes pluviométriques du bassin.

Le découpage des zones est le suivant, Z_i représentant la zone ayant un temps de concentration de i jours et A , un coefficient entrant dans l'expression de la fonction $k(\tau)$:

Zones	Surfaces (km ²)	A	Zones	Surfaces (km ²)	A
Z_1	170	0,32	Z_6	170	0,14
Z_2	200	0,32	Z_7	195	0,05
Z_3	100	0,30	Z_8	195	0,05
Z_4	100	0,30	Z_9	122	0,03
Z_5	170	0,14	Z_{10}	122	0,03

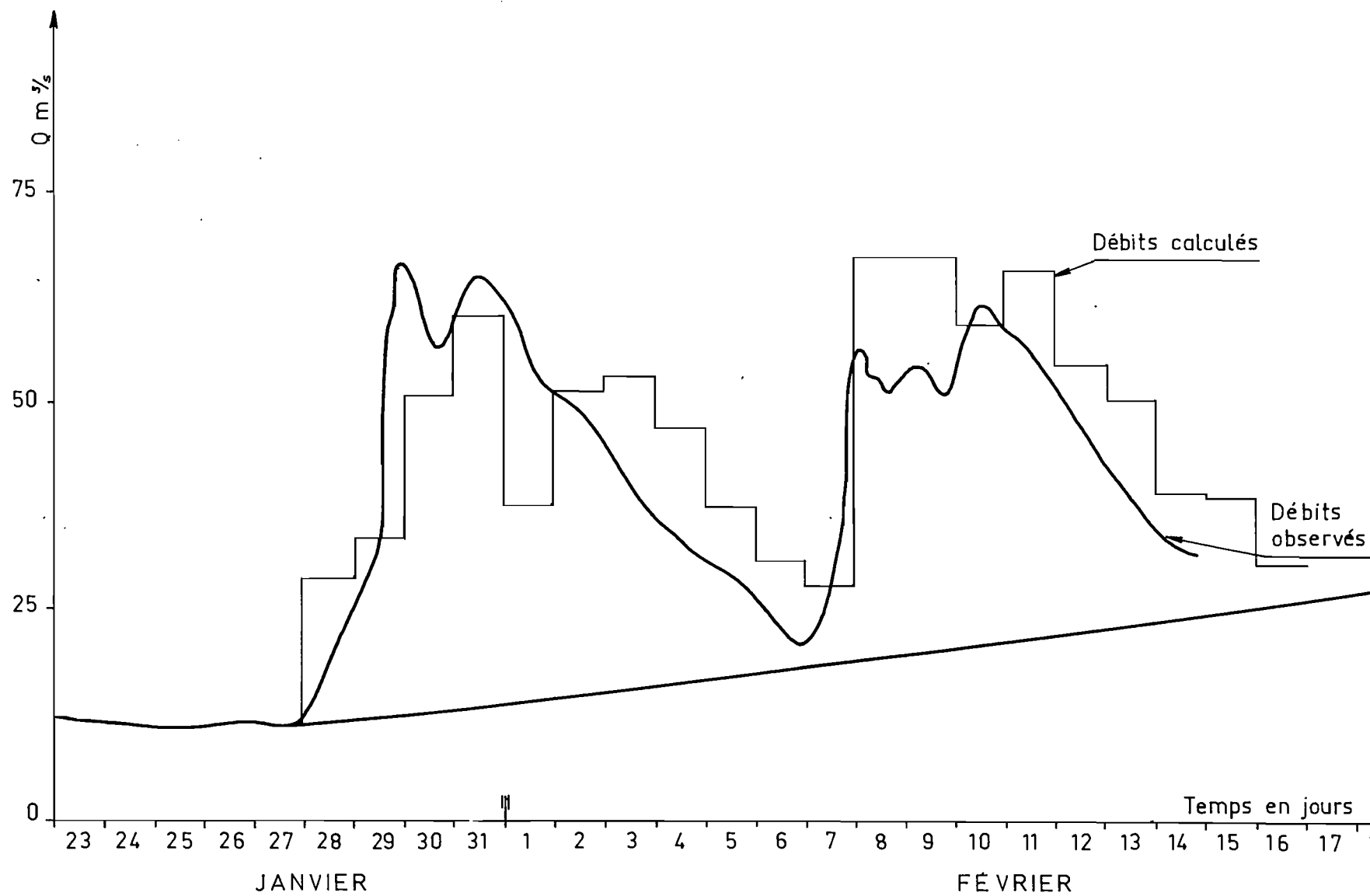
D'autre part, la fonction $k(\tau) = A f(\tau)$ est définie par le barème de valeurs croissantes suivant, limité à la durée maximale probable des épisodes pluvieux à considérer (valeurs de $f(\tau)$ en fonction du rang chronologique r de la journée dans l'épisode pluvieux) :

r	f (τ)	r	f (τ)	r	f (τ)	r	f (τ)
1	0,62	6	1,82	11	2,04	16	2,20
2	1,04	7	1,86	12	2,08	17	2,23
3	1,34	8	1,92	13	2,11	18	2,26
4	1,60	9	1,96	14	2,14	19	2,29
5	1,74	10	2,00	15	2,17	20	2,32

Une convention complémentaire s'est avérée nécessaire lors du réglage du modèle : chaque fois qu'au cours de l'épisode pluvieux, il y a plusieurs jours consécutifs où les pluies sont inférieures à 2 mm, les valeurs de k décroissent, avec un rythme journalier dépendant de k comme en phase de croissance, mais plus lentement (vitesse réduite de moitié). La comparaison de l'hydrogramme observé et de l'hydrogramme calculé est présentée sur le graphique 5, pour la crue du 28/1 au 15/2/1956 provoquée par les précipitations suivantes :

Dates	28/1	29/1	30/1	31/1	1/2	2/2	7/2	8/2	9/2	10/2	11/2
zone 1	44	19	31	5	1	4	3	54	4	17	6
zone 2	22	9	32	3	2	5		50		20	3
zone 3	24	11	22	6	2	10	10	33		16	3
zone 4				- idem							
zone 5	31	37	39	14	5	11	14	35	2	19	3
zone 6				- idem							
zone 7	19	9	29	1	1	10	11	30		11	4
zone 8				- idem							
zone 9	17	8	29		5	3	12	41		17	
zone 10				- idem							

LE LITANI A KARAOUN



Remarque :

Dans la plupart des cas où l'on applique une méthode dérivée de celle de l'hydrogramme synthétique et notamment pour l'étude du LITANI, les hydrogrammes considérés sont des séries de hauteurs journalières. L'estimation d'une crue exceptionnelle doit donc reposer sur le choix d'un épisode pluvieux. On prend ce qu'on appelle un hyétogramme exceptionnel, qui correspond à une fréquence très faible mais impossible à chiffrer : en effet, il peut être construit à partir des valeurs des intensités moyennes de 1, 2, ..., n jours déterminées chacune pour un poste ou un groupe de postes par l'ajustement d'une loi statistique et le choix d'une fréquence exceptionnelle, mais l'occurrence simultanée de ces intensités dans un même hyétogramme a une probabilité bien plus faible, et l'occurrence de ce hyétogramme simultanément en divers points du bassin a une probabilité encore plus faible.

On peut aussi, si l'épisode ne dépasse pas une dizaine de jours, prendre un "hyétogramme enveloppé" (voir tableau 2 ci-joint).

2ème cas :

La méthode de l'hydrogramme synthétique, qui paraît conçue pour l'étude des bassins d'une certaine étendue et d'une certaine hétérogénéité (bassins difficiles à étudier par la méthode de l'hydrogramme unitaire), possède paradoxalement une variante qui est utile dans l'étude des bassins très petits.

En effet, supposons qu'un bassin possède un ensemble de caractères physiques qui lui confère un temps de réponse très petit pour la quasi totalité des averses possibles : on ne pourra pas définir un hydrogramme unitaire, ni utiliser la méthode globale qui s'appuie sur cette démarche initiale (c'est le cas d'un bassin à forte pente, ou à forte imperméabilité, mais surtout de faible surface, situé dans une région où les averses sont peu nombreuses mais fortes, comme la zone tropicale).

On peut alors chercher à reconstituer les crues observées par une série d'opérations analogue à celles qui sont décrites au paragraphe 3.3.2.1 en les simplifiant de la manière suivante : la variation du temps de concentration d'un point à l'autre du bassin est négligée, on se contente d'adopter a priori un diagramme de distribution valable pour une tranche d'averse de durée ΔT (c'est-à-dire une série de valeurs $\lambda(\theta)$ pour des intervalles de temps successifs $\Delta t = \Delta T$) et les coefficients de ruissellement, en valeur absolue, sont considérés comme des paramètres à déterminer par le "réglage du modèle".

TABLEAU 2

EXEMPLE de DETERMINATION d'un HYETOGRAMME ENVELOPPE

- Durée de base : 9 jours
- Episodes utilisés : les plus forts observés sur 500 stations années
- 1er épisode : 10, 15, 75, 60, 95, 5, 10, 25,
- 2ème épisode : 8, 125, 11, 55, 9, 7, 8, 3
- 3ème épisode : 40, 35, 23, 45, 75, 2, 1,
- etc ...

- Classement en faisant coïncider les maximums :

10	15	75	60	95	5	10	25			
			8	125	11	55	9	7	...	
40	35	23	45	75	2	1				

- Choix du hyétogramme enveloppe : série des valeurs maximales de chaque colonne :

jour J	- 4	- 3	- 2	- 1	0	+ 1	+ 2	+ 3	+ 4
P _J	40	35	75	60	125	11	55	25	7

L'application de la méthode à la recherche d'un hydrogramme de crue exceptionnelle exige dans ces conditions que l'on se donne le coefficient de ruissellement global : celui-ci peut être fourni, à partir des caractéristiques de l'averse exceptionnelle, par des régressions multiples comme dans le cas de l'application de la méthode de l'hydrogramme unitaire.

Dans le cas d'un bassin urbain de $0,564 \text{ km}^2$ (dans la ville de NIAMEY), nous avons été amenés à adopter le diagramme de distribution suivant, correspondant à un ruissellement de $564 \text{ m}^3/\text{s}$ (lame ruisselée : 1 mm) provoqué par une tranche d'averse de 5 minutes :

Intervalles :	de 0	de 5	de 10	de 15	de 20	de 25	de 30	de 35
en minutes :	à 5	à 10	à 15	à 20	à 25	à 30	à 35	à 40
Débits en :	0,082	0,246	0,328	0,410	0,328	0,246	0,164	0,082
m^3/s :								

(débits qui sont des multiples de 0,082 pour faciliter les calculs).

Remarque :

Dans la même étude de ruissellement en zone urbaine à NIAMEY, nous avons dû, pour réussir à régler un modèle sur un autre bassin de $1,06 \text{ km}^2$ plus allongé, faire intervenir une variante pour tenir compte de l'accumulation des eaux de ruissellement dans les collecteurs d'égouts, provoquant un ralentissement de l'évacuation : il suffisait d'utiliser alternativement deux diagrammes de distribution au lieu d'un seul, le second étant réservé à la "transformation" d'une tranche d'averse précédée immédiatement par une tranche d'intensité dépassant un certain seuil.

3.4 - Limites d'emploi des méthodes de l'hydrogramme unitaire et de l'hydrogramme synthétique

Connaissant les hypothèses de départ que l'on a indiquées, il est évident que les méthodes ne peuvent s'appliquer, chacune, qu'à une certaine catégorie de bassins.

En ce qui concerne la méthode de l'hydrogramme unitaire, on peut dire qu'elle s'applique généralement sans difficulté aux bassins de superficie comprise entre 2 et 150 km². Ces limites sont très loin d'être universelles ; elles varient suivant les caractères physiques des bassins (pente, nature du sol, végétation, compacité, etc ...) et suivant le climat, car il faut bien pouvoir observer un assez grand nombre d'averses unitaires dont la forme est imposée si l'on s'intéresse à un bassin déterminé.

En ce qui concerne la méthode de l'hydrogramme synthétique, elle est plus largement utilisable mais comme elle est assez lourde, on lui préfère chaque fois que c'est possible, celle de l'hydrogramme unitaire ou pour les grands bassins l'étude statistique des débits maximaux.

4. ETUDE des CRUES de FONTE de NEIGE : METHODE du MODELE MATHEMATIQUE

La fonte d'une couverture de neige provoquée par un réchauffement assez rapide de l'atmosphère avec ou sans précipitations liquides est génératrice d'une crue qui peut être étudiée par une méthode un peu analogue à celle de l'hydrogramme synthétique, bien que plus complexe.

La méthode a été mise au point au QUEBEC par M. ROCHE et M. SLIVITZKY.

4.1 Facteurs conditionnels de la crue

La méthode repose sur la connaissance de trois facteurs conditionnels :

- a) le volume d'eau équivalent au stock de neige SN avant la crue, mesuré soit directement (appareillage à rayons γ), soit à la rigueur par l'intermédiaire des hauteurs d'eau équivalentes aux chutes de neige, diminuées de l'estimation des pertes par sublimation ;
- b) les températures maximales journalières T_M et les pluies journalières P qui sont censées provoquer la fonte journalière du volume de neige :

$$F = A (1 + aP) (T_M - T_0)$$

sur une surface S où l'on suppose que l'enneigement ne disparaît pas complètement avant la fin de la journée (A , a et T_0 ; paramètres).

4.2 - Simulation de la crue

Le mécanisme de l'épaisseur SN du stock SN par la formation des volumes d'eau F , et de l'évacuation de cette eau peut être simulé mathématiquement de la façon suivante :

- a) On corrige les volumes tels que F par un coefficient dégressif c qui est une fonction du volume total déjà fondu depuis le début du réchauffement et des pluies, puisque cette fonte entraîne, plus ou moins vite, la disparition complète de l'enneigement sur une partie de la surface S . Le coefficient c peut être de la forme :

$$c = 1 - \left(\frac{\sum F \text{ antérieurs sur } S}{SN \text{ sur } S} \right)^n$$

(il apparaît un nouveau paramètre n).

- b) On remarque que l'eau de fonte commence par saturer la neige qui reste, avant d'être mise en mouvement vers l'exutoire, et que l'écoulement n'apparaît donc pas tant que : $\sum F < b SN$, b étant un nouveau paramètre, le "taux de perte initiale".
- c) On récapitule les différents cas pouvant se présenter au cours du calcul du volume disponible pour l'écoulement :

-- quand $T_M \leq T_0$ $F = 0$

-- quand $\sum F < b SN$ jusqu'à une certaine date J , on considère que tous les volumes F sont en réalité nuls jusqu'à cette date,

-- quand $\sum F \geq SN + \sum P$ ($\sum F$ n'incluant que les valeurs de F postérieures à la date J , et $\sum P$ partant du début de la période de réchauffement et de pluies), on considère que $F = P$ ce jour-là et les jours suivants car le stock de neige est épuisé,

-- le reste du temps, on considère que le volume disponible pour l'écoulement est effectivement donné par la formule :

$$F = A (1 + aP) (T_M - T_0)$$

- d) On dispose alors sur chaque élément de surface du bassin et chaque jour d'une estimation du volume F , et en adoptant un réseau de lignes isochrones et une fonction d'étalement (ou plusieurs fonctions si l'on veut différencier plusieurs zones du bassin), on peut terminer la simulation

de la crue par les mêmes opérations que dans la méthode de l'hydrogramme synthétique. Faisons seulement deux remarques :

- la fonction d'étalement peut introduire un nouveau paramètre μ : si l'on prend par exemple $\lambda(t) = 2 \mu \{ e^{-\mu t} \}$, l'étalement est d'autant plus prononcé que μ est plus petit ;
 - il semble, du moins au QUEBEC, que l'on peut prendre un coefficient de ruissellement constant dans le temps et dans l'espace.
- e) Les opérations précédentes ne fournissent évidemment qu'un volume d'écoulement superficiel. Il y a lieu, dans le cas d'une crue de fonte de neige, de remarquer que l'accroissement du débit de base est très important :

L'hydrogramme d'écoulement total peut être obtenu en ajoutant jour par jour un terme :

$$Q_B = Q_0 + T_Q \Sigma V$$

où Q_0 représente le débit de base initial, T_Q un dernier paramètre, et ΣV la somme des volumes écoulés déterminés précédemment, jusqu'au jour considéré.

4.3 - Réglage du modèle

Nous ne nous étendrons pas sur les détails de cette opération qui exige :

- un choix initial des valeurs numériques des divers paramètres cités, dans une gamme qui ne peut être fournie pour les régions différentes du QUEBEC,
- et ensuite l'emploi d'un ordinateur pour l'obtention des valeurs définitives des paramètres.

4.4 - Perspectives d'utilisation de la méthode

La méthode décrite ci-dessus pourrait sans doute être adaptée aux bassins de montagne en FRANCE, en vérifiant si les phénomènes, leur durée et leur homogénéité, se présentant peut-être à une échelle assez différente, n'obligent pas à modifier jusqu'à l'expression des facteurs conditionnels, température et précipitations liquides.

5. ETUDE STATISTIQUE des DEBITS MAXIMAUX de CRUE

Comme on l'a vu plus haut (paragraphe 3.4), ce mode d'étude des crues est pratiquement réservé aux grands bassins, de plusieurs centaines de km^2 au moins.

En effet, la diversité des phénomènes locaux (averses et ruissellement sur petits bassins) et des conditions de propagation et de composition des ondes de crues élémentaires, permet de dire que les crues d'un grand bassin, et surtout leurs débits de pointe, ont des variations aléatoires. On étudiera par exemple la variable aléatoire "débit maximal de crue annuel", et si l'on dispose de N années d'observation, on cherchera parmi les lois statistiques classiques celle qui s'ajuste le mieux à l'échantillon des N débits maximaux connus.

Remarque :

Souvent, le débit instantané maximal d'un grand bassin est peu différent ou au moins fortement lié au débit moyen journalier maximal, et c'est ce dernier qui fera l'objet d'une étude statistique car c'est une donnée d'observation en général plus accessible dans les archives. Parfois même (cas de l'ILL à ERSTEIN), les observations sont limitées à une ou deux par jour pendant une longue période, puis on a installé un limnigraphe ; si l'on veut opérer sur un échantillon homogène, on doit renoncer à profiter du supplément d'information fourni par l'enregistrement continu. Dans le calcul des débits moyens journaliers, tous ceux-ci seront estimés par exemple en faisant la moyenne des débits à 7 h et à 18 h.

5.1 - Lois employées pour représenter la distribution des débits maximaux annuels

On a vu qu'il fallait rechercher parmi les lois dissymétriques (Cf. note sur l'analyse du régime des débits, paragraphe 3.2.1.3). On peut remarquer que ces lois 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 probabilité 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 "hypernormal").

La dissymétrie est "négative" (ou la loi, "hyponormale") dans les seuls cas où le bassin présente de grandes surfaces inondables.

Les lois utilisées le plus souvent sont les suivantes :

a) La probabilité de non-dépassement ou "fonction de répartition" $F(Q)$ est une exponentielle :

-- loi générale : $F(Q) = e^{-f(Q)}$ (f , fonction décroissante de Q)

-- loi de GUMBEL : $f(Q) = e^{-y}$

avec $y = \alpha (Q - Q_0)$

-- loi de FRECHET : $f(Q) = e^{-y}$

avec $y = \alpha (\log Q - \log Q_0)$

-- loi de JENKINSON : $f(Q) = (1 - \frac{Q - Q_0}{\alpha})^{\frac{1}{k}}$

b) La probabilité de dépassement $F_1(Q)$ est une exponentielle :

-- loi générale (loi de FULLER-COUTAGNE) :

$F(Q) = 1 - F_1(Q) = 1 - e^{-p(Q - Q_0)}$

-- loi de GOODRICH :

$F(Q) = 1 - e^{-f(Q)}$

avec $f(Q) = A (Q - \alpha)^{\frac{1}{n}}$

c) Loi de GALTON (voir la note sur l'analyse des régimes des débits : paragraphe 3.2.1.3)

d) Loi de PEARSON III :

$$F(Q) = \frac{a^\delta}{\Gamma(\delta)} \int_0^Q e^{-aQ} Q^{\delta-1} dQ$$

5.2 - Estimation des paramètres d'une loi à partir de l'échantillon de crues observées

5.2.1 - Loi de GUMBEL

α et Q_0 sont donnés par les formules :

$$\frac{1}{\alpha} = 0,780 \sigma$$

$$Q_0 = \bar{Q} - \frac{0,577}{\alpha}$$

5.2.2 - Loi de GOODRICH

a) n est calculé par l'intermédiaire d'une fonction $\psi(n)$

$$\psi(n) = (\Gamma_2 - \Gamma_1^2) \cdot \frac{1}{2} \left[\frac{\Gamma_3 - \Gamma_1^3}{\Gamma_2 - \Gamma_1^2} - 3 \Gamma_1 \right]$$

où Γ est la fonction "intégrale eulérienne de 2ème espèce" et où les indices signifient :

$$\Gamma_1 = \Gamma(n+1)$$

$$\Gamma_2 = \Gamma(2n+1)$$

$$\Gamma_3 = \Gamma(3n+1)$$

sachant que l'expression générale de cette fonction Γ est :

$$\Gamma(n+1) = \int_0^{+\infty} u^n e^{-u} du \quad (\text{fonction tabulée})$$

La formule d'ajustement est :

$$\psi(n) = \frac{\mu_3}{\sigma^3}$$

Il faut donc calculer, pour l'échantillon, l'écart-type σ et le moment de 3ème ordre μ_3 qui est :

$$\frac{N}{(N-1)(N-2)} \sum (C_i - \bar{Q})^3 =$$

$$\frac{N^2 \sum C_i^3 - 3 N \sum C_i^2 \sum Q_i + 2 (\sum C_i)^3}{N (N-1) (N-2)}$$

puis en déduire $\varphi(n)$ et enfin n par l'intermédiaire d'une table dont on trouvera un extrait dans le tableau 3.

- b) A est calculé ensuite car son expression dépend de la valeur de n trouvée :

$$\log A = - \frac{1}{2n} \left[\log \sigma^2 - \log (\bar{r}_2 - \bar{r}_1^2) \right]$$

(pour l'application de cette formule, utiliser les tables classiques des valeurs de \bar{r}).

- c) α doit également être calculé après avoir trouvé la valeur de n , car :

$$\alpha = \bar{Q} - \frac{\bar{r}_1 \sigma}{\sqrt{\bar{r}_2 - \bar{r}_1^2}}$$

5.2.3 - Loi de PEARSON III

- a) C'est le paramètre χ que l'on calcule en premier lieu. Comme pour n dans le cas de la loi de GOODRICH, il est obtenu par l'intermédiaire d'une fonction complexe $g(\chi)$:

$$g(\chi) = \log \chi - 0,4343 \psi(\chi - 1)$$

où $\psi(\chi - 1)$ est une fonction tabulée pour χ compris entre 1 et 2, et telle que, pour les autres valeurs :

$$\psi(x+n) = \psi(x) + \frac{1}{x+1} + \frac{1}{x+2} + \dots + \frac{1}{x+n}$$

TABLEAU 3

FONCTIONS $\varphi(n)$ et $g(\gamma)$ pour le CALCUL des PARAMETRES
des LOIS de GOODRICH et PEARSON III

n	φ	n	φ	n	φ
0,30	0,090	0,55	0,764	0,80	1,430
0,35	0,217	0,60	0,896	0,85	1,567
0,40	0,359	0,65	1,028	0,90	1,708
0,45	0,496	0,70	1,160	0,95	1,852
0,50	0,631	0,75	1,294	1,00	2,000

γ	$g(\gamma)$	γ	$g(\gamma)$	γ	$g(\gamma)$
1	0,25068	18	0,01213	35	0,00621
2	0,11741	19	0,01151	36	0,00602
3	0,07635	20	0,01094	37	0,00585
4	0,05654	21	0,01042	38	0,00570
5	0,04487	22	0,00990	39	0,00556
6	0,03719	23	0,00949	40	0,00544
7	0,03174	24	0,00908	41	0,00531
8	0,02767	25	0,00870	42	0,00518
9	0,02453	26	0,00836	43	0,00506
10	0,02204	27	0,00807	44	0,00492
11	0,02000	28	0,00776	45	0,00482
12	0,01832	29	0,00749	46	0,00473
13	0,01690	30	0,00723	47	0,00461
14	0,01569	31	0,00701	48	0,00449
15	0,01460	32	0,00681	49	0,00446
16	0,01370	33	0,00658	50	0,00433
17	0,01289	34	0,00639		

La formule d'ajustement est :

$$g(\chi) = \log \bar{Q} - \frac{\sum \log Q_i}{N}$$

Il faut donc calculer, pour l'échantillon, la moyenne \bar{Q} des Q_i et la moyenne des logarithmes décimaux des mêmes termes, puis en déduire $g(\chi)$ et enfin χ par l'intermédiaire d'une table qui est fournie dans le tableau 3.

b) On a ensuite : $a = \frac{\chi}{\bar{Q}}$

5.3 - Adéquation

On doit vérifier l'adéquation de la loi adoptée, et le test le plus commode est celui du χ^2 de PEARSON (voir la note sur l'analyse des régimes des débits, paragraphe 3.2.2.2).

Rappelons que le nombre de degrés de liberté est égal au nombre de classes n diminué de $(p + 1)$, p étant le nombre de paramètres de la loi ($p = 3$ pour GALTON et GOODRICH, $p = 2$ pour GUMBEL et PEARSON III).

5.4 - Intervalles de confiance

L'ajustement d'une loi à la répartition des débits de crue permet d'estimer le débit correspondant à une faible fréquence de dépassement donné : crue décennale, crue centenaire, crue millénaire. Quand on parle de crue millénaire, la fréquence de dépassement est bien de l'ordre de 0,001, mais vu que les échantillons de crues observées n'excèdent jamais quelques dizaines, l'extrapolation est très forte et la précision s'en ressent (si, inversement, on calculait l'intervalle de confiance du débit correspondant à une fréquence donnée, cet intervalle serait très large pour $F_1(Q) = 0,001$).

A plus forte raison, lorsqu'on veut donner le débit d'une crue pratiquement impossible ("crue du projet", lorsqu'on ne peut accepter la destruction d'un ouvrage), on s'arrange pour que la fréquence $F_1(Q)$ estimée soit de l'ordre de 0,0001, mais on ne prononce même pas le terme "crue dix-millénaire".

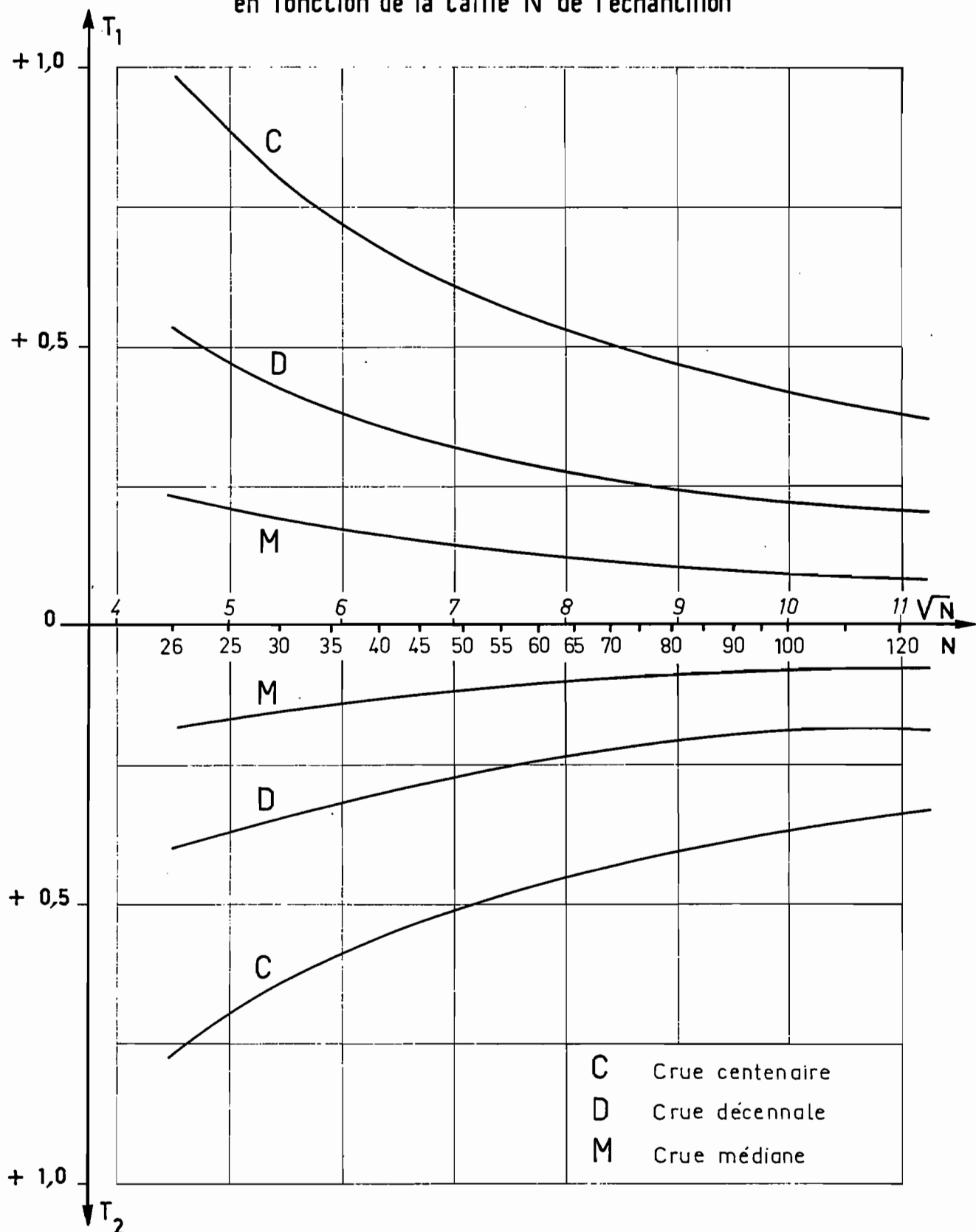
Dans le cadre de certains projets, la connaissance de la crue décennale, par exemple, doit permettre d'effectuer un calcul économique : les travaux à prévoir pour se prémunir complètement contre la crue ne sont-ils pas plus onéreux que la prime de l'assurance à souscrire dans le cas où l'on accepte le risque d'une destruction ? Il faut alors connaître non seulement la valeur la plus probable mais aussi l'intervalle de confiance du débit de crue décennale.

La méthode de calcul des IC a été exposée pour un quantile d'une variable aléatoire distribuée suivant la loi de GAUSS ou la loi de GALTON (voir la note sur l'analyse des régimes des débits, paragraphe 3.2.3.3).

Dans le cas d'une distribution qui suit une autre loi plus complexe, on peut être amené à calculer l'IC d'un quantile par une méthode empirique (voir même note). Citons seulement une étude de MM. BERNIER et VERON qui fournit la solution de ce problème pour la loi de GUMBEL :

Soit \hat{Q}_{10} l'estimation de la crue décennale à partir d'un échantillon de N valeurs ajusté à la loi de GUMBEL : on a p % de chances de trouver la vraie valeur de Q_{10} dans l'intervalle $(\hat{Q}_{10} - T_2\sigma, \hat{Q}_{10} + T_1\sigma)$, T_1 et T_2 étant des fonctions de N et de p pour la fréquence considérée (ici, décennale). En pratique, BERNIER et VERON ont établi des abaques, valables chacun pour un intervalle de confiance donné. Par exemple, pour l'IC 70 % (soit $p = 70$), l'abaque ci-joint (graphique 6) donne en fonction de N (ou \sqrt{N} , plus commodément), les valeurs de T_1 et T_2 pour les crues médiane, décennale et centenaire.

Intervalle de confiance à 70% des crues estimées
en fonction de la taille N de l'échantillon



A N N E X E S

EXERCICE d'APPLICATION de l'ETUDE des CRUES

Ajustement d'une distribution de débits maximaux annuels
de crue à des lois statistiques

1. PRESENTATION des DONNEES

Les débits soumis à l'analyse sont les valeurs maximales annuelles des débits moyens journaliers de l'ILL à ERSTEIN (station du Pont de BOIS plus station du Pont de GERSTHEIM) ; voir le tableau 1 ci-joint de 51 valeurs classées dans l'ordre chronologique de 1910 à 1962 (observations manquantes en 1920 et en 1943).

2. OPERATIONS à EFFECTUER

- A - classer les 51 crues par ordre de grandeurs croissantes et affecter à chacune d'elle, d'après son rang r , la fréquence expérimentale :

$$F_e = \frac{r}{N + 1}$$

(valeurs de F_e fournies dans le tableau 2 ci-joint),

- B - représentation de la distribution expérimentale et ajustement d'une loi.

a) Loi de GUMBEL

On dispose d'un papier gradué, en ordonnées, suivant une échelle décimale pour le report des débits Q (une deuxième échelle, logarithmique, est prévue pour le cas où on utilise la loi de FRECHET). En abscisses, on trouve à la fois la graduation régulière servant au report de $y = \alpha (Q - Q_0)$ et la graduation qui donne, en face des valeurs de y , celles de la fréquence théorique de non-dépassement :

$$F_t = e^{-e^{-y}}$$

- 1° La distribution expérimentale sera représentée par les 51 points de coordonnées F_e, Q .

- 2° On calculera la droite d'ajustement d'équation $y = \alpha (Q - Q_0)$ en appliquant les formules donnant les estimations de α et de Q_0 en fonction de l'échantillon (résultats numériques fournis : $\Sigma Q = 10\ 898$, $\Sigma Q^2 = 3\ 354\ 448$).

TABLEAU 1

DEBITES de CRUE de l'ILL à ERSTEIN

(débits journaliers maximaux)

Années	Débit (m ³ /s)	Années	Débit (m ³ /s)	Années	Débit (m ³ /s)	Années	Débit (m ³ /s)
1910	516	1924	214	1937	192	1951	94
1911	120	1925	344	1938	80	1952	324
1912	42	1926	244	1939	205	1953	50
1913	205	1927	72	1940	182	1954	145
1914	158	1928	185	1941	452	1955	620
1915	204	1929	52	1942	82	1956	70
1916	203	1930	280	1944	360	1957	288
1917	135	1931	174	1945	340	1958	367
1918	316	1932	122	1946	126	1959	255
1919	550	1933	39	1947	485	1960	85
1921	33	1934	68	1948	134	1961	96
1922	225	1935	155	1949	30	1962	345
1923	203	1936	308	1950	324		

TABLEAU 2

FREQUENCES EXPERIMENTALES DONNEES par la FORMULE $F_e = \frac{r}{52}$

r	F _e	Q	r	F _e	Q
1	0,0193		27	0,5192	
2	0,0385		28	0,5385	
3	0,0577		29	0,5577	
4	0,0769		30	0,5769	
5	0,0962		31	0,5962	
6	0,1154		32	0,6154	
7	0,1346		33	0,6346	
8	0,1538		34	0,6538	
9	0,1731		35	0,6731	
10	0,1923		36	0,6923	
11	0,2115		37	0,7115	
12	0,2308		38	0,7308	
13	0,2500		39	0,7500	
14	0,2692		40	0,7692	
15	0,2885		41	0,7885	
16	0,3077		42	0,8077	
17	0,3269		43	0,8269	
18	0,3462		44	0,8462	
19	0,3654		45	0,8654	
20	0,3846		46	0,8846	
21	0,4038		47	0,9038	
22	0,4231		48	0,9231	
23	0,4423		49	0,9423	
24	0,4615		50	0,9615	
25	0,4808		51	0,9808	
26	0,5000				

- 3° On vérifiera que la droite passe bien au milieu des points expérimentaux.
- 4° On reportera l'ensemble des résultats (points expérimentaux et droite d'ajustement) sur papier à abscisses gaussiennes (la droite devient une courbe, et les fréquences indiquées sur ce papier ne sont plus F mais F_1).

b) Ajustement à la loi de PEARSON III

- 1° On calculera les paramètres d'ajustement par les formules ad hoc, en fonction de l'échantillon (résultat numérique fourni : $E \log Q_1 = 113,63$). La valeur de χ sera arrondie à un chiffre après la virgule.
- 2° On calculera les fréquences théoriques de dépassement F_1 des valeurs de $Q = 50, 100, 150, 200, 250, 350, 450, 550, 650, 750$ et 850 et on tracera la courbe d'ajustement sur le papier à abscisses gaussiennes déjà utilisé plus haut.

Pour l'utilisation de la table de PEARSON (tableau 3), on calculera la variable :

$$u = \frac{a - Q}{\sqrt{\chi}}$$

qui sert de variable d'entrée, et on calculera par interpolation linéaire $F(Q)$ avec 3 décimales de $Q = 50$ à 550 et avec 4 décimales de $Q = 650$ à 850 .

- C - Lire sur les graphiques les estimations de la crue décennale et de la crue centenaire d'après chacune des lois.
- D - Pour les estimations par la loi de GUMBEL, donner leurs intervalles de confiance à 70 %.

TABLEAU 3

(extrait simplifié des tables de PEARSON)

u (Q)	F (Q)	u (Q)	F (Q)
0	0,000	3,0	0,922
0,1	0,007	3,1	0,930
0,2	0,028	3,2	0,938
0,3	0,059	3,3	0,945
0,4	0,099	3,4	0,951
0,5	0,144	3,5	0,956
0,6	0,192	3,6	0,961
0,7	0,243	3,7	0,966
0,8	0,294	3,8	0,970
0,9	0,345	3,9	0,973
1,0	0,394	4,0	0,9761
1,1	0,442	4,1	0,9788
1,2	0,488	4,2	0,9813
1,3	0,532	4,3	0,9834
1,4	0,573	4,4	0,9853
1,5	0,611	4,5	0,9870
1,6	0,647	4,6	0,9886
1,7	0,680	4,7	0,9899
1,8	0,710	4,8	0,9911
1,9	0,738	4,9	0,9921
2,0	0,764	5,0	0,9931
2,1	0,788	5,1	0,9939
2,2	0,809	5,2	0,9946
2,3	0,828	5,3	0,9952
2,4	0,846	5,4	0,9958
2,5	0,862	5,5	0,9963
2,6	0,877	5,6	0,9967
2,7	0,890	5,7	0,9971
2,8	0,902	5,8	0,9975
2,9	0,912	5,9	0,9978

MINISTERE de l'AGRICULTURE

.....
Direction de l'Equipement
et de l'Hydraulique
.....

Stage d'interprétation hydrologique

STRASBOURG - 27 Octobre 1967
.....

ETUDE des CRUES
.....

Corrigé de l'exercice d'application

par

Jacques HERBAUD

Maître de Recherches à l'ORSTOM
.....

-- Paramètres statistiques de l'échantillon :

$$\text{moyenne } \bar{Q} = 214 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$\text{écart-type } s = 143 \text{ m}^3/\text{s}$$

-- Paramètres d'ajustement de la loi de GUMBEL :

$$\frac{1}{\alpha} = 0,780 \cdot 143 = 111,5$$

$$Q_0 = 214 - 0,577 \times 111,5 = 150 \text{ m}^3/\text{s}$$

-- Equation de la droite sur papier de GUMBEL :

$$y = \frac{Q - 150}{111,5}$$

-- Représentation graphique : voir graphiques 1 et 2

-- Paramètres d'ajustement de la loi de PEARSON III :

$$g(\chi) = \log 214 - \frac{113,263}{51}$$

$$g(\chi) = 2,33041 - 2,22085 = 0,10956$$

d'où $\chi = 2,12$ et en pratique on prend $\chi = 2,1$

$$a = \frac{2,1}{214} = 0,00982$$

-- Fréquences théoriques d'après la loi de PEARSON III :

$$\text{changement de variable : } u = \frac{0,00982 Q}{\sqrt{2,1}} = 0,006775 Q$$

D'où le tableau de correspondance suivant, d'après l'extrait de la table de PEARSON qui a été fourni (extrait valable, on peut le dire maintenant, pour $\chi^2 = 2,1$) :

Q	u	F (%)	F ₁ (%)
50	0,338	0,074	0,926
100	0,677	0,231	0,769
150	1,015	0,401	0,599
200	1,353	0,554	0,446
250	1,692	0,677	0,323
300	2,030	0,771	0,229
350	2,368	0,840	0,160
450	3,045	0,926	0,074
550	3,722	0,967	0,033
650	4,400	0,9853	0,0147
750	5,077	0,9937	0,0063
850	5,755	0,9973	0,0027

Représentation graphique : voir graphiques 1 et 2.

Crues exceptionnelles (en m³/s) :

	Décennale	Centenaire
Loi de GUMBEL	403	665
Loi de PEARSON III	412	695

Intervalles de confiance à 70 % des crues exceptionnelles estimés d'après la loi de GUMBEL :

$$\text{crue décennale} \quad 403 - 0,27 \cdot 143 < Q_{10} < 403 + 0,31 \cdot 143$$

$$364 < Q_{10} < 448$$

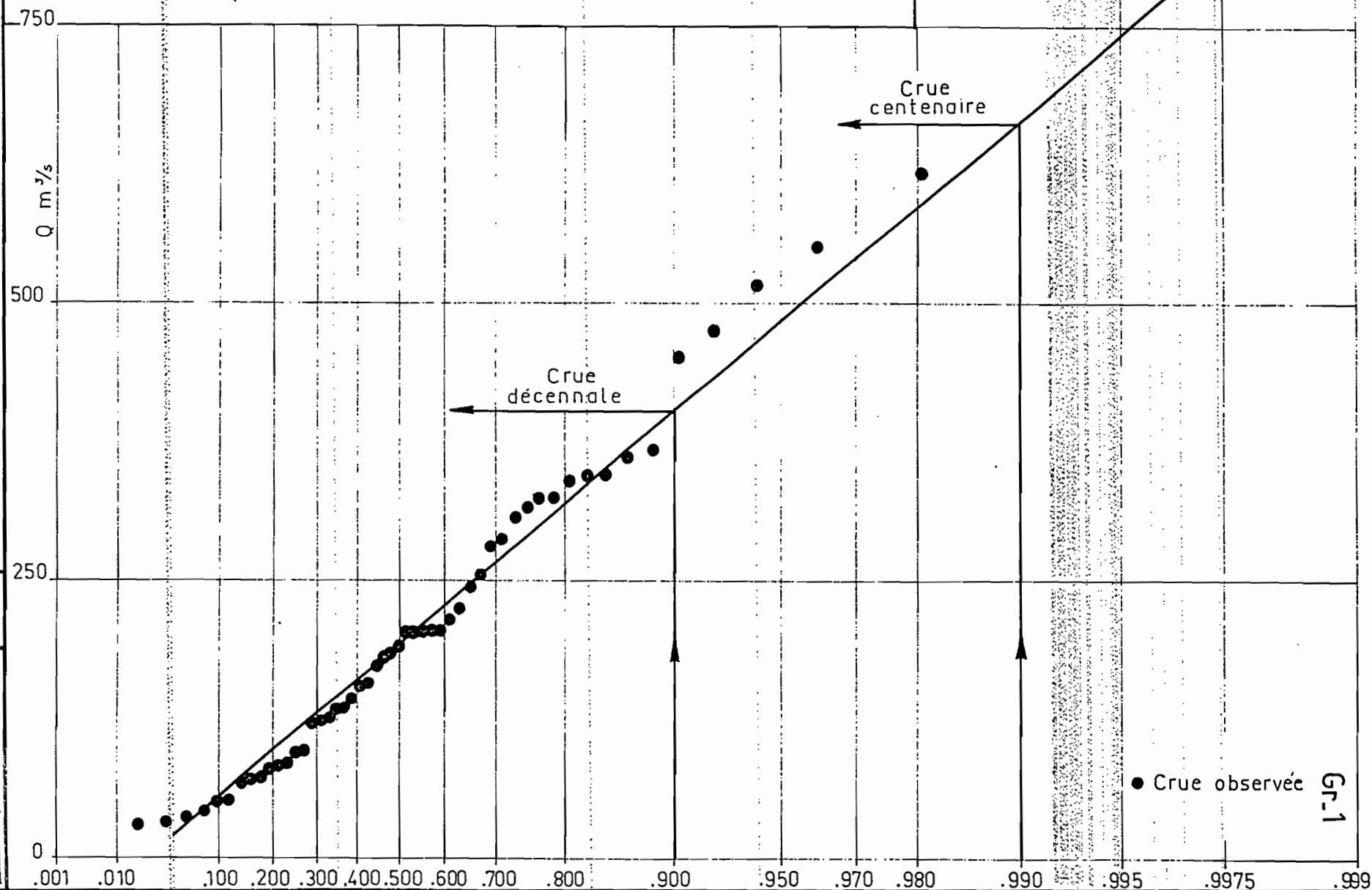
$$\text{crue centenaire} \quad 665 - 0,51 \cdot 143 < Q_{100} < 665 + 0,60 \cdot 143$$

$$592 < Q_{100} < 751$$

L'ILL A ERSTEIN

DÉBITS JOURNALIERS DE CRUE

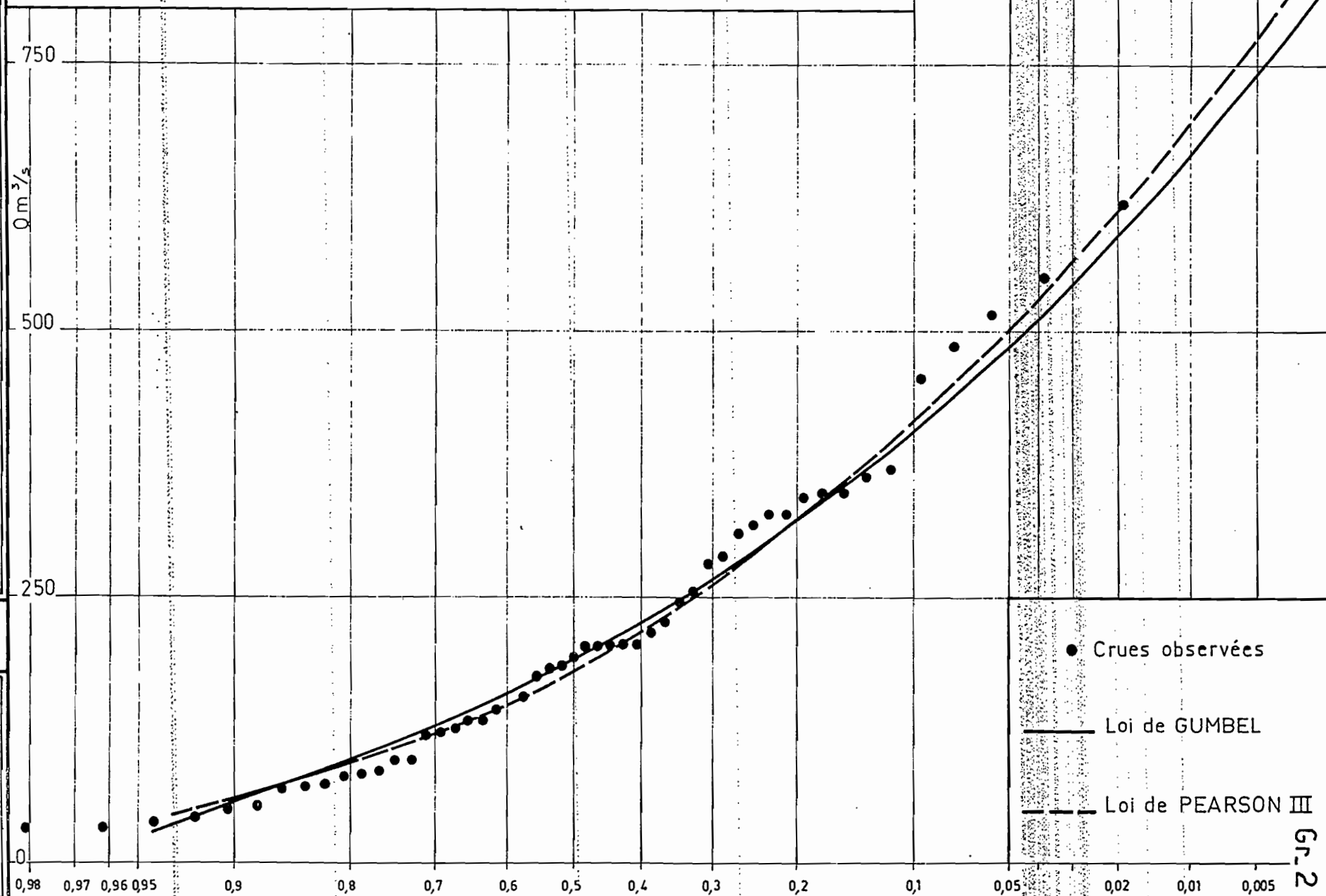
Ajustement de la loi de GUMBEL



L'ILL A ERSTEIN

DÉBITS JOURNALIERS DE CRUE

(Maximums annuels)



● Crues observées

— Loi de GUMBEL

- - - Loi de PEARSON III

Gr. 2