

Paramètres caractéristiques des fortes crues dans les régions tropicales sèches

Deuxième partie. Fonction de transfert (temps de base, coefficient de pointe, temps caractéristique de base)

Jean A. RODIER (1)

RÉSUMÉ

Dans le cadre d'une révision générale des données sur les fortes crues des petits cours d'eau d'Afrique occidentale et centrale, l'auteur a estimé pour les régions tropicales sèches les temps de base T_b de l'averse unitaire, le coefficient de pointe α et le temps caractéristique de base T_c , rapport du volume écoulé au débit maximum pour 124 bassins couvrant moins de 2 000 km².

On présente dans cet article les principaux résultats de cette étude et plus particulièrement les variations de ces paramètres en fonction des facteurs conditionnels du bassin, les plus importants : la surface S et la pente représentée par l'indice global de pente corrigé s'il y a lieu en fonction des pentes transversales.

Pour I_g constant les variations de T_b et T_c en fonction de S peuvent être représentées par des courbes d'équation générale :

$$T_b, T_c = a S^{0,36} + b, \text{ a et b décroissant lorsque } I_g \text{ croît.}$$

On donne quelques exemples de variations de T_b en fonction de S de l'amont à l'aval d'un bassin donc avec I_g décroissant, les formules sont du même type mais l'exposant de S passe de 0,36 à 0,6. Le coefficient de pointe α (rapport du débit maximum au débit moyen ruisselé) reste constant quels que soient S et I_g , et égal à 2,6. La dispersion est très grande de part et d'autre de nos courbes et de la valeur centrale $\alpha = 2,6$. Les écarts s'expliquent très bien en fonction de très nombreux facteurs non pris en compte.

L'utilisation de ces courbes doit s'accompagner d'une visite du terrain et de la consultation d'un questionnaire évitant en partie les inconvénients de la dispersion.

MOTS CLÉS : Ruissellement superficiel — Petits bassins versants — Fonction de transfert — Temps de base — Coefficient de pointe — Temps caractéristique de base — Régimes tropicaux — Crues.

ABSTRACT

CHARACTERISTIC PARAMETERS OF HIGH FLOODS IN TROPICAL DRY REGIONS. PART 2. TRANSFER FUNCTION (BASE TIME, PEAK COEFFICIENT, CHARACTERISTIC BASE TIME)

In the framework of a general review concerning the high floods data of the river basins of West and Central Africa covering less than 2 000 km² the author has estimated for tropical dry areas : the base time T_b , the peak coefficient α and the characteristic base time T_c , ratio of runoff volume to maximum discharge, for 124 basins.

The main results of this study are presented here, principally the variations of these parameters in relation to the physiographic factors of the basin whose influence is the most important: Area S and global slope index I_g modified if necessary in relation to transverse slopes.

(1) 39, rue de la Parée, 85470 Bretignolles-sur-Mer.

M. Jean RODIER qui fut Chef du Service Hydrologique de l'Orstom de 1949 jusqu'à son départ à la retraite en 1977 ne verra jamais cet article publié. Décédé le 1^{er} mai 1994 à quelques semaines de son 80^e anniversaire, il a voulu jusqu'à ce que la maladie l'emporte, faire bénéficier la communauté hydrologique d'une expérience et d'une connaissance du terrain uniques.

For a given value of slope index, the curves representing T_b or T_c versus area may be represented by the general equation: $T_b, T_c = a S^{0,36} + b$, a and b increasing as I_g decreases

Some examples are given of the T_b variations versus S from upstream to downstream in a given basin, consequently with decreasing values of I_g . The formulae are similar but the T_b exponent is 0,6 instead of 0,36. The peak coefficient α , ratio of maximum discharge to mean discharge of surface runoff, remains constant whatever the area S or the slope: near 2,6. The scatter of representative points is high on each side of our T_b and T_c curves and above or below the central value 2,6 but for most cases the divergences may be explained by the various factors not taken into account in the formulae. For predetermination of flood data the curves should be used jointly with field survey and Check list (in annex) to reduce the scatter.

KEY WORDS : Surface runoff — Small basins — Transfer function — Base time — Peak coefficient — Characteristic base time — Tropical regimes — Floods.

1. INTRODUCTION

Dans un premier article sur les coefficients de ruissellement en régions tropicales sèches, (Rodier, 1993) nous avons présenté sommairement la situation concernant l'information disponible sur les données à partir desquelles sont estimés les paramètres caractéristiques des fortes crues et nous avons rappelé quelques définitions essentielles pour entreprendre une analyse cohérente.

Nous avons enfin indiqué les résultats obtenus concernant les coefficients de ruissellement (ou d'écoulement rapide) déterminés dans des conditions standard pour une pluie journalière ponctuelle de 100 mm, une pluie journalière de 70 mm, et pour la pluie journalière décennale. Ces coefficients correspondent à la partie de la fonction de production relative aux fortes crues. Dans ce qui suit, nous nous intéresserons à la fonction de transfert et particulièrement au temps de base T_b et au coefficient de pointe α tels qu'ils sont utilisés dans la méthodologie de calcul de l'hydrogramme unitaire, nous considérerons également le temps de base caractéristique inversé du rapport Q_{max}/V_e , V_e volume écoulé.

Le lecteur pourra se reporter à l'article sur les coefficients de ruissellement concernant la révision qui est à la base de cette étude et les principales définitions bien connues des familiers de l'hydrogramme unitaire. Nous avons pensé que pour plus de commodité il convenait de reproduire dans cet article les tableaux 1 et la figure 1 de l'article précédent qui précisent notamment l'implantation et la superficie des 130 bassins versants étudiés au cours de cette révision.

2. QUELQUES DÉFINITIONS COMPLÉMENTAIRES

Nous avons tenu à préciser les définitions des différents paramètres intervenant dans la fonction de transfert.

2.1. TEMPS DE MONTÉE (T_m)

C'est le temps qui s'écoule entre le début de la crue et le maximum. Pour une crue donnée il est facile à déterminer. Mais déterminer le temps T_m pour une crue unitaire ou pour le type de crue le plus fréquent est déjà plus difficile pour un bassin couvrant plus de 10 km² car suivant la répartition spatiale des pluies, il peut être instable. Pour la prédétermination c'est encore pire car il dépend souvent de certaines singularités du chevelu hydrographique d'où une très forte dispersion chaque fois que l'on veut déterminer T_m à partir de S . Comme sa connaissance n'est pas d'un intérêt capital nous n'avons pas cherché à approfondir ses relations avec les facteurs conditionnels.

2.2. TEMPS DE BASE (T_b)

Dans cette note et conformément aux principes de l'hydrogramme unitaire, nous appellerons temps de base, le temps qui s'écoule entre le début de la crue de ruissellement superficiel (ou d'écoulement rapide) et l'arrivée des derniers apports provenant de l'extrémité du bassin, sous réserve qu'ils parviennent à la station sous forme d'écoulement rapide et que par conséquent, les débits n'aient pas été complètement laminés et transformés en écoulement retardé ou lent par des réservoirs superficiels ou souterrains.

TABLEAU Ia
Situation des bassins étudiés (Sénégal-Mali)

Bassin n°	S km ²	Latitude	Longitude	Bassin n°	S km ²	Latitude	Longitude
SÉNÉGAL							
Keur Dianko S1	0,58	13°45'N	15°33'O	Fafakourou S10	700	13°33'N	14°33'O
Ndiar-Gueness S2	0,90	13°45'	15°33'	Thiangol Dianguina S11	815	12°50'	14°45'
Ndiba S3	16	13°45'	15°33'	Khorine Omar Madina S12	385	12°51'	14°51'
Toukara S4	324	13°05'	16°08'	Sare Koutayel S13	640	12°55'	14°33'
Bounkiling S5	200	13°02'	15°42'	Sima S14	495	13°15'	13°55'
Djinsonaye S6	11	12°59'	16°08'	Thiokoye S15	950	12°34'	12°32'
Diango S7	135	12°53'	16°04'	Diarha S16	760	12°36'	12°37'
Sindian S8	11,9	12°52'	16°11'	Le Brusq S17	2,6	12°40'	16°12'
Sandougou S9	84,7	12°57'	16°11'				
MALI							
Dounfing M1	17,5	12°41'N	8°03'O	Kambo amont M9	4,7	10°37'N	5°48'O
Djitiko M2	92,3	12°07'	8°25'	Kambo aval M10	10	10°37'	5°48'
Koba M3	1 052	12°07'	8°25'	Seme I red. M11	5	13°06'	9°33'
Barraro Tenaya M4	39	12°20'	8°16'	Seme I Tot. M12	9	13°06'	9°33'
Barraro Krina M5	251	12°20'	8°16'	Seme II M13	5,3	13°06'	9°33'
Farako Red M6	(25)	11°	5°35'	Diarabougou M14	20,6	13°03'	7°59'
Farako tot M7	68	11°	5°35'	Belekoni M15	120	11°21'	7°29'
Kobafini Loulouni M8	800	10°54'	5°20'	Koutiala M16	25	12°23'	5°29'
				Dekorobougou M17	736	11°16'	6°26'
				Kobi M18	270	11°08'	6°05'

TABLEAU Ib
Situation des bassins étudiés (Burkina)

Bassin n°	S km ²	Latitude	Longitude	Bassin n°	S km ²	Latitude	Longitude
BURKINA							
Koghneré Bu1	19,8	12°33'N	0°38'O	Comoe Karfiguela Bu19	812	10°44'N	4°50'O
Porogaya Bu2	84,7	12°33'	0°38'	Kou Badara Bu20	971	11°22'	4°22'
Koulouoko Bu3	1 010	12°33'	0°38'	Kuo Bu21	60,4	11°40'	4°45'
Moro Naba Bu4 Bu5	19,1	12°20'	1°30'	Dougbe Bu22 Bu23	19	11°41'	4°44'
Ouagadougou Bu6	294	12°22'	1°38'	Ouzou Bu24 Bu25	75,6	11°44'	4°38'
Lumbila Bu7	2 120	12°27'	1°36'	Konga Bu26 Bu27	165	11°47'	4°41'
Kamboense Bu8	137	12°18'	1°40'	Dongo Bu28 Bu29	158	11°43'	4°49'
Donse Bu9	182	12°35'	1°23'	Seledogo Ngorolani Bu30	654	11°31'	5°09'
Selogen Bu10	74	12°01'	1°20'	Keralie Tenekuy Bu31	875	12°25'	4°10'
Boulbi Bu11	125	12°14'	1°35'				
Nabagale Bu12	471	12°11'	1°31'	Badini amont Bu32	90,8	10°38'	5°11'
Gogen Bu13	30	12°06'	1°23'	Leraba Douna Bu33	820	10°50'	5°10'
Binnde Bu14	9,7	11°44'	1°06'	Leraba Niofila Bu34	710	10°50'	5°10'
Kazanga Bu15	54,8	11°43'	1°02'	Kawara Bu35	99,8	10°35'	5°11'
Zaptinga Bu16	15,1	11°42'	1°05'	Pingole Bu36	112	10°33'	5°09'
Loure Bu17	98	11°40'	1°02'				
Niarba Bu18	572	11°40'	1°00'				

TABLEAU Ic
Situation des bassins étudiés (Togo-Bénin-Niger)

Bassin n°	S km ²	Latitude	Longitude	Bassin n°	S km ²	Latitude	Longitude
Togo							
Sara To1	30	9°18'N	1°15'E	Hiddenwou Sec To8	1,44	9°56'N	1°04'E
Koumfab To2	96,2	10°46'	0°13'	Lac Elia To9 S1	5,3	6°30'	1°37'
Koulou-Gouna To3	189	10°46'	0°13'	Lac Elia To10 S2	5,6	6°30'	1°37'
Napabour To4	61,4	10°46'	0°13'	Koza To11	19,2	9°39'	1°12'
Nadjoundi To5 To6	21,2	11°	0°10'	Daye To10	52	7°16'	0°43'
Hiddenwou To7	25	9°56'	1°04'	Koimepou-Arbaga To13	208	10°36'	0°24'
				Laktaon To14	190	10°32'	0°19'E
BENIN							
Lhoto Moumoudji Be1	45	7°50'N	2°10'E	Tiapalou Be7	17,4	9°55'N	2°45'E
Lhoto Bohm Bhom Be2	12	7°50'	2°10'	Dodou Wenou Be8	33,4	9°43'	2°33'
Soussou Be3	7,4	7°50'	2°10'	Dodou Gori Bounierou Be9	120	9°49'	2°43'
Kolomandje Be4	13	7°50'	2°10'	Magou Be10	836	10°43'	1°12'
Tero Djougou Be5	32	9°41'	10°36'	Wewe Be11	293	9°23'	2°06'
Boukombe Be6	3,2	10°12'	1°08'	Klou Be12	300	7°53'	2°07'
				Omini Be13	88	8°28'	1°47'
NIGER							
Banigourou Ni1	17,3	12°14'N	2°58'E	Bangou Beri sec Ni4	0,5	11°56'N	3°32'E
Yolde Ni2	82,6	12°14'	2°58'	Tanagueye Ni5	75	12°04'	3°29'
D. Maouri Bangou Beri Ni3	12,5	12°00'	3°34'	Kote Kote nord Ni6	5	12°02'	3°31'

TABLEAU Id
Situation des bassins étudiés (Cameroun-Tchad)

Bassin et numéro	S km ²	Latitude	Longitude	Bassin et numéro	S km ²	Latitude	Longitude
CAMEROUN							
Bouloré C1	3,75	1°38'	14°48'E	Sanguéré I C9	3,4	(9°10')	(13°26'E)
Kereng C2	4	9°49'	14°00'E	Sanguéré II C10	7,1	(9°10')	(13°26'E)
Leleng C3	4	10°44'	14°14'E	Sanguéré III C11	1,12	(9°10')	(13°26'E)
Godola C4	42	10°42'	14°13'E	Sanguéré IV C12	1,66	(9°10'E)	(13°26'E)
Mogodé B C5	0,94	10°34'	13°34'E	Sanguéré V C13	27,1	(9°10'°)	(13°26'E)
Mouda I C6	18,1	10°26'	14°14'E	Sanguéré VI C14	3,2	(9°10')	(13°26'E)
Mouda II C7	0,03	10°26'	14°14'E	Sanguéré VII C15, C16	86,5	(9°10')	(13°26'E)
Mouda III	0,058	10°26'	14°14'E	Tsanaga à Minglia C17	575	10°35'	14°04'E
TCHAD							
Mayo Ligan Tc1	41	9°53'	14°42'E	Mazera Tc12	316	11°56'	18°35'E
Badé I Tc2	5,36	8°31'	15°45'E	Barlo V Tc13	528	11°56'	18°30'E
Badé II Tc3	21,9	8°32'	15°45'E	Bam Bam Tialo Zou-dou Tc14	1200	12°02'	18°37'E
Badé III Tc4	72	8°33'	15°44'E	Mataon Tc15	16,8	8°12'	15°37'E
Badé IV Tc5	316	8°35'	15°50'E	M. Dorbo Zamagouin Tc16	88	9°32'	14°58'E
Toungoul Tc6, Tc7	61,3	11°52'	18°44'E	Zanini Torok Tc17	250	10°00'	15°00'E
Bidjir Tc8, Tc9	74,2	11°54'	18°25'	M. Dorbo Balani Tc18	1180	9°41'	15°00'E
Taya Tc10, Tc11	167	11°55'	18°30'				

Le temps de base T_b est donc la durée de la crue de ruissellement superficiel ou d'écoulement rapide. Il est généralement lié directement à cette longueur et pas obligatoirement à celle du rectangle équivalent du bassin, nous reviendrons plus loin sur ce point. Nous avons exclu du temps de base la durée d'écoulement retardé ou intermédiaire, entre le moment où le ruissellement superficiel arrivant à la station est nul et le moment où celle-ci n'est plus alimentée que par l'écoulement de base dont les variations sont beaucoup plus lentes, quelles que soient les origines de cet écoulement. Souvent la durée de cette période intermédiaire est relativement courte, mais elle introduit dans la détermination de la durée de T_b un facteur supplémentaire d'imprécision et d'instabilité dont elle n'a vraiment pas besoin. Ceci nous a conduit à reprendre dans la plupart des cas la séparation des diverses formes d'écoulement.

Théoriquement, le temps de base de l'hydrogramme unitaire est déterminé pour une averse dont le corps efficace (après élimination des premières fractions d'averses absorbées par le sol et la végétation) présente une durée inférieure à la moitié du temps de montée T_m de l'hydrogramme unitaire.

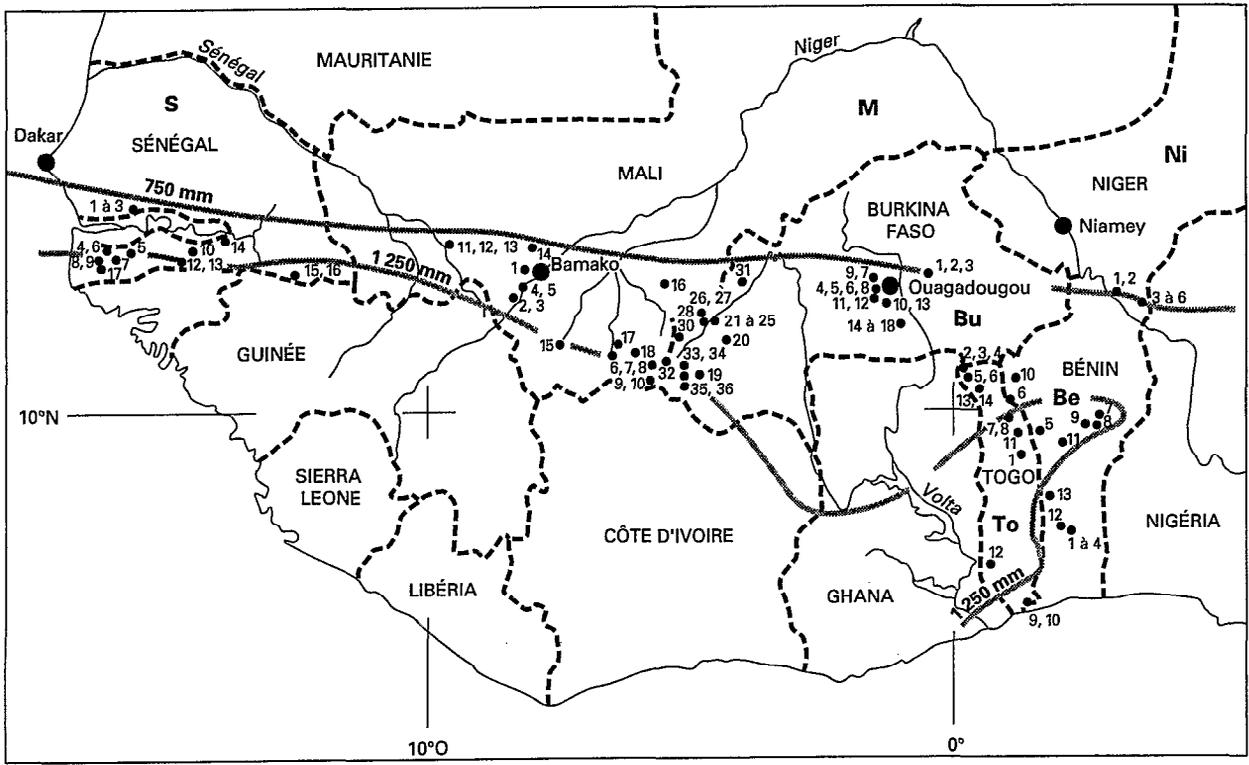


FIG. 1a. — Implantation des bassins étudiés — Afrique de l'Ouest.

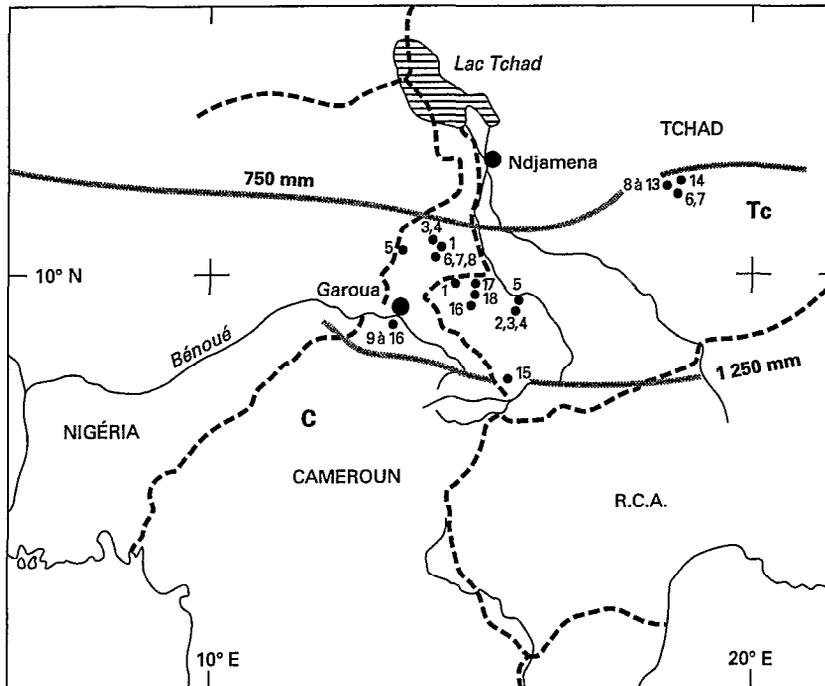


FIG. 1b. — Implantation des bassins étudiés — Afrique centrale.

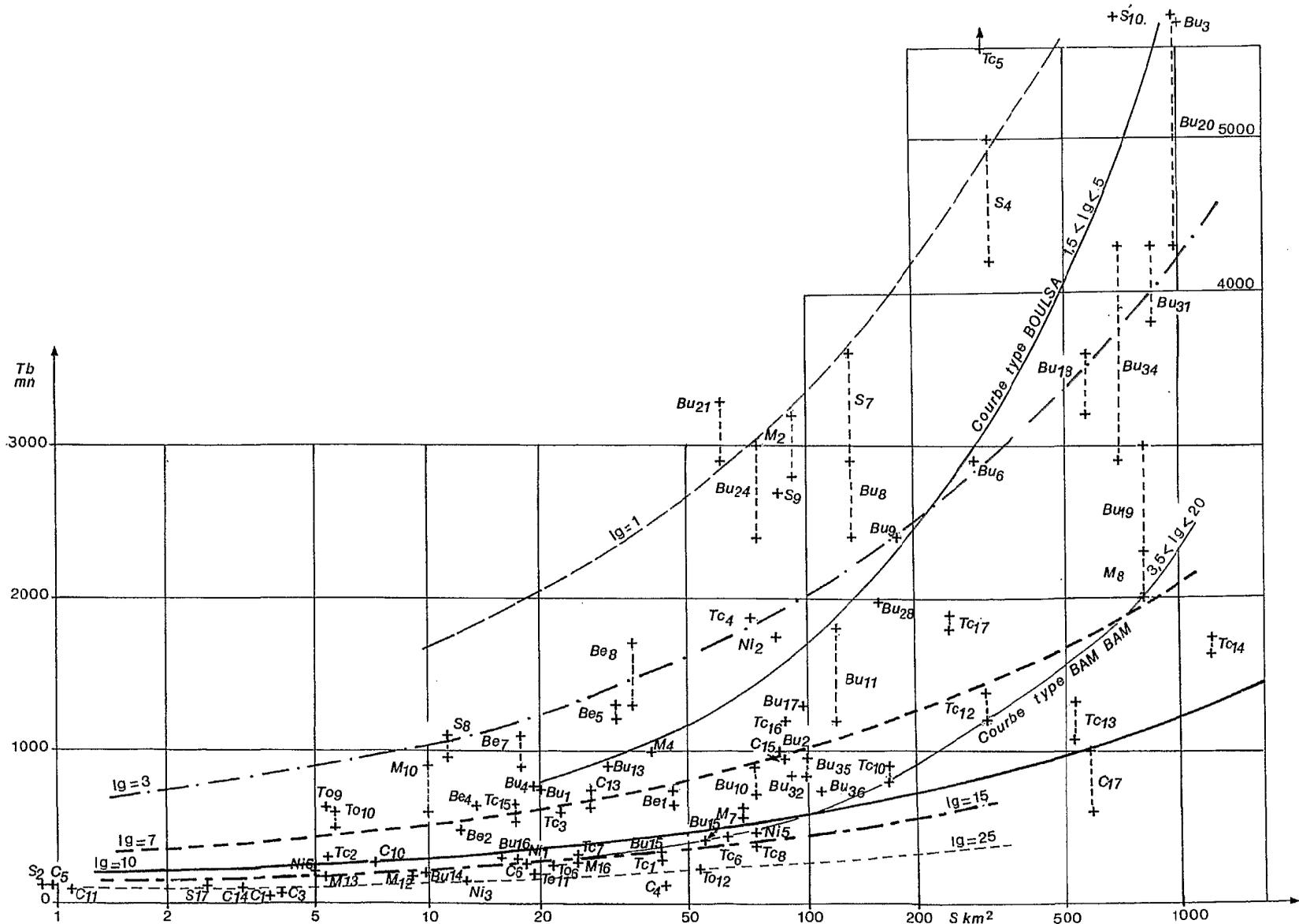


FIG. 2. — Variations de T_b en fonction de S et de I_g .

Il n'a pas été possible de noter les valeurs de I_g des points représentatifs. On les retrouvera dans les tableaux des paramètres caractéristiques de l'annexe 1 du présent article ou dans ceux de l'annexe 1 de l'article sur les coefficients de ruissellement.

Il existe peu de très petits bassins étudiés ; (les temps de montée sont plus longs qu'au Sahel) de sorte que nous n'avons pas procédé à une étude préliminaire des très petits bassins comme nous l'avons fait pour le Sahel. Chaque fois que c'était nécessaire, nous avons utilisé les techniques mises au point au Sahel pour tenir compte de ces valeurs très courtes de T_m . Il n'en reste pas moins qu'une des principales difficultés de détermination de T_b est la prise en compte d'averses fortes, mais non unitaires, pour lesquelles nous déduisons tant bien que mal de la valeur brute de T_b la durée du corps d'averses efficaces excédant la moitié de T_m . La correction peut être forte lorsqu'il s'agit d'averses doubles, mais il vaut mieux une averse forte un peu trop longue qu'une averse unitaire faible pour laquelle seule une fraction du bassin ruisselle.

Un autre genre de difficulté du même ordre, pour les bassins d'assez grande dimension, est la séparation des crues provenant d'averses successives. C'est parfois impossible et dans un cas nous avons dû déterminer séparément T_m et la durée du tarissement depuis le maximum. T_b est la somme de ces deux temps. Pour les stations du réseau, nous avons dû souvent renoncer à déterminer T_b , et lorsque nous avons cru avoir abouti à un résultat valable cela n'a pas été toujours très heureux, comme nous l'avons constaté lors d'une analyse ultérieure plus fine. Cela réussit en Casamance avec des hydrogrammes très mous. Dans tous ces cas, on ne cherche que des ordres de grandeurs.

T_b a été déterminé presque toujours en fin de saison des pluies (FSP), mais dans certains cas, nous avons dû également le déterminer en début de saison des pluies (DSP), et enfin, plus rarement, au tout début de celle-ci (mai ou juin).

2.3. COEFFICIENT DE POINTE (α)

Lorsque, disposant des valeurs du coefficient de ruissellement pour une averse de fréquence donnée et du temps de base, on cherche à déterminer le débit maximum ruisselé correspondant, on doit procéder à une dernière opération qui n'est pas tout à fait immédiate : estimer pour un hydrogramme dont le volume de ruissellement est connu, le débit de pointe maximum. Évidemment, on peut toujours assimiler l'hydrogramme à un triangle ; c'est plus réaliste qu'on pourrait le croire, mais c'est un peu sommaire.

Nous rappelons brièvement comment cette opération a évolué chez les hydrologues de l'Orstom : dans un premier temps, on déterminait le débit maximum pour un volume ruisselé unité : 10 000 m³ par exemple ou pour une lame ruisselée 10 mm par exemple (1 mm pour les terrains perméables) et ceci autant que possible pour une crue unitaire. On choisissait la médiane ou la moyenne des valeurs observées, ou la plus dangereuse.

Un peu avant 1965, on a cherché à réaliser cette opération par un coefficient sans dimension pouvant être facilement utilisé pour la régionalisation et on était ainsi parvenu au rapport $\alpha : Q_{\max}/\bar{Q}_r$; Q_{\max} débit maximum ruisselé et \bar{Q}_r , débit moyen ruisselé pendant la durée du temps de base T_b . C'est le coefficient de pointe utilisé dans la note Rodier et Auvray de 1965. Plus tard certains hydrologues, surtout Chaperon et Moniod puis Ibiza, ont constaté qu'avec la meilleure volonté du monde, on ne pouvait pas, dans certains cas, estimer le temps de base T_b : petits bassins de certaines parties du Gabon, de la Guyane et des Antilles, pour lesquels la recherche d'une crue isolée relevait de l'utopie. D'où un retour à la première approche qui conduit à la définition du temps caractéristique de base T_c .

Le coefficient de pointe pour un hydrogramme en forme de triangle est égal à 2. Très souvent l'hydrogramme présente une partie montante presque droite, un maximum plus ou moins arrondi, parfois presque pointu, puis une décrue légèrement concave jusqu'à la courbe de transition correspondant à l'écoulement retardé avant les débits correspondant à l'écoulement de base qui peut provenir d'une réserve superficielle ou souterraine. Par comparaison avec le triangle on voit que pour parvenir à la même surface il faut que le débit maximum soit au-dessus de la pointe du triangle donc α est supérieur à 2 dans ce cas.

Mais la courbe de décrue peut présenter une concavité assez marquée, la période ascendante peut être précédée par un très lent début de montée ou même une série d'oscillations avant une franche croissante des débits (bassins à pédoncule aval) et alors le coefficient de pointe dépasse très largement 2.

Au contraire, pour un hydrogramme mou avec pratiquement une courbe montante un peu convexe, le coefficient est inférieur à 2. Mais on peut avoir aussi une courbe vigoureuse avec une montée très raide, une décrue pratiquement linéaire et là α est inférieur à 2.

2.4. TEMPS CARACTÉRISTIQUE DE BASE (T_c)

Nous venons de voir que même avec de bons enregistrements il pouvait être parfois difficile de déterminer le temps de base. Mais si la finesse des enregistrements est insuffisante cela peut être pire. Il se peut aussi qu'il n'y ait pas de limnigraphe comme cela a été le cas dans la présente étude pour la plupart des stations du réseau hydrométrique.

C'est pourquoi certains hydrologues sont revenus à l'ancienne approche avec utilisation du rapport Q_{max}/V_e , V_e étant le volume écoulé. Q_{max} n'est pas obligatoirement le débit maximum du volume ruisselé, c'est plus généralement celui du volume écoulé qui souvent en diffère. Le temps caractéristique de base V_e/Q_{max} en secondes est bien l'expression la plus simple que l'on puisse imaginer pour caractériser un des éléments les plus importants de la fonction de transfert : le débit de pointe de la crue. Il est plus pratique d'exprimer en minutes ce temps caractéristique.

L'emploi de ce temps caractéristique T_c offre l'avantage de s'affranchir complètement de la méthodologie de l'hydrogramme unitaire. L'hydrologue n'a plus à se soucier de sa validité d'application. On part généralement des volumes d'écoulement total qu'on définit quelquefois par le volume total d'eau produit par la crue y compris le débit de base, et quelquefois par le volume défini sur l'hydrogramme par l'instant T_0 du début de la crue avec débit Q_0 et l'instant T_f où le débit de la crue devient assez faible pour égaler Q_0 . On ne tient pas compte dans le volume écoulé, du volume correspondant à ce débit Q_0 pendant la période correspondant à $T_f - T_0$. Le volume V_e ainsi défini est plus faible qu'avec la première définition, mais il est plus facile à déterminer surtout lorsqu'il y a un débit de base non négligeable et que les crues se succèdent. Mais T_c ayant pour avantage sa simplicité, on ne va pas compliquer son emploi par des critères très rigoureux et dans certains cas le « V_e » utilisé est presque le volume de ruissellement V_r , ce qui n'est pas grave quand $V_r = 0,9 V_e$.

Il y a un autre problème plus sérieux : sur un bassin connu on détermine la valeur moyenne (ou parfois médiane) du temps caractéristique pour un grand nombre de crues. Si le but de l'étude, et c'est le cas le plus fréquent, est la détermination du débit des fortes crues, cette façon de procéder risque souvent de fausser les résultats au moins dans deux cas :

— si le bassin couvre au moins quelques dizaines de km^2 et est hétérogène, la forme de l'hydrogramme des fortes crues peut être systématiquement différent de celui des faibles crues, (c'est déjà le cas pour T_b dans le cadre de l'hydrogramme unitaire) et alors on doit calculer T_c uniquement pour les fortes crues, ou, dans certains cas, les crues intéressant les parties les moins perméables du bassin, ou la partie aval ; c'est une affaire de jugement et cela dépend du but que l'on recherche ;

— si au contraire, le bassin est très petit, on doit se méfier des crues unitaires car les fortes crues seront provoquées par des averses de durée plus forte avec des valeurs plus longues du temps de base T_b et probablement une valeur de T_c nettement supérieure à celle donnée par les hydrogrammes unitaires.

Notons que si on admet $V_r = V_e$, $T_c = \frac{T_b Q_r}{Q_{max}} = \frac{T_b}{\alpha}$ ce qui est vérifié en moyenne.

3. ÉTUDE DU TEMPS DE BASE (T_b)

3.1. FACTEURS CONDITIONNELS ET CAUSES DE DISPERSION

En faisant abstraction de toute définition précise de T_b , c'est un temps de parcours comme le temps de montée T_m et même le temps caractéristique de base T_c . Tous deux sont liés de façon plus ou moins lâche à T_b . C'est donc la somme des temps de parcours sur les interfluves et dans le chevelu hydrographique, la seconde partie du temps

TABLEAU II
Valeurs de I_g en fonction de S et du « Type de bassin »

Bassin	$S=20 \text{ km}^2$	$S=100 \text{ km}^2$	$S=500 \text{ km}^2$	$S=1000 \text{ km}^2$	$K \frac{20}{500}$
Type BOULSA	5	3	2	1,5-2	2,5
Type MANGA	10 ($I_g \text{ cor}$)	5,0 ($I_g \text{ cor}$)	2,5	2	4
Type BADE	6,5 (Trib.le plus long)		2,3		2,8
Type BAM BAM	16	8	4	3,8	4
Type TSANAGA	30		10		3
Type TAMGAK (désertique)	50	30	25	23	2

de parcours étant d'autant plus importante que la surface du bassin est plus grande. En supposant un bassin à peu près homogène avec des variations régulières de la pente, le temps de base d'après sa définition dépend :

- de la longueur du plus long tributaire jusqu'à la station de mesure ;
- de la pente, prise dans son sens le plus général ;
- de la géométrie moyenne du lit (y compris la végétation qui peut l'encombrer).

Laissons de côté, pour le moment, le troisième facteur pas très facile à prendre en compte, nous serons amenés à le prendre en considération par la suite.

Pour le premier facteur, on le remplace généralement par la surface plus la forme du bassin à titre correctif, mais cela n'est pas suffisant : dans certains cas par exemple, on trouve un collecteur principal fort long dans un bassin bien compact. Nous reviendrons plus loin sur la structure du chevelu hydrographique. Pour la pente, le problème n'est pas tout à fait le même pour T_b que pour le coefficient de ruissellement pour lequel l'indice de pente de Roche serait peut-être idéal. Pour les applications, on peut considérer la pente moyenne le long de la longueur du rectangle équivalent avec élimination de 5 % des altitudes les plus fortes et de 5 % des altitudes les plus faibles (voir Dubreuil, 1965 et Dubreuil *et al.*, 1972). C'est l'indice global de pente I_g . Ceci suppose que le rectangle équivalent est orienté suivant une direction pas trop différente de celle de l'écoulement.

On peut classer les bassins suivant une classe de relief liée à I_g ou directement définie par $I_g = \text{constante}$. La seconde solution a l'inconvénient suivant : lorsque à I_g constant on considère des surfaces croissantes la valeur de I_g des têtes de bassin croît dans des proportions variables suivant la morphologie du plus grand bassin. Nous avons essayé pour 6 bassins de 500 km² à 1 000 km² de considérer les variations de I_g et T_b de l'amont vers l'aval. Nous passons sur les détails de reconstitutions que nous avons dû faire, précisons simplement, à titre d'exemple, que pour le Bam Bam (Tchad) T_c 14 1 200 km², nous avons dû pour la surface 20 km² considérer non pas le bassin du Barlo 36 km² trop pentu mais la partie supérieure du bassin de Bidjir T_c 8, dont la pente générale est intermédiaire entre celle du Barlo 36 km² et de la partie supérieure de Toumkoul T_c 6 à pente trop faible. De même pour la Tsanaga (Cameroun), nous ne nous sommes pas servi du Bassin de Bouloré C1 à pente anormalement forte.

On voit que I_g 20 km² est très supérieur à I_g 1 000 km², si l'on suit de l'amont à l'aval le même bassin, la pente moyenne est très éloignée de la pente des versants amont et bâtir une classification de relief sur I_g global sans correction manque nettement de rigueur. C'est pourquoi Dubreuil *et al.* proposait en 1972 de définir le relief d'après la pente globale I_g d'une surface de 25 km² à laquelle on se ramenait par une table de correction pour des bassins de superficie différente de 25 km². Ces corrections correspondaient à $\frac{K_r 20}{K_r 500} \# 4$.

D'après les 6 exemples que nous donnons, 3 de plaine et 3 de montagne, qui ne sont pas obligatoirement représentatifs, le chiffre de 4 donne un ordre de grandeur ; la valeur 3 serait peut-être plus proche de la moyenne si notre échantillon était représentatif (nous n'en savons rien) et $\frac{K_r 20}{K_r 500}$ varie assez largement : ce n'est pas dramatique à première vue, car pour les pentes, il n'est pas *a priori* nécessaire de partir de chiffres très précis, mais cela conduit à d'importantes différences pour T_b . Ceci nous conforte dans notre choix de classification à partir de I_g constant, solution moins rigoureuse mais simple. Nous avons voulu éviter une cause de dispersion supplémentaire.

Ce choix étant fait et si on s'en tient à la stricte définition de I_g à partir de la longueur du rectangle équivalent, il reste encore un bon nombre de causes de dispersion.

3.1.1. Nous retrouvons la structure du chevelu hydrographique

Une structure radiale avec tous les tributaires de même longueur, ou à peu près, diminue non seulement la longueur réelle du plus long tributaire mais augmente la pente du lit, donc donnera une valeur de T_b trop courte. Si un des tributaires est nettement plus long que les autres et s'il est bien actif à son extrémité amont, c'est lui qui donnera la valeur de T_b . Cette valeur sera normale ou peut-être un peu forte, mais le coefficient de pointe α dépassera nettement la moyenne 2,5 et T_m sera relativement court. En outre, le rectangle équivalent peut être perpendiculaire au sens de l'écoulement et alors il faut estimer I_g autrement. Si le tributaire principal a un tracé très contourné il sera beaucoup plus long que le rectangle équivalent, la pente sera plus faible que I_g et l'influence de cette faible pente viendra s'ajouter à la longueur du lit principal : T_b sera trop long. Enfin, pour les bassins avec un long pédoncule à l'aval tel que Pingolé Bu 36, T_b est nettement plus long que la normale, à moins, bien entendu, que l'on considère le bassin réduit sans pédoncule (cas de T_b Bu 36).

3.1.2. La nature du lit intervient

Pour des valeurs égales de S et de I_g , des sections bien nettes et continues des cours donneront des valeurs de T_b nettement plus faibles qu'un lit à peine tracé et encombré de végétation. C'est là qu'intervient la hauteur pluvio-

métrique annuelle : vers la limite Nord, des lits majeurs d'argile à fentes de retrait avec des acacias épars et un peu de graminées laisseront passer l'eau beaucoup plus vite que des plaines couvertes de végétation dense que l'on trouve plus au sud. (Par contre, les rizières inondées par les averses précédentes freineront beaucoup moins le courant que la végétation naturelle des bas fonds). C'est pourquoi la plupart des bassins sahéliens présenteront des valeurs de Tb plus faibles qu'en régions tropicales sèches.

3.1.3. La cause la plus fréquente de dispersion : l'importance hétérogénéité de certains bassins

En régions tropicales sèches, les plateaux latéritiques en plus ou moins bon état sont nombreux, ils peuvent recouvrir des grès qui eux-mêmes sont souvent perméables. Plus à l'aval, sont des colluvions puis des sols souvent hydromorphes peu perméables quand ils sont gorgés d'eau. Ce qui détermine la valeur de Ig ce sont ces plateaux latéritiques au sommet des bassins, or souvent ils ne donnent pas de ruissellement rapide ou le peu qui en sort est si faible qu'on ne le voit pas sur l'hydrogramme, c'est la partie aval à pente relativement faible qui donne l'écoulement. De nombreux hydrologues, dont Albergel pour le Kuo Bu 21, avaient déjà remarqué cela et réduit Ig en conséquence. Le cas le plus aberrant est celui de Sémé I total M12 avec $Ig = 63$, chiffre dû à une falaise de terrain perméable. Tous les bassins de Niena Dionkélé de Bu 21 à Bu 29 présentent des valeurs de Ig sans signification. Il faudrait prendre la pente du lit des cours d'eau ou à peu près, elle est beaucoup plus faible : 1 à 3 m/km, que la valeur de Ig retenue. On retrouve la même difficulté sur de nombreux bassins gréseux du Mali.

L'exemple de Sanguéré C9 à C16, où il n'y a pas de carapace latéritique et où le grès qui ruisselle assez bien est bordé de sols qui se saturent assez vite, montre au contraire que Tb est bien en accord avec Ig. Sur les sables de Kélo, bassins de Badé (Tchad), il semble que la pente à prendre en considération devrait être celle des bas fonds qui, seuls, ruissellent, avec leurs abords immédiats lors de la crue décennale ; ceci est à rapprocher, dans une certaine mesure, des bassins de Niena Dionkélé.

3.1.4. L'imprécision sur certaines valeurs de Tb et de Ig intervient également dans la dispersion

Ceci est valable en particulier pour certaines stations du réseau hydrométrique et des bassins très plats : pour Bounkiling S5, nous sommes bien incapables d'affirmer avec certitude si Ig est plus près de 2 que de 1. Mais, en général, la dispersion introduite par ces imprécisions est bien moins importante que celle résultant des difficultés pour l'indice simple Ig de caractériser la pente, *dans ses effets sur Tb*, comme dans les cas évoqués à l'alinéa précédent.

Les conséquences de ce qui précède c'est que :

— pour le tracé des courbes $Tb = f(S)$ pour Ig constant, on devra revoir de très près les valeurs de Ig déterminées de façon classique et surtout vérifier si cet indice représente bien l'élément de la pente qui intervient dans la durée Tb de l'hydrogramme de ruissellement. On devra aussi tenir compte de la position de certains bassins à la limite du Sahel ;

— dans les applications, il sera absolument nécessaire d'utiliser un « check list » permettant de tenir compte de toutes les caractéristiques non classiques du bassin.

L'utilisation du bassin réduit est souvent recommandée en éliminant les parties amont très perméables ou, au contraire, la partie aval dans le cas de bassins à pédoncules. Mais, il doit y avoir bien d'autres corrections dans le « check list ».

3.2. TRACÉ DES COURBES $Tb = f(S, Ig)$

Les points représentatifs sont nombreux mais la dispersion est plus forte que pour le cas des coefficients de ruissellement. Nous avons donc tracé d'abord la courbe $Tb = f(S)$ pour $Ig = 10$, en attachant une grande importance aux bassins de 300 à 1 000 km², sans négliger les valeurs assez sûres pour des bassins couvrant 2 km² et 300 km². Dans ce qui suit, nous insisterons plus lourdement qu'il ne conviendrait sur la façon dont nous avons tracé ces courbes. Cela nous a semblé utile pour mettre en évidence le rôle que jouent des facteurs autres que la surface et l'indice global de pente, et la très grande difficulté qu'il y aurait à procéder à des ajustement par les méthodes classiques. Ils exigeraient un échantillon, peut-être 5 fois plus grand, pour parvenir à une quantification valable des facteurs intervenant dans la dispersion.

Entre les surfaces 300 et 1 200 km², nous disposons pour $Ig > 3-4$ de 5 bassins : M8 Kobafni (Mali), 300 km² ; Tc14 Bam Bam (Tchad) 1 200 km² ; Tc13 Barlo V 528 km² ; Tc12 Mazera 316 km² et C17 Tsanaga à Minglia (Cameroun) 575 km². Seul le premier bassin M8 présente une valeur Ig égale à 10. En fait, nous avons ar-

rondi une valeur de 9,3 donnée dans un rapport récent. Mais une étude de la carte du bassin, tout à fait valable pour cette analyse, nous montre que, même en prenant une valeur de I_g corrigée de la pente latérale (bien difficile à déterminer pour $S = 800 \text{ km}^2$), il est impossible d'aboutir à I_g supérieur à 6. Le lit principal un peu plus long que le rectangle équivalent s'allonge sur 45 km, pour une différence de niveau de 200 m ce qui conduirait à I_g voisin de 5. L'indice de pente I_p de Roche est de 0,77. La pente de ce bassin n'est pas très éloignée de celle du Bam Bam Tc14 où l'indice de pente de Roche est égal à 0,73, $I_g = 3,40$. Une correction de l'indice de pente s'imposerait pour Tc14, mais elle serait bien difficile à faire. De toute façon, I_g corrigé ne dépasserait pas 4 à 5, ce qui correspondrait bien à la valeur I_p ci-dessus.

La structure du réseau est radiale et le bassin, Tc14, est à la limite du Sahel avec des lits mineurs bien nets et des lits majeurs peu encombrés, c'est-à-dire que, même si ces dispositions sont compensées par un début de dégradation à l'aval, la valeur de T_b transposée en régime tropical sec serait bien inférieure à celle correspondant à $I_g = 5$. En fait T_b est nettement inférieur à la valeur de la Kobafini qui correspond à peu près à des conditions classiques pour la région tropicale sèche : T_b Bam Bam = 1 620-1 740 mn, T_b Kobafini = 2 000 à 3 000 mn. Cette dernière valeur est bien au-dessus de celle correspondant à $I_g 10$, celles du Bam bam doivent être un peu au-dessus de la limite supérieure. Il en est de même pour Barlo V qui présente un réseau hydrographique en fourche avec dégradation moins importante que le Bam Bam dont il est un des affluents principaux. Par contre, le bassin de Mazera tout en longueur, avec réseau en arête, présente pour $I_g = 4$ une valeur de T_b plus loin de celle de $I_g = 10$ que les 2 bassins précédents.

Nous avons tant bien que mal reconstitué T_b pour la Tsanaga à Minglia (Olivry, 1986) à partir d'une averse exceptionnelle qui a couvert tout le bassin (P Moyenne = 83 mm). Pour $I_g = 8,7$, pas très éloigné de 10, T_b serait compris entre 600 et 1 000 mn. Le réseau hydrographique n'a rien de particulier mais le bassin est à la limite du Sahel. Il n'y a pas de dégradation et le lit est bien net, donc malgré une valeur de I_g un peu inférieure à 10, la fourchette 600-1 000 mn donne une borne inférieure à la courbe $T_b = f(I_g)$ pour $I_g = 10$ pour $S = 575 \text{ km}^2$.

Pour des bassins plus petits, on ne trouve pas trace *a priori* de l'influence de la perméabilité sauf dans certaines catégories de bassins très perméables.

Cette courbe $I_g 10$ est au-dessus de la courbe correspondante du Sahel.

La courbe $I_g 7$, également très importante, passe en dessous de la limite inférieure de T_b pour la Kobafini dont il a été question plus haut, mais nettement au-dessus de la limite supérieure pour le Bam Bam qui, avec I_{gcor} au lieu de I_g et son réseau radial, doit correspondre à $I_g 7$ mais étant à la limite du Sahel, doit présenter une valeur de T_b trop courte ; passe nettement au-dessus de Tc10 Taya, $S = 167 \text{ km}^2$ avec $I_g = 6,5$ à la limite du Sahel ; passe un peu au-dessus de C15 Sanguéré VII, $86,5 \text{ km}^2$ avec $I_g = 5,7$, mais favorisé par un réseau hydrographique vaguement radial ; passe au-dessus de Bel Lhoto à Moumoudji, $S = 45 \text{ km}^2$, dont la valeur de I_g , si on élimine la Soussou perméable, est de l'ordre de 7-8 m/km ; passe par C13 Sanguéré V, $S = 27 \text{ km}^2$ $I_g = 8$; passe par Tc15 Mataon, $S = 16,8 \text{ km}^2$ $I_g = 6,7$; passe au-dessus de To9 et To10 lac Elia où le lit mineur non apparent allonge sérieusement T_b malgré des indices de pente supérieurs à 7.

Nous donnerons moins de détails pour les courbes $I_g 3$ et $I_g 15$ et $I_g 25$, difficiles à tracer. Pour les deux dernières courbes nous manquons de points sérieux, à part les bassins du Nord Cameroun qui fournissent une limite bien inférieure pour $I_g 25$ (ils sont à la limite nord du Sahel). Les bassins aux plateaux latéritiques présentent des valeurs de I_g supérieures à 10 et parfois à 25 mais elles n'ont pas de signification, comme nous l'avons dit plus haut (bassins de Niéna Dionkélé, par exemple). Pour la première courbe, la dispersion est grande, mais il existe un certain nombre de valeurs sûres de T_b : Bu3 le Koulouoko, $S = 1 010 \text{ km}^2$ $I_g = 1,5-2$ sahélien, avec une dégradation notable et surtout Bu18 la Guilla à Niarba, $S = 572 \text{ km}^2$ avec $I_g = 2,5$, Bu6 Ouagadougou I à la limite du Sahel, $S = 294 \text{ km}^2$ $I_g = 3$.

Enfin, nous avons tracé la courbe $I_g 1$ pour laquelle les bassins Sénégalais ont été d'un grand secours.

3.3. FORMULES REPRÉSENTANT LES COURBES $T_b = f(S)$

Nous avons repris la même formule générale que pour le Sahel, soit : $S = a S^n + b$.

Nous n'avons pas pu conserver $n = 0,35$ comme pour le Sahel, nous avons dû adopter $n = 0,36$.

Par rapport aux courbes empiriques esquissées comme indiqué plus haut, nous nous sommes imposé de faire passer les courbes correspondant aux formules par les mêmes points : $S = 2 \text{ km}^2$ et $S = 1 000 \text{ km}^2$ en général ($S = 5 \text{ km}^2 - S = 1 000 \text{ km}^2$ pour $I_g 3$, $S = 2 \text{ km}^2$ et 300 km^2 pour $I_g 15$, $S = 2 \text{ km}^2$ et 300 km^2 pour $I_g 25$, $S = 20 \text{ km}^2$ et 500 km^2 pour $I_g 1$). L'écart est de 3 % au maximum et reste de cet ordre de grandeur pour l'ensemble des courbes empiriques que nous avons esquissées.

Aucune tentative de lissage n'a été faite pour assurer une variation progressive des paramètres a et b lorsque I_g croît de 1 à 25 m/km.

Les formules sont les suivantes, avec Tb en minutes :

$$I_g = 1 \quad T_b = 560 S^{0,36} + 400$$

$$I_g = 3 \quad T_b = 325 S^{0,36} + 315$$

$$I_g = 7 \quad T_b = 163 S^{0,36} + 142$$

$$I_g = 10 \quad T_b = 95 S^{0,36} + 80$$

$$I_g = 15 \quad T_b = 75 S^{0,36} + 55$$

$$I_g = 25 \quad T_b = 44 S^{0,36} + 28$$

À noter que les bassins très perméables, les plus classiques, correspondent bien à ces courbes en général. Pour Niéna Dionkélé et d'autres, il faudrait revoir cette étude avec les pentes des bas fonds, par manque de représentativité de l'indice I_g classique comme nous l'avons indiqué plus haut, ou ne considérer que des bassins réduits dans d'autres cas comme nous l'avons fait pour Sémé. Mais, dans le cas le plus général, il est fortement recommandé d'utiliser un « check list » permettant de corriger les valeurs obtenues par ces formules en fonction des diverses particularités des bassins et du réseau hydrographique.

3.4. COMPARAISON AVEC LES COURBES ANALOGUES ÉTABLIES EN 1965

À cette époque les courbes de Tb étaient tracées en fonction de S pour des indices de pente R1, R2, R3, R4, R5 qui correspondent aux indices de pente globaux I_g avec I_g constant pour S variable.

Les temps de base sont beaucoup plus courts, cela est normal puisque nous avons complètement éliminé l'écoulement retardé mais une réduction de 50 % et plus c'est beaucoup !

Il y a d'autres raisons ainsi les valeurs élevées du Tb de M1 Dounfing (Tb actuel = 260 mn, Tb ancien 300 mn) correspondent à un $I_g = 25$ surévalué ; en ne considérant que les zones contributrices I_g devrait s'abaisser à 15 et les valeurs de Tb sont alors acceptables.

Il y a aussi l'influence des bassins tropicaux humides qui ont des valeurs de Tb systématiquement plus longues. Enfin, pour I_g7 , on disposait en 1965 d'un bon nombre de points représentatifs (aussi dispersés que maintenant) mais pour les autres pentes l'information disponible était très faible. La courbe I_g3 avait été établie avec un mélange de points I_g3 et I_g2 . La courbe I_g15 , avec un mélange de I_g15 et I_g7 . Ceci était aggravé par le fait qu'avec les classes du relief on ne pouvait pas donner assez de précision au facteur pente. On connaissait mal les valeurs de Tb pour des bassins couvrant plus de 100 km².

En 1993, nous avons encore tracé la courbe I_g10 avec un mélange de points pour lesquels I_g variait de 4 à 12 mais on connaît beaucoup mieux les facteurs de dispersion et leur influence, comme on a pu le voir plus haut, et ceci permet un tracé beaucoup plus sûr. Nous ne prétendons pas que les formules présentées correspondent à des tracés définitifs, mais nous sommes sûrs qu'il y a un très net progrès par rapport aux tracés anciens, surtout pour $S > 50$ km² et les faibles pentes.

3.5. ÉTUDE SOMMAIRE DES VARIATIONS DE Tb SUR UN MÊME BASSIN DE L'AMONT VERS L'AVAL

Nous avons exposé plus haut l'inconvénient d'étudier l'influence de S sur Tb à I_g constant. Nous avons essayé, à partir des données de quelques grands bassins, de suivre les variations de Tb de l'amont vers l'aval. Nous avons vu plus haut comment la pente variait de l'amont vers l'aval et que nous avons dû faire un choix pour que le bas-

TABLEAU III
Valeurs de Tb (en mn) pour S = 10 et 100 km²

Valeur de I_g	Etude	S 10 km ²	S 100 km ²
I _g 25 (R5)	1965	210	490
	1993	150	300
I _g 15 (R4)	1965	423	1090
	1993	227	450
I _g 7 (R3)	1965	647	2020
	1993	515	1000
I _g 3 (R2)	1965	1966	3600
	1993	1059	2020

sin de tête soit bien représentatif en le prenant au besoin sur un autre grand bassin analogue comme nous avons dû le faire pour la Tsanaga. En plus, nous avons dû majorer Tb dans le cas de bassin à réseau hydrographique radial à partir de Igcor lorsque la pente latérale était relativement importante (cas de Bu14 Binndé).

Enfin, pour que tout soit comparable nous avons dû majorer les valeurs de Tb des bassins proches de la limite septentrionale du Sahel, sauf pour le Tamgak (désert) donné à titre d'exemple. Ainsi tous correspondent à peu près à la hauteur de précipitation annuelle 1 000 mm.

Nous avons ainsi abouti aux résultats du tableau IV.

En considérant les bassins avec Ig variable tels qu'ils sont en réalité, on obtient des courbes beaucoup plus dressées. Avec le même type de formule $Tb = a S^n + b$, il n'a pas été possible de prendre n inférieur à 0,6. Ces formules seraient les suivantes :

Boulsa	$Tb = 90 S^{0.6} + 260$
Manga	$Tb = 77 S^{0.6} + 40$
Bam Bam	$Tb = 37 S^{0.6} + 25$
Tamgak	$Tb = 11.6 S^{0.6} + 10$
Bade	$Tb = 120 S^{0.6} + 40$

Il y a assez peu de dégradation hydrographique sinon n serait encore plus élevé. Au lieu de partir de 1 000 km² pour les courbes à Ig constant, on aurait pu partir de 20 km², mais ce ne serait pas réaliste non plus puisque, pour S = 1 000 km², on aboutissait à Ig = 16 ou Ig = 50, ce qui n'existe pas ou est très rare dans la zone intéressée pour Ig = 16 (monts Allantika ?).

Évidemment, les courbes varient avec la géomorphologie du bassin. Celle du Tamgak correspond à une véritable montagne. Celle du Bam Bam à une zone de relief accidentée pour cette partie de l'Afrique, mais c'est à peine plus que les collines. Dès que l'on aborde la plaine, il peut y avoir de très grandes différences d'un bassin à un autre, entre Badé et Manga on trouve, pour S = 500 km², Tb = 8 000 et Tb = 3 200 mm.

Il serait imprudent de donner des courbes types : par exemple pour plaines très plates, plaines, collines et montagnes. Il faudrait d'abord trouver des courbes moyennes pour chaque catégorie ; nous n'avons pu donner ici qu'un aperçu et encore certaines courbes telles que celle de Badé ne sont données qu'à titre indicatif. À notre vif regret, nous n'avons pu donner de courbe type Tsanaga, on devine seulement qu'elle serait située un peu au-dessus de celle de Tamgak avec une forme semblable et en arrêtant les valeurs de S à 570 km², car au-delà il y a, dans ce cas particulier, une forte dégradation qui fausse tout.

3.6. CONCLUSIONS PRATIQUES POUR LA PRÉDÉTERMINATION DE Tb

Connaissant mieux l'extension des très fortes averses, nous avons pu effectuer l'étude de Tb jusqu'à 1 000 km² ; c'est d'autant plus intéressant, qu'en fait, on peut utiliser l'hydrogramme unitaire pour des superficies

TABLEAU IV
Valeurs de Tb en fonction de S pour Ig variable et Ig constant

Bassin		S 20 km ²	S 100 km ²	S 1000 km ²	$k = \frac{Tb1000}{Tb20}$
Type BOULSA tropical sec avec Ig const. 1,5-2	Ig	5	3	1,5-2	
	Tb mn	800	1600	5900	k = 7,38
	Tb mn	1800	2600	5900	k = 3,28
Type MANGA tropical sec avec Ig const.2	Ig	10,8	5	2	
	Tb	500	1300	4900	k = 9,8
	Tb	1600	2500	4900	k = 3,06
Type BAM BAM tropical sec avec Ig const.3,8	Ig	16	8	3,8	
	Tb	240	600	2370	k = 9,88
	Tb	850	1300	2370	K = 2,79
Type TAMGAK (desert) avec Ig const.23	Ig	50	30	23	
	Tb	80	200	750	k = 38
	Tb	200	390	750	k = 75

bien supérieures à 100-200 km². Mais alors la prudence s'impose et il faut bien tenir compte des problèmes d'hétérogénéité et aussi de la nature du chevelu hydrographique, faire un essai pour le calcul de crue décennale avec centrage de l'averse sur l'aval du bassin et ne pas hésiter à considérer un bassin réduit, soit en supprimant l'amont du bassin s'il est perméable, soit en supprimant la partie aval si le bassin comporte un pédoncule.

Nous avons vu plus haut l'importance de la dispersion par rapport à nos courbes. Il en résulte que pour la prédétermination de Tb on doit veiller tout particulièrement à bien noter les éléments suivants :

— *la longueur du tributaire principal* : vérifier si elle diffère de façon significative de la longueur du rectangle équivalent, noter les particularités du chevelu hydrographique, surtout s'il est radial à branches égales, ou fourchu, ou, au contraire, en arête de poisson déportée. La forme du bassin, compacte ou allongée, est souvent moins importante ;

— *la pente*, au sens plus général, surtout si elle est faible. Ne pas hésiter à estimer I_{gcor} lorsqu'il s'agit de petits bassins. Pour Bu14 Binndé (Burkina Faso) I_g = 6,5, mais I_{gcor} = $\frac{I_g + I_r}{2}$ est de l'ordre de 10, ce qui correspond à une différence de plus de 100 % pour Tb. Ne pas trop tenir compte, ou même de ne pas tenir compte du tout, des parties amont très perméables de certains bassins : cuirasses latéritiques ou amas de blocs granitiques ou gréseux. Tenir compte de la dégradation hydrographique moins fréquente et importante qu'au Sahel, mais il y a les bas fonds et là nous rejoignons la troisième catégorie d'éléments ;

— *La nature des lits du cours principal et de ses tributaires* : section nette ou vague dépression sans lit mineur, végétation bordant ou encombrant le lit mineur, végétation dans le lit majeur. Très souvent dans le nord de la zone tropicale sèche, entre les isohyètes 900 et 800 vers le Sahel, la nature de la végétation dans le lit et ses abords (et aussi sur les pentes) peut conduire à une réduction de Tb de l'ordre de 20 %. Les cultures dans le lit ont leur importance.

Nous avons en 1986 publié un questionnaire ou « check-list » qui avait déjà été corrigé pour l'ensemble du Sahel. On trouvera en annexe un questionnaire adapté aux régions tropicales sèches.

La connaissance du temps de base est importante pour la prédétermination de la crue décennale, il peut et même doit être, dans certains cas, remplacé par le temps de base caractéristique Tc : rapport entre le volume écoulé au cours de la crue et le débit maximum. Mais on ne doit avoir aucune illusion, sa prédétermination est au moins aussi délicate que celle du temps de base.

4. ESSAI D'ANALYSE DES VARIATIONS DU COEFFICIENT α

4.1. VALEUR CENTRALE DE α

En 1965, nous avons cru discerner une légère croissance du coefficient de pointe lorsque la surface du bassin croît. Depuis 1985, nous avons revu de très près les temps de base pour la zone sahélienne. Nous avons démontré que lorsque l'on passe d'une crue unitaire à une crue comportant plusieurs hydrogrammes unitaires, α varie peu, ce qui a facilité son analyse pour des bassins de faible surface. Nous avons poussé cette analyse jusqu'à des bassins couvrant 1 000 km² et plus. Et nous étions arrivés empiriquement à la conclusion que la valeur moyenne de ce coefficient était égale à 2,6 donc à un hydrogramme un peu plus « pointu », mais avec une pointe un peu émoussée par rapport à celle du triangle.

Nous avons ainsi déterminé 95 valeurs de α en période FSP, un peu avant la fin de la saison des pluies. Assez souvent, nous n'avons pas déterminé une valeur précise du coefficient de pointe mais un intervalle de valeurs plus ou moins large, supposé encadrer la valeur exacte (ce qui ne simplifie pas le classement d'ailleurs). Nous avons également calculé α pour le début ou le tout début de la saison des pluies. On exposera plus loin nos conclusions concernant ces valeurs DSP.

Le classement des 95 valeurs du coefficient α en tenant compte, tant bien que mal, des intervalles évoqués plus haut est le suivant :

Valeurs en dessous de	1,95	: 10
Valeurs entre	2 et 2,3	: 16
Valeurs entre	2,4 et 2,8	: 47
Valeurs entre	2,9 et 3,2	: 9
Valeurs supérieures à	3,25	: 13

Le dernier chiffre, 13, est troublant, car il tend, dans une faible mesure, à justifier notre hypothèse de 1965.

En fait, si on considère tous les bassins de superficie égalant ou dépassant 300 km², on trouve 2 seulement dans la dernière catégorie contre 3 dans la première et 5 dans la troisième (entre 2,4 et 2,8). Si, au contraire, on considère des bassins couvrant moins de 5 ou 10 km² on arrive au même résultat : il y en a dans la dernière catégorie. Ceci tend à prouver qu'a priori la croissance de la superficie n'entraîne pas *systématiquement* la croissance de α .

Pour en finir avec ce débat, nous avons analysé aussi finement que possible les causes des valeurs anormalement fortes de α pour les bassins de la dernière catégorie et des valeurs anormalement faibles de α pour la première comme on le verra plus loin, et ceci élimine définitivement toute hypothèse de croissance de α avec des superficies croissantes. Nous présentons les résultats de ces analyses qui peuvent donner quelques éléments en vue des corrections à apporter à la valeur 2,6 chaque fois que la nécessité s'en imposera.

Retenons que *la valeur la plus fréquente du coefficient α est constante quelle que soit la surface et égale à 2,6* comme au Sahel.

4.2. VARIATIONS AUTOUR DE LA VALEUR CENTRALE 2,6

4.2.1. Valeurs supérieures à 3,2

Parmi les causes les plus simples de valeurs trop fortes de α nous en citerons deux :

— un temps de base très long sur un cours d'eau très long avec, sur le parcours, un tributaire actif apportant une pointe assez forte ; la concentration des écoulements par une fourche peut amener le même résultat. Il convient donc de bien apprécier T_b par rapport aux valeurs normales ce qui impose de bien connaître les pentes ;

— une pointe très aiguë par suite du mode de calcul ou de dispositions particulières du bassin. Si on considère les débits maximaux à l'aval d'un déversoir, ils sont plus faibles qu'à l'état naturel. Si on reconstitue le débit de pointe arrivant au réservoir avec les débits déversés + les débits stockés il y a deux causes de surestimation de la pointe de crue : la pluie directe sur le réservoir avec ses rapides variations et la concentration des débits dans la cuvette presque immédiate lorsqu'elle est pleine et beaucoup plus lente à l'état naturel.

En reprenant les 13 cas mentionnés plus haut :

— bassin M8 Kobafini à Loulouni 800 km² ; toutes les parties hautes sont couvertes de cuirasses latéritiques perméables qui, comme les grès de l'Ader Douthi (Niger), doivent donner pour des averses de 100 mm un très faible ruissellement. Ceci est très net sur le premier tributaire rive droite (Farako M7, 68 km²) dont seul le tiers aval donne un assez fort ruissellement.

Si l'on remonte le réseau hydrographique de la Kobafini, on trouve d'abord une première fourche de tributaires puis beaucoup plus loin une seconde fourche. La longueur totale du principal tributaire dépasse nettement celle du rectangle équivalent. Pour les averses très fortes ou exceptionnelles observées, les têtes de bassin ruissellent peu, la fourche amont renforce un peu les débits ce qui évite de confondre l'écoulement correspondant avec un écoulement lent mais le palier que cette fourche produit est beaucoup plus bas que la pointe principale due à la fourche aval, les faibles débits progressent lentement et en définitive T_b est plutôt long avec surtout un début de décrue nettement concave. Ceci explique la valeur forte de $\alpha = 3,3$;

— le bassin Bu3, Kouloouoko (1 000 km²), présente à l'amont une disposition radiale très nette donnant lieu sur ces terrains peu perméables à une forte pointe. Mais à l'exutoire la montée est d'abord très lente, elle correspond aux apports de deux tributaires assez allongés et aux apports modestes rejoignant le bief aval du tributaire principal à faible pente, puis arrive le flot beaucoup plus puissant des apports amont responsables de la pointe principale. D'où un temps de montée très long qui allonge T_b et une courbe de montée un peu concave. On aboutit ainsi à $\alpha = 3,5$ mais ceci n'est valable que pour les très fortes crues ;

— les trois bassins Bu10, Bu11 et Bu13 : Selogen (74 km²), Boulbi (125 km²) et Gogen (30 km²) n'ont fait l'objet que d'une étude extensive. Les pentes sont très mal connues mais faibles et, comme l'a montré l'exemple de Bu14 (Binndé), on doit considérer les pentes latérales et calculer I_{gcor} .

Pour Selogen et Gogen (une courbe de niveau seulement sur le premier bassin, rien du tout sur le second) nous avions d'abord donné la pente générale de la plaine 1-2 m/km alors que le rapport indique très discrètement 3,7 pour le premier bassin et ce chiffre est vraisemblable. Les valeurs de T_b sont très courtes pour $I_g = 1-2$, mais elles seraient normales pour $I_{gcor} = 5$ ou un examen plus approfondi de la pente nous a conduit à $I_g = 3,5$ pour Bu10 et $I_g = 2$ pour Bu13. Mais le fait important est que ces trois bassins comportent chacun, à l'extrémité aval, un réservoir, ce qui conduit pour les débits *rentrant* calculés très sérieusement, à des valeurs trop fortes de la pointe : c'est très net pour Boulbi qui cumule une disposition radiale à branches inégales et une valeur de α calculée sur une crue de juillet toujours plus aiguë, d'où $\alpha = 3-3,4$. Pour Gogen et Selogen, on manque vraiment d'élément pour juger du coefficient α , sauf la présence du réservoir qui surestime la pointe naturelle, mais dans quelle mesure ?

— Bu16, *Bisstinga* (15,1 km²) : le réseau hydrographique n'indique rien de particulier mais il se trouve que les valeurs de α ont été calculées sur un assez petit bassin à partir d'un bon nombre de crues non unitaires, pour la plupart, donc avec Tb beaucoup trop long.

Mise à part une première crue en juillet, avec Tb (330 mn) et α (2,8) normaux, toutes les autres présentent des valeurs de Tb supérieures ou égales à 360 mn et des valeurs de α entre 3,2 et 3,6. Nous n'avons pas osé réduire suffisamment ces valeurs. α en réalité doit être voisin de 3 ;

— Bu17, *Louré* : 98 km² encore un réservoir !

— To8, *Hidenwou* secondaire (1,44 km²) bassin très long d'où Tb trop long (190 à 200 mn) malgré la forte pente, avec un seul tributaire secondaire certainement actif vers les 2/5 du parcours, condition idéale pour $\alpha = 3,4-3,7$.

— To11, *Koza* (19,2 km²) : bassin allongé avec deux fourches de longueur inégale. Ceci est accentué par la très forte pente conduisant à Qmax élevé pour Tb relativement long : $\alpha = 3,5$ à 4 ;

— C14, *Sanguere VI* (3,2 km²) : bassin avec une partie peu perméable à l'amont, alors que le reste du bassin perméable donnerait un hydrogramme mou, d'où une pointe forte sur Tb trop long : $\alpha = 3$ à 4.

— C15, *Sanguere VII* (86,5 km²) : cas typique d'une fourche à 3 dents avec un tributaire beaucoup plus long que les deux autres. Mais, il est difficile de juger de la valeur de Tb, étant donné la diversité des pentes sur les trois tributaires.

En tous cas, il est un fait, c'est que le troisième tributaire est si long et fourni un débit si faible que ses apports arrivent à l'exutoire vers la fin de l'hydrogramme dû aux deux autres, ce qui explique très bien la valeur très forte de $\alpha = 3,4$ à 3,9.

— Tc4 *Badé III* (72 km²) : disposition classique du réseau pour obtenir α élevé : large éventail avec une branche beaucoup plus longue $\alpha = 3,6$.

— Tc17, *Torok* (250 km²) : structure assez radiale à branches inégales $\alpha = 3,2-3,5$.

Si on étudiait la catégorie 2,8-3,2, on retrouverait des conditions comparables par exemple Hidenwou principal, To7, avec 2 tributaires très longs formant fourche : $\alpha = 3,1-3,2$. On voit que le facteur surface n'intervient pas dans tout cela, mais un bassin assez grand allongé, donc avec Tb long, a de fortes chances de comporter un tributaire actif conduisant à $\alpha = 3-3,5$. C'est ce qui a pu faire illusion autrefois, mais cependant la principale cause d'erreur était les valeurs trop élevées de Tb que nous avons adoptées (voir temps de base).

4.2.2. Valeurs inférieures à 2

Dans ce cas, au contraire, une valeur de Tb inférieure à la normale est favorable à un coefficient de pointe faible, même lorsque la crue est violente. Ce qui n'empêche pas un hydrogramme mou de correspondre à un coefficient de pointe faible. Les chevelus hydrographiques longs, en arêtes déportées, donnant lieu à des pointes de débit jamais confondues, inégales parfois, mais du même ordre de grandeur, correspondent également à des coefficients de pointes faibles. enfin, si, pour des raisons quelconques, la pointe de crue est amortie (par exemple par dégradation hydrographique) : α est faible.

Tc12, *Mazera* (316 km²), Tc13, *Barlo V* (528 km²), Tc14, *Bam Bam* (1 200 km²). Ces trois bassins présentent des têtes amont (superficie 30-50 km²) qui ruissellent bien, c'est le contraire de Loulouni d'où un écoulement assez rapide dans les lits et des temps de base relativement courts ; ce dernier point est vrai surtout pour Tc13 et Tc14, l'un avec réseau à forte tendance radiale, l'autre encore davantage. Mais, en plus ces deux bassins présentent, pour les fortes averses à peu près homogènes un hydrogramme bossu. Barlo V présente vers l'aval une première fourche en recevant sur sa gauche un affluent puissant radial avec une branche beaucoup plus longue qui, si on met à part les apports amonts de ce dernier affluent, provoque une première bosse, puis surviennent les apports de la branche principale alimentée par les bassins de Taya et Bidjir qui arrivent en même temps que les derniers apports de l'affluent principal, et la première bosse de l'hydrogramme se poursuit par une seconde pointe de débit toujours plus forte, c'est le maximum principal, la décrue est rapide. Nous sommes très loin du triangle et, pour Tc13, le coefficient de pointe n'est que de 1,6. Bien sûr, les débordements amortissent un peu la pointe mais ils ne sont pas responsables de la faible valeur de 1,6 : c'est la combinaison de 2 pointes rapprochées. A la station principale 14, l'hydrogramme ne peut guère être différent du précédent tout au moins par sa forme puisque les apports de Tc12, Mazera, arrivent à l'exutoire en même temps que ceux de la branche principale de Barlo V. Le dernier affluent RD arrive un peu avant mais cela ne change pas la forme de l'hydrogramme, pas plus que le Bagoua affluent RG dont les apports arrivent beaucoup plus tôt. On retrouve pour Tc14 $\alpha = 1,6$.

L'affluent Tc12, Mazera, est long avec un bon ruissellement à l'amont, Tb est à peine plus long que Barlo V mais pour 316 km² au lieu de 500 km². La longueur du bassin est compensée, en ce qui concerne la valeur Tb, par l'amortissement de la pointe, une structure radiale à l'amont et la rapidité relative du parcours (tendance sahé-

lienne) dans ce secteur amont qui conduit à une valeur de T_b modéré. C'est ainsi que l'on trouve une valeur de α égale à 1,8-2 un peu faible, mais beaucoup plus forte que pour les deux bassins précédents.

Bu35, *Kawara* (99,8 km²) et Bu36, *Pingolé* (112 km²) sont deux bassins à pédoncules, mais c'est sur les bassins réduits amonts à structure radiale homogène que l'on a calculé T_b , qui est donc faible, en conservant pour Q_{max10} la valeur à l'aval des pédoncules, donc une pointe amortie dans ces pédoncules qui ne reçoivent pas grand chose. Deux raisons pour trouver de faibles valeurs de α : 1,9-2,1 pour Bu35, 1,65-1,7 pour Bu36 où le pédoncule ne reçoit pas d'affluent. Si on prend α pour le bassin total on retrouve des valeurs proches de la médiane : 2,2 pour Bu35 et 2,3-2,5 pour Bu36. N'oublions pas qu'un pédoncule a deux effets contradictoires : il allonge T_b , donc rend plus probable une valeur α élevée, mais il amortit les pointes : tendance contraire.

M16 *Koutiala* (24,8 km²) : la pente longitudinale est modérée ($I_g = 5,5$) mais I_g cor est supérieur à 13, T_b vis à vis de cette dernière pente paraît un peu court d'autant plus que l'écoulement dans un lit très net est relativement rapide. L'hydrogramme est arrondi et la décrue peu concave avant la cassure de l'écoulement retardé. Le coefficient α est égal à 1,8-2.

Be2, *Lhoto à Bohm Bohm* (12 km²) : éventail à branches égales et hydrogramme assez mou : $\alpha = 1,9-2,1$.

Be8 et Be9, *Dodou à Wenou, Dodou à Gori Bounierou* : deux réseaux en arête de poisson déportée donnent des crues successives qui ne se fondent pas. Le faible coefficient de ruissellement conduit à des hydrogrammes mous sur des cours d'eau plus longs que la normale, α est faible malgré des valeurs de T_b trop longues : 1,8-2,1 pour Be8, 1,8-2 pour Be9.

C11, *Sanguere III* (1,12 km²) : bassin homogène en arête de poisson, plutôt long avec un coefficient de ruissellement très faible et un hydrogramme mou d'où $\alpha = 1,8$ à 2.

On trouve souvent ces faibles valeurs pour des hydrogrammes complexes dont les pointes successives ne se fondent pas ou des hydrogrammes mous dans leur ensemble (faible pente, faible débit) sans partie vraiment active donnant une pointe plus accentuée. (Sanguéré VI montre bien ce qui arrive lorsqu'une portion du bassin est très active). Mais nous le répétons, on ne doit pas oublier le cas d'assez grands bassins à fortes crues avec T_b relativement bref et les crues de tributaires dont les hydrogrammes se fondent en une pointe unique.

4.3. VALEUR DU COEFFICIENT DE POINTE POUR LE DÉBUT DE LA SAISON DES PLUIES DSP

Il s'agit là d'une question plus importante qu'on pourrait le croire à première vue. La crue décennale en régions tropicales sèches doit-elle être calculée en DSP ou en FSP ? Pour le Sahel, c'est très net, c'est en DSP, sauf pour certains bassins à forte capacité de rétention parmi lesquels, les bassins du Bam Bam à la limite Sud (Tc12, Tc13, Tc14, par exemple) où il était bien évident que le calcul devait être fait en FSP, le coefficient de ruissellement étant dérisoire en DSP.

Pour les régions tropicales sèches, c'est un peu moins simple, les bassins à forte ou assez forte capacité de rétention se multiplient, la preuve c'est que nous n'avons pu classer qu'un assez petit nombre en catégorie I. Les cuirasses latéritiques perméables sont beaucoup plus fréquentes et couvrent de plus grandes surfaces, il en est de même pour les grès perméables. En général, le calcul doit être fait en FSP. Il y a comme au Sahel des cas évidents. Sur les bassins perméables sénégalais les terrains sont tellement perméables que le coefficient de ruissellement DSP est pratiquement nul. Mais ce n'est pas toujours aussi net et la faible densité du couvert végétal peut favoriser dans une large mesure le ruissellement DSP. Dans le sud du Niger un des bassins étudié, Ni5, ne pourrait donner qu'une crue dérisoire en FSP. Sur des bassins très perméables de Sanguéré (Cameroun), la conjonction d'une certaine proportion de terrains perméables et d'une couverture végétale clairsemée, un peu avant la période DSP telle que nous l'avons définie, peut conduire à des crues très fortes. Les exemples les plus nets, où l'on peut douter de l'époque d'occurrence des plus fortes crues, sont ceux de l'ensemble de Niéna Dionkélé (Bu12 à Bu25). Malheureusement les échantillons pour chaque bassin, où ce problème se pose, sont très maigres (1 crue pour C16, Sanguéré VII). T_b est nettement plus court qu'en FSP mais difficile à déterminer avec un peu de précision. Si T_b est sous-estimé, α est sous-estimé aussi. Il est donc tout aussi imprécis.

En conclusion, nous ne disposons que de 6 valeurs de α DSP.

Bu5	Moro Naba	$\alpha = 2,2$	(Kr FSP Kr DSP)
Bu23	Dongbé	$\alpha = 3,5-4$	
Bu25	Ouzou	$\alpha = 3,8$	Niéna Dionkélé
Bu29	Dongo	$\alpha = 2,8-3,3$	
To5	Nadjoundi	$\alpha = 3,2$	
Ni6	Kote Kote Nord	$\alpha = 3 ?$	

Mais si Tb devient très faible même sans sous estimation, α est faible ; c'est le cas du Moro Naba où Tb DSP = 420 mm, FSP = 780 mm, α FSP = 2,6-2,8.

En général, on peut compter sur une moyenne voisine de 3, mais on peut trouver beaucoup plus. De toute façon, pour la même valeur du volume ruisselé, Qmax correspondant est beaucoup plus élevé qu'en FSP que ce soit dû à une faible valeur de Tb ou à une forte valeur de α . Si Kr100, par exemple, est beaucoup plus faible en DSP qu'en FSP, il n'y a pas lieu de considérer la situation en DSP. Mais si ce n'est pas le cas et si on est amené à prendre en considération les toutes premières crues : (Sanguéré VII, C19), on est extrêmement gêné, car dans ce cas particulier on connaît mal l'unique crue DSP, de période de retour certainement inférieure à 10 ans, mais on est, en outre, incapable de préciser la fréquence de cette crue. Heureusement que c'est peut-être le seul cas.

4.4. CONCLUSIONS PRATIQUES POUR LA PRÉDÉTERMINATION DU COEFFICIENT α

Si on met de côté les bassins assez rares, où les plus fortes crues peuvent se produire en début de saison des pluies, le problème peut paraître simple : une valeur constante, mais l'intervalle est assez large : 2,4-2,8 pour 50 % des données et la proportion d'exceptions est large. Nous avons donné quelques indications permettant de retrouver les valeurs anormalement fortes ou faibles, beaucoup sont liées à la structure du réseau hydrographique, quelquefois combiné avec l'hétérogénéité de l'infiltrabilité sur le bassin. Mais la prudence s'impose.

Prenons l'exemple d'un réseau en éventail (radial) à trois branches : si les branches sont égales et le bassin homogène, Tb est beaucoup plus court que la normale (coefficient de réduction 20 à 50 %) et α est normal. Si une des trois branches est beaucoup plus longue que les deux autres et que sa partie amont est bien active, Tb pourra être normal mais c'est α qui sera majoré de 20 % à 60 %, (100 % dans les cas vraiment extrêmes). Si la partie amont n'est pas active, ses apports seront perdus dans l'écoulement retardé et on revient à un éventail à 3 branches égales.

5. ANALYSE DES VARIATIONS DU TEMPS CARACTÉRISTIQUE DE BASE Tc

5.1. FORMULE D'IBIZA

Ibiza (1987) a donné deux formules pour le calcul de Tc en minutes à partir de $\frac{DG}{S}$ et du paramètre Clima, soit :

Pour le Sahel :

$$\frac{1}{T_c} = 0,0013 \left(\frac{DG}{S} \right)^{0,64} \text{Clima}^{-0,70}$$

$$0,15 < \text{Clima} < 0,45$$

Pour les zones tropicales sèches et humides

$$\frac{1}{T_c} = 0,0016 \left(\frac{DG}{S} \right)^{0,70} \text{Clima}^{-0,16}$$

$$0,45 < \text{Clima} < 0,85$$

DG, en m, est la dénivelée utile : différence entre les altitudes correspondant à 5 % et 95 % de la surface totale du bassin.

S, en km², est la surface du bassin.

Clima qui représente en fait la densité du couvert végétal naturel est égal au rapport $\frac{\text{Pannuelle}}{\text{ETP}}$, ETP étant l'évapotranspiration potentielle ou, plus simplement, l'évaporation annuelle sur bac Orstom. On en trouve des quantités d'exemples dans le recueil de Dubreuil *et al.* (1972).

Nous ne pourrions pas tenter d'améliorer l'efficacité de ces formules car :

1 — nous ne disposons pas sur les 130 bassins étudiés des valeurs de Clima assez précises pour pouvoir faire mieux que n'a fait Ibiza d'autant plus que, souvent, si la couverture végétale réelle a un certain rapport avec la couverture naturelle, il est des cas où le genre de culture conduit à des conditions très différentes ;

2 — nous sommes liés dans notre analyse des bassins à une approche avec I_g constant ; en première approximation : $I_g = \frac{DG}{L}$ (L = longueur du rectangle équivalent) donc avec DG variable avec la surface du bassin dans des conditions correspondant à la géomorphologie du bassin.

Donc nous procéderons à une analyse par voie empirique qui confirmera d'ailleurs toutes les conclusions d'Ibiza quant à l'importance du rôle des divers facteurs.

5.2. DÉTERMINATION DES VALEURS DE T_c SUR LES DIVERS BASSINS RÉVISÉS

Nous avons révisés les rapports de 130 bassins en zone tropicale sèche, mais T_c n'a été déterminé que pour 70 cas. Nous n'avons pas cherché à le faire pour un bon nombre de bassins dont nous connaissions trop mal l'hydrogramme. Avec un seul hydrogramme de forte crue on peut assez souvent donner un ordre de grandeur de T_b , mais pour T_c c'est plus risqué, il faut considérer un certain nombre de cas. Par contre, pour certaines stations du réseau, avec une lecture par jour plus celle du maximum, il était possible d'estimer V_e donc T_c mais pas T_b .

Pour la Koba M3 par exemple, nous avons, en définitive, déterminé T_b par la somme du temps de montée et de la durée de la décrue ; puisque les hydrogrammes de plusieurs crues se succédaient, nous aurions été bien incapables de déterminer V_e avec une précision suffisante pour en déduire T_c et il y a quelques cas de ce genre. Il y a aussi des stations du réseau pour lesquelles nous ne pouvions indiquer que le débit de crue décennale et les caractéristiques physiques du bassin. Enfin, pour les petits bassins à la limite du Sahel, lors de l'étude des crues dans cette région, nous n'avons pas étudié T_c , nous ne l'avons déterminé dans la présente étude que pour les cas les plus intéressants. Tout ceci explique le nombre modeste de valeurs disponibles.

Dans de très rares cas, nous avons pris directement la valeur médiane. En général, nous avons éliminé les valeurs aberrantes, mais cette élimination n'était faite que si la raison de cette valeur anormale était connue : répartition spatiale ou temporelle de la pluie nettement anormale (mais nous avons souvent conservé les valeurs correspondant à des averses centrées vers l'aval, surtout les grès). Il reste un petit groupe de valeurs dont nous prenons la médiane. Dans le cas de bassins perméables ou très perméables, ce sont, au contraire, les valeurs les plus faibles que nous avons pris ; en général, elles correspondent aux plus fortes crues ; ceci est indispensable lorsque la période d'observations a été déficitaire, les valeurs de T_c de la plupart des hydrogrammes mous dont on dispose sont inutilisables pour les fortes crues de période de retour 5 à 20 ans. Il est à noter que pour certains bassins couvrant des superficies de plus de 150-200 km² T_c est instable, comme l'est d'ailleurs le coefficient α .

5.3. TRACÉ DES COURBES $T_c = F(S, I_g)$

Pour les facteurs conditionnels de T_c , on se reportera à ce qui a été exposé pour T_b avec cette nuance que la structure du réseau hydrographique n'intervient pas tout à fait de la même façon et que toute disposition du bassin qui amortit la pointe de crue tend à majorer T_c . N'oublions pas que T_c est en rapport à la fois avec T_b et avec α .

Par exemple, un réseau hydrographique en éventail conduira à une réduction de T_c par rapport aux valeurs les plus fréquentes, même s'il y a un tributaire plus long que les autres. Par contre, un tributaire *puissant* plus court précédant les apports principaux pourra majorer T_c puisqu'il réduit le coefficient α .

L'influence du couvert végétal et de la nature du lit sont à peu près les mêmes que pour T_b . Du nord au sud, le paramètre Clima de Ibiza varie de 0,35-0,40 à 0,65. Clima^{0,16} varie de 0,85 à 0,93. Nous n'en avons tenu compte que de façon qualitative, T_c est un peu plus faible pour le sud du Sahel que pour le centre de la zone tropicale sèche, l'écart dépasse rarement 10 % mais par contre l'ensemble morphologie du lit et végétation dans le lit joue un rôle plus important (voir comparaison Bam-Bam-Kobafini pour T_b).

Nous n'insisterons pas beaucoup ici sur les points aberrants par rapport aux courbes moyennes, on retrouverait les mêmes facteurs que pour T_b et α . Mais la position de ces points par rapport à la courbe moyenne n'est pas obligatoirement la même que pour les cas de T_b . Par exemple, le point T_c14 ($I_g = 3,4$ I_{gcor} ?) : le Bam-Bam est nettement au-dessus de la courbe T_c I_g7 alors qu'elle est nettement au-dessous pour T_b . Ceci est dû à la très faible valeur de α (réseau radial avec branche courte active et amortissement par les lits majeurs). Par contre, le point M8 ($I_g = 5-6$), Kobafini, est en dessous de la même courbe alors qu'elle était nettement au-dessus dans le cas de T_b .

Ce qui est assez remarquable, c'est la position des points $To10$ ($I_g = 11,9$), Lac Elia, et $Bu14$ ($I_g = 6,3$ $I_{gcor} = 11$), Binndé, par rapport à la courbe T_c I_g10 . Le premier est bien au-dessus (majoration 100-120 %), le second est nettement en dessous (réduction 40 %) : $To10$ n'a pas de lit mineur marqué alors que $Bu14$ a des lits très nets où l'écoulement est rapide.

Nous avons tracé la courbe $I_g = 1$ dont la position est très approximative, mais son tracé est bien utile car il passe au milieu des points représentatifs des grès du Mali et de l'ensemble de Niéna Dionkélé ($Bu21$ à $Bu28$), ce qui

tend à indiquer que l'indice de pente à prendre en considération ici n'est pas la valeur de I_{gcor} , qui prend surtout en compte le relief dû aux rebords des plateaux latéritiques (qui n'interviennent pas dans le ruissellement), mais celle du lit des tributaires qui est très faible : 1 à 2 m/km et parfois moins, même en se tenant en amont des bas-fonds inondables.

Il y a enfin un point très aberrant pour T_c , comme pour T_b : M3 ($I_g = 5$), la Koba où pour les fortes averses les apports de l'amont non négligeables arrivent très tard, d'où une valeur beaucoup trop forte pour T_b et même pour T_c . Dans des cas tels que celui-ci, il y aurait intérêt, dans la pratique, à ne considérer qu'un bassin réduit, car prédéterminer T_c , pour le bassin global, c'est un peu l'aventure.

De façon générale, la dispersion est au moins aussi forte que pour T_b et souvent plus forte (ce qui est bien dommage) et ceci d'autant plus que T_c est très sensible à I_g pour les valeurs inférieures à 10 m/km et surtout inférieures à 5 m/km. Il faudrait pour les bassins à assez faible écoulement ne considérer que les parties vraiment actives des bassins ; c'est moins gênant lorsque la topographie générale du bassin correspond à peu près à des plaines comme sur les bassins perméables de Casamance où les sables de Kelo (Badé) au Tchad.

5.4. FORMULES REPRÉSENTANT LES COURBES $T_c = f(S)$

Comme il s'agit d'un temps de parcours, on reprendra la même formule générale : $T_c = a S^n + b$, avec $n = 0,36$. Pour T_c on serait presque obligé de prendre $n = 0,37$. Comme l'a déjà indiqué Ibiza (1987), T_c est très sensible à S sauf lorsque I_g dépasse 10 m/km. Pour $I_g = 25$ m/km l'hydrogramme varie peu, il reste à peu près aussi « pointu » lorsque S croît.

Les formules sont les suivantes avec T_c en minutes :

$I_g = 1$ m/km	$T_c = 280 S^{0,36} + 170$	à titre tout à fait indicatif
$I_g = 3$ m/km	$T_c = 155 S^{0,36} + 140$	
$I_g = 5$ m/km	$T_c = 105 S^{0,36} + 125$	
$I_g = 7$ m/km	$T_c = 70 S^{0,36} + 100$	
$I_g = 10$ m/km	$T_c = 35 S^{0,36} + 50$	
$I_g = 15$ m/km	$T_c = 28 S^{0,36} + 16$	
$I_g = 25$ m/km	$T_c = 25 S^{0,36} + 10$	

5.5. COMPARAISON AVEC LES FORMULES DONNÉES PAR IBIZA (1987)

L'approche est différente et ceci rendrait assez complexe les comparaisons directes des formules. La prise en compte de I_g (DG) ou de S est différente, mais on peut comparer les résultats que donnent les formules pour des bassins observés.

L'exemple qui correspond aux plus fortes crues avec malheureusement peu de données est donné par C17 Tsanaga à Minglia, avec $S = 575$ m² et $I_g = 8,7$, Pannuelle : 90 mm ; Clima = 0,39, $T_c = 465$ mn ; avec nos formules pour $I_g = 10$, $T_c = 395$, pour $I_g = 7$, $T_c = 790$ mn. Compte tenu du fait qu'entre $I_g 7$ et $I_g 10$ les variations de T_c ne sont pas linéaires, il faudrait majorer T_c de 100 mm pour $I_g = 8,7$, d'où $T_c = 490$. Après correction pour couverture végétale Sud Sahel, $T_c = 440$ (410-470). On retrouve bien la même valeur qu'Ibiza. En réalité, pour la crue exceptionnelle observée, $Q_{max} = 768$ m³, T_c est égal à 239 mm donc beaucoup moins, mais :

1) La crue décennale est de 590 m³/s et la crue exceptionnelle observée, beaucoup plus forte, doit avoir un hydrogramme beaucoup plus aigu que la crue décennale ;

2) l'organisation du réseau hydrographique correspond sensiblement à une fourche à bras inégaux dont une branche plus longue, d'où une réduction supplémentaire de T_c de 20 à 30 % : à elle seule elle ramène T_c de 410-470 à 290-330 mm.

Pour une crue avec P_m décennal égal à $105 \times 0,664 = 69,7$ mm au lieu de 83 mm observé et compte tenu de la grande netteté du lit, il serait tout à fait vraisemblable de trouver en définitive $T_c = 239$ mn en partant de 290-330.

Nous donnons deux autres exemples :

3) Bel Lhoto à Moumoudji : $S = 45$, $I_g = 20$ Clima = 0,67. La pente pose des problèmes. Si on élimine les plus hauts reliefs, granites en boules qui n'apportent presque rien, $I_g = 7,8$ m/km ; admettons 7,5, DG = (70).

La formule Ibiza conduit à $\frac{DG}{S} = 1,556$

$$\frac{1}{T_c} = \frac{0,0016 \times 1,363}{0,94} = 0,0023 \quad T_c = 435 \text{ mn}$$

Avec notre formule, pour $I_g = 7$ m/km centre de la zone tropicale sèche, $T_c = 70 S^{0,36} + 100 = 276 + 100 = 376$ mn.

Il faut réduire T_c de moins de 10 % pour passer de $I_g = 7$ à $I_g = 7,5$ et majorer T_c de 5 % environ pour tenir compte de la couverture végétale (Moumoudji est au sud de la zone tropicale sèche) : notre chiffre de 376 est plus fort, 360 serait peut être plus correct. La valeur réelle de T_c , déterminée sur le bassin, est 300-370 mn. Compte tenu de la précision avec laquelle on détermine T_c , on reste bien dans les mêmes ordres de grandeur. Rien que l'intervalle 300-370 donne une idée de la précision sur laquelle on peut compter pour la détermination de ce temps caractéristique sur un bassin. Alors, pour la prédétermination, il ne serait pas réaliste d'espérer mieux. Notre valeur de 360 dans l'intervalle ne doit pas faire illusion ;

4) M10, Kambo aval, $S = 10 \text{ km}^2$, Clima = 0,67, la pente pose moins de problèmes : I_g a été estimé à 2,84 m/km, nous sommes d'accord, $DG = 20$ m.

$$\text{La formule Ibiza conduit à : } \frac{DG}{S} = 0,2 \quad \frac{1}{T_c} = \frac{0,0016 \times 1,625}{0,94} = 0,00277 \quad T_c = 361 \text{ mn.}$$

Avec notre formule, pour $I_g = 3$ m/km. centre de la zone tropicale sèche : $T_c = 155 S^{0,36} + 140 = 362 + 140 = 502$.

Pour le sud de la zone tropicale sèche : $T_c = 520$ mn. La valeur de T_c , déterminée sur le bassin est de 480-540 mn.

Là encore, si la seconde formule donne un bon résultat, c'est tout simplement parce que, comme dans le cas précédent, ce point a été choisi pour tracer la courbe $I_g = 3$. Ce qui est très réconfortant, c'est que la formule Ibiza donnerait une valeur forte dans le cas précédent, trop faible dans celui-ci. Il n'y a donc pas surestimation ou sous estimation systématique.

5.6. CONCLUSION PRATIQUE POUR LA PRÉDÉTERMINATION DE T_c

Il n'est pas très facile de dire si nos formules conduisent à moins de risque d'erreur que celle de 1988. Il semble cependant que, restant dans une seule grande zone climatique, le fait de ne prendre en compte la couverture végétale que par une seule correction empirique n'introduit pas d'erreur supplémentaire, et que l'établissement des formules sur un plus grand échantillon statistique, et en tenant compte des facteurs secondaires, donne pour nos formules *un peu plus de sécurité*. On doit ajouter, pour T_c , qu'il faut être particulièrement vigilant aux cas de dégradation hydrographique, moins nette et moins fréquente qu'au Sahel. Nos formules ne supportent qu'un degré de dégradation peu élevé (plus que la Tsanaga à Minglia ou qu'à Binndé). Une forte dégradation conduirait à des valeurs de T_c beaucoup plus élevées que les chiffres donnés par la formule d'Ibiza (1987) ou les nôtres, donc des valeurs de débits de crues beaucoup plus faibles que nos estimations.

6. CONCLUSION

Cet article met un terme à une étude générale des fortes crues des bassins couvrant moins de 2 000 km² en Afrique occidentale et dans une petite partie de l'Afrique centrale. Cette étude a été entreprise en 1985 et a intéressé le Sahel, les régions tropicales sèches, l'ensemble du Togo et du Bénin. Nous ne l'avons pas systématiquement étendue aux régions tropicales humides pour deux raisons :

1 — l'influence des précipitations antérieures devient généralement très importante, parfois plus que la hauteur d'averse responsable de la crue. Dire qu'en première approximation la crue décennale est produite par l'averse décennale, ce n'est pas sérieux dans bien des cas. Heureusement que l'Orstom a étudié la plupart des bassins de cette zone en années humides ce qui a simplifié les estimations mais a pu conduire à des valeurs surestimées de $Q_{\max 10}$;

2 — toute la zone forestière a fait l'objet d'études approfondies relativement récentes qui ont été conclues par un rapport final de A. Casenave *et al.* (1982). Il a permis au CIEH d'élaborer une note de calcul (D. Cadot et C. Puech 1982).

Le présent article comme ceux concernant le Sahel ont conduit à la révision de ce qu'on appelle la méthode Rodier-Auvray (1965) qui n'est qu'une simple méthode analytique utilisant l'hydrogramme unitaire. Les principes

de cette méthode n'ont pas et ne devraient pas changer. On a simplement introduit un peu plus de souplesse dans son application et plus de rigueur dans la prédétermination des divers paramètres.

Cette méthodologie comporte les opérations suivantes :

- 1) détermination de la hauteur de pluie décennale ponctuelle Pp 10 ;
- 2) détermination de la hauteur moyenne de fréquence décennale sur le bassin Pm 10 ;
- 3) détermination du coefficient de ruissellement correspondant Kr 10 ;
- 4) détermination du temps de base Tb ;
- 5) détermination du coefficient de pointe α ;
- 6) majoration pour tenir compte du débit de base Q_{B10} .

Chaque opération doit être effectuée en corrigeant s'il le faut les chiffres donnés par les équations et courbes à l'aide du questionnaire (check list en annexe). On peut représenter l'ensemble de ces opérations par la formule

$$Q_{\max 10} = \frac{P_{m10} \times K_{r10}}{T_b} \times \alpha + Q_{B10}$$

Nous n'aimons pas beaucoup cette formule car elle laisse à penser que l'application d'une simple relation sans aucune réflexion sur les divers paramètres donne immédiatement la solution.

Ce qui est nouveau, c'est que :

— pour 1) on dispose maintenant des cartes du CIEH donnant Pp 10 (mis à part quelques zones bien localisées) ;

— pour 2) on dispose depuis 1974 et jusqu'à nouvel ordre du diagramme de Vuillaume donnant $k = \frac{P_{m10}}{P_{p10}}$;

— pour 3) la détermination de la fonction de production est beaucoup plus sûre qu'en 1965. Les courbes $K_r = f(S, I_g)$ ont été revues pour Pp 10 = 100 mm et Pp 10 = 70 mm. Pour plus de commodité elles ont été assimilées à des hyperboles d'équation $K_r = \frac{a}{S + b} + c$. On peut calculer Kr 10 en interpolant entre les courbes Kr 70 mm

et Kr 100 mm ou utiliser directement nos nouvelles courbes Kr 10 ce qui est moins rigoureux ;

— pour 4 et 5) (fonction de transfert) en ce qui concerne Tb les courbes révisées sont également beaucoup plus sûres que celles de 1965. Elles sont représentées pour I_g constant par des équations : $T_b = aS^n + b$, $n = 0,36$ en régime tropical sec. En ce qui concerne le coefficient de pointe il est en principe constant quelle que soit la surface et égal à 2,6 ;

— pour 6) nous donnons les résultats principaux de l'étude effectuée pour les régions tropicales sèches : dans le cas général $Q_{B10}/Q_{\max 10} = 5\%$ pour certaines régions très perméables sans résurgences visibles $Q_{B10}/Q_{\max 10} = 8\%$;

— pour Pannuel > 1 200 mm, bas-fonds inondés, résurgences notables $Q_{B10}/Q_{\max 10} = 15\%$ (parfois plus).

Toute cette méthodologie, moyennant certaines précautions, peut être appliquée à des bassins atteignant 500 km² et même jusqu'à 2 000 km². Mais il faut être très vigilant surtout sur les problèmes d'homogénéité et comparer pour les plus grands bassins $Q_{\max 10}$ obtenu avec le calcul sur 2 000 km² avec $Q_{\max 10}$ calculé sur les 500 ou 1 000 km² les plus perméables ou situés à l'aval.

Mais toutes nos courbes ne sont que des courbes moyennes, la valeur constante 2,6 du coefficient de pointe n'est qu'une valeur centrale. Les relations ne sont valables que si tous les facteurs conditionnels pouvant intervenir présentent des valeurs voisines des plus fréquentes (pour tant qu'on puisse les quantifier) et si I_g (ou I_{gcor}) est bien représentatif des conditions de pente intervenant dans la genèse du ruissellement. La dispersion autour de ces courbes est grande. Le choix plus ou moins judicieux des tracés n'entre pas en ligne de compte pour expliquer cette dispersion, pas plus que l'influence de l'imprécision des mesures. Ces écarts résultent tous du très grand nombre de facteurs conditionnels qui n'ont pas pu être pris en compte dans nos formules. À dessein, nous avons beaucoup insisté sur un bon nombre de cas qui à première vue paraîtraient aberrants. La complexité du bassin versant n'est pas un vain mot même pour des régimes relativement simples.

Ceci permet de penser qu'il sera bien difficile d'améliorer les résultats de la prédétermination des débits de crues par l'emploi de nouvelles technologies à moins de multiplier sérieusement le nombre de paramètres et de bien les choisir. L'application aveugle de nos formules, comme de toute autre formule d'ailleurs, pourrait conduire à des résultats catastrophiques. Mais si on ajoute un sérieux examen du bassin et l'emploi d'un questionnaire (check list) tel que celui présenté en annexe on peut effectuer des corrections sérieuses ce qui donne beaucoup plus de sécurité. La mise à jour ultérieure du questionnaire pourrait conduire à de sérieux progrès.

Manuscrit accepté par le comité de rédaction le 26 août 1994

LISTE DES VARIABLES

Pp10	= hauteur ponctuelle de précipitation décennale	en mm
Pm10	= hauteur moyenne de précipitation décennale	en mm
Pan	= hauteur de pluie annuelle	en mm
Qmax10	= débit maximum decennal	en m ³ /s
Qmaxr	= débit maximum ruisselé	en m ³ /s
Qr	= débit moyen de ruissellement	en m ³ /s
Vr	= volume ruisselé	en m ³
Tc	= temps caractéristique de base ($Tc = Vr/Qmaxr \times 60$)	en mm
α	= coefficient de pointe ($\alpha = Qmaxr/Qr$)	
Kr 70 mm	= coefficient de ruissellement pour une pluie journalière de 70mm	en %
Kr 100 mm	= coefficient de ruissellement pour une pluie journalière de 100mm	en %
Kr 10	= coefficient de ruissellement decennal	en %
S	= surface du bassin	en km ²
Ic	= indice de compacité ($Ic = 0,28P/\sqrt{S}$, P=périmètre)	en km
Ig	= indice de pente de Dubreuil ($Ig = Dm/Lc_{km}$)	en m/km
Igcor	= indice de pente corrigé en fonction de la moyenne I_T des pentes transversales ($Igcor = (I_T + Ig)/2$)	en m/km
Le	= longueur du rectangle équivalent	en km
L	= longueur du plus grand tributaire actif	en km

BIBLIOGRAPHIE

- ALBERGEL (J.), DA COSTA (H.), PEPIN (Y.), 1992 — *Régionalisation des paramètres hydrologiques à prendre en considération pour l'aménagement d'un bas-fonds rizicole dans l'estuaire de la Casamance (Sénégal)*. 8^e journée hydrologique de Montpellier. 15 p, Orstom Montpellier.
- ALBERGEL (J.), LAMACHERE (J.M.), LAMAGAT (J.P.), 1993 — Mise en valeur agricole des bas-fonds du Sahel : typologie, fonctionnement hydrologique, potentialités agricoles. Rapport final d'un projet Coraf-R35, 335 p., *multigr.*
- CADIER (E.), 1991 — *Hydrologie des petits bassins du Nordeste brésilien semi-aride*. Thèse, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier. 321 p, + annexes.
- CADOT (D.), PUECH (C.), 1982 — Note de calcul des crues décennales des petits bassins forestiers en Afrique tropicale. *CIEH Série Hydrol, Multigraph* : Ouagadougou, 14 p, + annexes.
- CASENAVE (A.), 1978 — Étude hydrologique des bassins de Sanguéré. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* Vol.XV, n° 1 et 2, Paris, 209 p.
- CASENAVE (A.), GUIGUEN (N.), SIMON (J.M.), 1982 — Étude des crues décennales des petits bassins versants forestiers en Afrique tropicale. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.*, Vol. XIX, n° 4 : 229-251.
- CHEVALLIER (P.), CLAUDE (J.), POUYAUD (B.) et BERNARD (A.), 1985. — Pluies et crues au Sahel — Hydrologie de la mare d'Oursi (1976-1980). *Trav. et doc. Orstom*, n° 190, 252 p, Paris.
- CHEVALLIER (P.), 1988 — *Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en Savane humide Booro Borotou (Côte-d'Ivoire)*. Thèse, Univ. des Sciences et Techniques du languedoc, Montpellier, 306 p. + annexes.
- DUBREUIL (P.), 1965 — Contribution à l'étude d'implantation de bassins représentatifs et expérimentaux. *Publication AISH*, n° 66 : 54-63, Budapest.
- DUBREUIL (P.), CHAPERON (P.), GUISCAFRE (J.) et HERBAUD (J.), 1972 — Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux de l'Orstom. Années 1951-1969, Orstom. Paris, 916 p., *multigr.*
- IBIZA (D.), 1987 — Transfert de surface : étude systématique du temps caractéristique (temps de concentration) sur des bassins en zone intertropicale de 2 à 2 000 km². *Hydrol. continent.* 2(2) : 101-115. Paris.
- NOUVELOT (J.F.), 1993 — Prédétermination des crues de fréquence décennale dans les régions Sahéliennes et tropicales sèches.
- OLIVRY (J.C.), 1986 — Fleuves et rivières du Cameroun. *Collection Monographies hydrol.[cf1] Orstom, Paris*, 733 p.
- RODIER (J.A.), AUVRAY (C.), 1965 — Estimation des débits de crues décennales pour les petits bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique occidentale. CIEH, Orstom, 30 p., Paris.
- RODIER (J.A.), 1986 — Caractéristiques des crues des petits bassins versants représentatifs au Sahel. *Cah. Orstom, Sér. Hydrol.* vol. XXI, n° 2, 25 p. + annexes.
- RODIER (J.A.), 1992 — Du simulateur de pluies aux bassins représentatifs sahéliens. *Études et Thèses Orstom*, 43 p. + annexes.
- RODIER (J.A.), 1993 — Paramètres caractéristiques des fortes crues dans les régions tropicales sèches. Première partie. Coefficient de ruissellement. *Hydrol. continent.* 8, n° 2 : 139-156.
- VUILLAUME (G.), 1974 — L'abattement des préparations journalières en Afrique intertropicale. Variabilité et précision de calcul. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.*, vol. XI, n° 3 : 205-240.

ANNEXE 1

Paramètres caractéristiques des crues en régions tropicales sèches pour 54 bassins sélectionnés parmi les 130 étudiés

SENEGAL

Bassin Pan mm	S km ²	Ig m/km	Tm mn	Tb mn	Qmax/Or Tc mn	Kr 70mm %	Kr100mm Kr10 %	Pp10 Pm10 mm	Qmax10 m ³ /s	Indice perm.
Thysee K.Ndiarguenes Pan 850 S2 1988	0,90	7	15-25	95-110	2-2,5 67-75	12	12 12,6	125 125	(5)	P
Mar.de Baila Koulimba à Toukara Pan1200 S4 1978-1982	324	(1)	480- 720	4200 5000		0,9- 1,3	1-1,7 1,5-2	134 111	5-7	TP
Mar.de Bigno- na Sindian Pan 1350 S8 1970	11,9	2	120- 180	960- 1100	(2,5)	9,5	10 10,4	138 120	7	P
Mar.de Bigno- Sandougou Pan 1370 S9 1970	84,7	(1)	540- 600	2700	2,5 1300- 1500	5,5	6,2 7	139 111	11	P
Casamance Khorine à Madina Omar Pan 1300 S12 1975	385	(1)			Tc:2500		Kr10: ((12))	140 101	30-40	P(1)
Gambie Sima à Santhia-Goun- dara Pan 1145 S14 1975	495	(1-2)			Tc:2830		Kr10: ((10,4))	154 108	25-40	P
Le Brusq Pan 1550 S17 1990	2,56	((10))	25-35	100- 150	2,2 80-100	8-9	((10)) ((12))	152 144	9	P(1)

MALI

Barraro à Tenaya M4 Pan 1150 1968	39	5-8	150- 210	1000- 1500	2,5-3 460-650	20	22 22,4	112 92,6	35-40	RI
Farako tot.à Banankoro M7 Pan 1250 1959	68	9,4	70-80	580- 650	2,8	9,2	10 10,5	125 99,4	(49) (1)	P
Kambo Amont M9 Pan 1250 1990	4,7	4	120 ?	(600)	2,5 370	(8-10)	(8,5- 10,5) 11	123 114	(3,5)	P
Semé II M13 Pan 1050 1991	5,3	9,65	60-90	140- 200		10	11 11,1	107 97,6	12-20	P

Koutiala M16 Pan 950 1991	24,8	5,5	80-100	240 300	1,8 2	17,5	18 18	99 82	45-55	= P
---------------------------------	------	-----	--------	------------	----------	------	----------	----------	-------	--------

(1) Très peu peuplé, très cultivé

BURKINA FASO

Bassin Pan mm	S km ²	Ig m/km	Tm mm	Tb mm	Qmax/Qr Tc mm	Kr 70mm %	Kr100mm Kr 10 %	Pp10 Pm10 mm	Qmax10 m ³ /s	Indice perm.
Pogoraya trop sec Bu2 Pan 690 1960	84,7	3,3 (1)	325	1000	3 350	17,5	22 21,4	95,4 51,5	67	RI
Kamboense FSP Bu8 Pan 825 1962	137	2	480- 600	2400 2900	2,6 1000	(10,7)	(13)	94 71,7	30- 35 (3)	RI
Donsé FSP Bu9 Pan 825 1962	182	3	540- 600	2400	? 1000	24	25,9	94 67	65	$\overline{\text{RI}}$
Nabagale Selogen Bu10 Pan 900 1963	74	3,5	240- 270	720- 900	3-3,4 300	19,5	21 21,1	98 74,9	80- 85	RI
Boulbi Bu11 Pan 850 1963	125	2	240- 300	1200- 1800	(3-3,5)	26	30 30	97 71,4	110- 120	$\overline{\text{RI}}$
Gogen Bu13 Pan 875 1963	30	2 ?	180	900	3,5 ?	26,5	28,9 28,9	98 79,8	48- 50	RI
Manga Akala à Bimndé Bu14 Pan 920 1965, 1983	9,7	11	30 40	200- 220	3-3,2 67-70	33	40 40	101 88,4	85	I
Bisestinga à Zaptinga Bu16 Pan 920 1965	15,1	5,1	55	280- 310	3,4-3,5 115-135	35	39 39	101 85,9	78- 80	I
Kou à Badara Bu20 Pan 1100 1955, 1961	971	3		4300- 5800	Tc 2000- 2500		25 27,7	114 75,2	150	RI
Niema Dionké- lé, Kuo à Di- gouera FSP Bu21 Pan 1065 1974-1982	60,4	4,3 (2)	600- 840	2900- 3300	2,8-3 1580- 2500	20	22,5 23,2	106 83,4	18	RI
Plaine de Ka- madena Keral- lé à Tienekuy FSP Bu31 Pan 950 1978	875	3	960- 1500	3800- 4300	2,2-2,5	5,6	6,9 7,5	102 66,8	40-50	P
Leraba à Nio- fila FSP Bu34 Pan 1250 1980-1981	710	4,5- 5,5		2900- 4300			Kr10 14-15	123	43-50	P

Kawara à Kou-nadougou FSP Bu34 Pan 1250 1980, 1990	99,8	9-10	180	840-960	1,9-2,1	11,5	13,5 14,3	123 96,2	48-53	P
Pingole à Moadougou FSP Bu36 Pan 1250 1990	112	9,5	180	720-780	1,65-1,7	16,5	18 18,6	123 95,8	60-70	= P

- (1) Ig Cor (2) 4,3 est un maximum, pente de la dépression Ig = 0,5
(3) Qmax calculé sur la partie aval du bassin

TOGO

Bassin Pan mm	S km ²	Ig m/km	Tm mm	Tb mm	Qmax/Qt Tc mm	Kr 70mm %	Kr100mm Kr 10 %	Pp 10 Pm 10 mm	Qmax10 m ³ /s	Indice perm.
Hidenwou à Kandé Sec. FSP To8 Pan 1225 1964	1,44	25	45-60	190-200	3,4-3,7 67	35	39-39,7	120 118,3	21-23	= RI
Lac Elia SI FSP To9 Pan 1060 1964	5,3	8,2	170-180	600-630	2,5 350	30,5	31-31,5	122 111,5	13,5-14	RI
Lac Elia SII FSP To10 Pan 1060 1964	5,62	11,9	180	480-600	3 230	31,5	33-33,3	122 111,5	22-23	- RI
Koza à Kpa-dayo FSP To11 Pan 1330 1975	19,2	43	30-40 2)	200-230 1)	3,5-4	27,7	28,2 29,3	132 112,5	120-150	RI
Daye à Dzobegan FSP To12 Pan 1600 1970	52	13,4	100	220-240	2,2-2,4 150	11	12,7 12,7	100 84	60-65	P

- 1) DSP 180
2) Risque de mascaret

BENIN

Lhoto à Moumoudji Be1 Pan 1100 1959	45	21 (1)	180-220	650-750	2,6-2,9 300-370	13,5	14 14,1	123 10à	47	= P
Lhoto à Bohm-Bohm Be2 Pan 1100 1957	12	8,5	150-200	480	1,9-2,1	10	10,5 10,4	123 108	12-13	P
Kolomandjé à Moumoudji Be4 Pan 1100 1959	13	5,5	270	600-680	2-2,1 480-535	15,5	16 16,2	123 107,6	13-14	<u>RI</u>
Tero à Djougou Be5 Pan 1370 1957	32	7,2	480-600	1200-1300	2,5-2,8 530	19,5	23 23,8	116 97,4	28-35	RI

Tiapalou à Ndali Be7 Pan 1325 1963	17,4	8,2	250-300	900-1000	2,4 300-500	5,2	5,5 5,6	119 103,5	4,2	TP
Dodou à Wenou Be8 Pan 1325 1963	33,4	5,9	420-480	1300-1700	1,8-2,1	9	9,3 9,3	118 98,5	8-9	P
Dodou à Gori Bounierou Be9 Pan 1325 1963	120	3,6	450-500	2400-3000	1,8-2	10	14 15,2	118 92	26-28	= P

1) Ig 21 peu significatif, en éliminant la partie Est très perméable Ig = 8

NIGER

Bassin Pan mm	S km ²	Ig m/km	Tm mm	Tb mm	Qmax/Or Tc mm	Kr 70mm %	Kr100mm Kr 10 %	Pp 10 Pm 10 mm	Qmax10 m ³ /s	Indice perm.
Bassins de Koulou Bani Gorou FSP Ni1 Pan 825 1961	17,3	9	60-70	300	(2,8) (150)	2,9 (1)	3,6 (1)	100 85	10	TP
Yoldé FSP Ni2 Pan 825 1961	82,6	6	360	1750	2,7 750	2,8 (1)	3,2 (1)	100 75,7	(6)	TP
Tanagouye FSP Bi5 Pan 840 1969	75	7-10	90	450-500			Kr 10 5-6	103 77	20-30	- TP

(1) Rectifié pour tenir compte de la longue série humide de 1961
(2) DSP 300-360

CAMEROUN

Mogodé B FSP C5 Pan 960 1960	0,94	30	40	100-110	2,5	25,8	30 30	100 100	8,6	RI
Sanguéré III FSP C11 Pan 1035 1975	1,12	27	((25))	75-90	1,8-2	0,8	0,95 1	118 118	0,46	TP
Sanguéré VI FSP C14 Pan 1035 1975	3,2	44	(30)	85-110	3-4 30-42	8,2	9,9 10,4	118 110,9	18,5 (1)	P
Sanguéré VII FSP C15 Pan 1035 1975	86,5	5,7	240	960	3,4-3,9 260-350	3,7	4,7 5,2	118 91,1	28	TP
Tsanaga à Minglia FSP C17 Pan 950 1977	575	8,7		600-1000	Tc=250-350		(20)	(10) (75)	590	- RI

1) Calculé sur tranche de 30 mm décennale Pm=84,7mm

TCHAD

Bam Bam Toukoul FSP Tc6 Pan 835 1966	61,3	6	150- 160	450	2,4 220	18,7	20 20	100 77,2	90	= RI
Bidjir FSP Tc8 Pan 835 1966	74,2	9,3	120- 150	360 400	2,6 165	29	32 31,8	100 77	240	I =
Taya FSP Tc10 Pan 835 1966	167	6,5	400- 480	800- 900	2,4 400- 500	16	19 18,9	100 72	122	= RI
Mazera FSP Tc12 Pan 835 1966	316	4	720- 840	1200- 1380	1,8-2 750	17,7	21 20,9	100 67,9	130	= RI
Barlo V FSP Tc13 Pan835 1966	528	4	360- 480	1070 1320	1,6 660	21	21,5 21,3	100 65,7	180- 200	= RI
Mataon FSP Tc15 Pan 1215 1964	16,8	6,7	150- 170	550 650	2,8-3 250- 330	20,7	23 25	115 100,2	37	= RI
Mayo Dorbo à Zamagouin FSP Tc16 Pan 990 1967	88	4	500- 600	(1200)	2,5-2,6 480- 520	15	2& 22,6	110 84	62-65	RI
Zanini à Torok FSP Tc 17 Pan 990 1967	250	2,1	780- 900	1800- 1900	3,2-3,5 670-835	22	24 24,6	110 78,3	140-160	- RI

ANNEXE 2

RÉGIONS TROPICALES SÈCHES. QUESTIONNAIRE (CHECK LIST)

1. CLASSIFICATION SELON LE TYPE D'AVERSE DOMINANT

1.1. Le bassin est situé dans la bande de 10-20 km² qui borde l'océan. Pp 10 est de l'ordre de 150-200 mm. Le hyétogramme est beaucoup plus long que celui des orages convectifs et même que celui des pluies de mousson.

1.2. Le bassin est situé à l'intérieur des terres. Pour simplifier on admet que le hyétogramme de l'averse décennale est voisin de celui des orages convectifs tropicaux avec un seul corps d'averse (voir la classification suivante).

2. CLASSIFICATION SELON LA SUPERFICIE

2.1. La superficie est inférieure à 15 km²

2.1.1. Terrains relativement imperméables ou perméables avec Kr100 mm ≥ 20-25 %. Ig ≥ 12 m/km sol très cultivé. sans précaution anti-érosive. Ig ≥ 20 sans trop de culture.

Utiliser la méthode Orstom révisée 1994 mais la durée du corps d'averse efficace dépasse celle de l'averse unitaire. La formule classique donnant Tb correspond à une crue unitaire c'est Tb₁ qui est alors trop faible. Le temps de base à utiliser est Tb₂.

Pour $I_g = 15 \text{ m/km}$
 $Tb_1 = 75 S^{0.36} + 55$
 $Tb_2 = Tb_1 + 20 \%$ pour $S = 10 \text{ km}^2$
 $Tb_2 = Tb_1 + 40 \%$ pour $S = 2 \text{ km}^2$
 Pour $I_g = 30 \text{ m/km}$
 $(Tb_1 = 35 S^{0.36} + 20)$
 $Tb_2 = Tb_1 + 30 \%$ pour $S = 10 \text{ km}^2$
 $Tb_2 = Tb_1 + 60 \%$ pour $S = 2 \text{ km}^2$
 $Q_{\max 10}$ serait à réduire de 17 et 19 % dans le premier cas, 23 et 38 % dans le second cas. Dans les 2 cas on majore α de 10 %, s'il est inférieur à 3. ($Q_{\max 10}$ est majoré de 10 %).

2.1.2. $Kr100 \text{ mm} < 20\text{-}25 \%$, terrains assez perméables, perméables, très perméables ou/et I_g est nettement inférieur aux limites données plus haut.

Le corps efficace de l'averse décennale a une durée inférieure à celle définissant l'averse unitaire, on utilise la méthode Orstom classique sans les corrections indiquées en 2.1.1.

2.2. La superficie est comprise entre 15 et 60 km^2

Utiliser la méthode Orstom révisée 1994.
 Pour $Kr70 \text{ mm}$ et $Kr100 \text{ mm}$ les formules sont

$$Kr = \frac{a}{b + s} + c$$

Pour Tb , $Tb = a S^{0.36} + b$
 Pour le coefficient $\alpha = 2,6$

Corriger s'il y a lieu suivant les instructions données plus loin. Vérifier, si le bassin n'est pas homogène, s'il y a lieu d'employer le concept de bassin réduit.

On peut utiliser les régressions multiples mais il faut être très vigilants dès que les conditions d'écoulement s'écartent des conditions moyennes.

2.3. La superficie est comprise entre 60 et 120 km^2

Utiliser la méthode Orstom révisée 1994 mais il faut être particulièrement vigilant sur l'hétérogénéité des sols et la présence ou l'absence de bas-fonds inondables vers l'aval. On peut également employer les régressions multiples CIEH ou des formules régionales mais il faut être vigilant pour les corrections à apporter aux résultats des abaques.

2.4. La superficie est comprise entre 120 et 350 km^2

On peut généralement utiliser la méthode Orstom révisée avec les mêmes séries de formules que pour 2.2. Cette méthode peut être appliquée sans réserve si $I_g > 4 \text{ m/km}$ et si le bassin n'est pas trop hétérogène.

Dans le cas contraire on applique la même méthode à la moitié aval ou au tiers aval du bassin (sauf si c'est un bassin avec pédoncule (voir plus loin)) et on compare le résultat avec celui du calcul sur la surface globale.

Cette méthodologie exige pour cette catégorie de surface un minimum d'expérience en hydrologie. On peut utiliser également les régressions multiples ou les formules régionales avec les mêmes réserves que pour 2.3.

2.5. La superficie du bassin est comprise entre 350 et 1 500 km^2

On peut souvent utiliser la méthode Orstom révisée 1994 comme dans le cas précédent mais il sera généralement nécessaire de considérer la surface réduite à la moitié ou au tiers du bassin aval si cette partie du bassin est moins per-

méable que l'amont, à l'amont si c'est le contraire. Dans tous les cas on devra rester très attentif sur la nature de l'écoulement dans la partie aval du ou des bras principaux : absorbe-t-elle les apports des tributaires ? ou au contraire apporte-t-elle de l'écoulement rapide supplémentaire.

Si le lit est bien tracé sans trop de débordement l'application de la méthode Orstom est facile.

Il est plus facile d'utiliser la méthode CIEH mais les corrections en fonction du présent questionnaire sont indispensables et elles sont plus délicates à mettre en œuvre.

On recommande d'utiliser conjointement les deux approches et de comparer les résultats sauf si *tous* les facteurs conditionnels de l'écoulement présentent des caractéristiques voisines des valeurs les plus fréquentes il n'y a pas alors à effectuer de correction au résultat de la méthode de régressions multiples, encore convient-il de vérifier si cette condition est bien réalisée.

Même chose pour les formules régionales.

3. INFLUENCE DE LA FORME DU BASSIN, DES DISPOSITIONS DU CHEVELU HYDROGRAPHIQUE, DES SOLS ET DE LA VÉGÉTATION

3.1. La dégradation hydrographique est faible ou nulle

3.1.1. Forme et hydrographie

3.1.1.1. Le bassin est constitué de deux parties reliées par un pédoncule.

Suivre une des méthodes proposées en 2 sous réserve de ce qui suit. Il faudra déterminer séparément les hydrogrammes de crues des 2 bassins partiels et ajouter les ordonnées avec un décalage fonction de la distance de leurs centres de gravité, de la pente du lit et du débit. À titre indicatif on donne ci-après quelques valeurs des vitesses de propagation.

Mali : lit très encombré par la végétation.

$$S = 30,4 \text{ km}^2$$

$$I_g = 3,5 \text{ m/km}$$

$$Q = 200 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$V = 0,6 \text{ m/s}$$

Tchad : lit beaucoup moins encombré

$$S = 12,3 \text{ km}^2$$

$$I_g = 4 \text{ m/km}$$

$$Q = 8,5 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$V = 1,5 \text{ m/s}$$

3.1.1.2. Sans en arriver au cas extrême précédent, le chevelu hydrographique présente deux ou plusieurs ensembles de tributaires laissant présager un décalage, significatif mais pas très important, de leurs apports (bassins allongés).

Dans le cadre de la méthodologie Orstom il faudra adopter une valeur de α inférieure à 2,6. Pour d'autres méthodologies le débit maximal sera à réduire de Y %.

Y % a été estimé à 30 % maximum sur des bassins observés.

3.1.1.3. Le bassin se termine vers l'aval par un long pédoncule ne recevant pas ou presque pas d'apports.

Quelle que soit la méthodologie, effectuer tous les calculs sur le bassin réduit à l'amont du pédoncule. La valeur $Q_{\max 10}$ obtenue sera une estimation maximale qui pourra être affectée d'une réduction en relation avec la nature du lit mineur et du lit majeur dans le pédoncule et du débit de la pointe de crue venant de l'amont par rapport aux lits de la rivière.

3.1.1.4. La forme du bassin est très allongée ou mieux la longueur du plus long tributaire *actif* L dépasse de 25 % la longueur L_e du rectangle équivalent d'un bassin compact de même surface.

$L_e = 1,35\sqrt{S}$ pour $I_c = 1,17$ (voir 3.1.1.6 pour un bassin allongé perpendiculairement à la ligne de plus grande pente).

3.1.1.5. Le réseau hydrographique est en arête de poisson avec tous les tributaires d'un seul côté.

3.1.1.6. Le réseau présente au contraire un caractère radial net avec un éventail plus ou moins ouvert. S'il est très ouvert la longueur du rectangle équivalent est perpendiculaire aux lignes de plus grande pente (attention à l'estimation de I_g !).

3.1.1.7. Le réseau a une structure dentritique.

3.1.1.8. Le réseau présente une zone marécageuse à l'aval ou à l'amont du bassin.

3.1.2. Influence de la nature des sols

La forme du bassin et le réseau hydrographique ne présentent aucune des singularités citées plus haut.

3.1.2.1. Le bassin présente une rupture de pente forte dans sa partie aval avec formation d'une plaine d'inondation ou même d'une mare temporaire.

3.1.2.2. La partie plate du bassin, très perméable sans trace de drainage est à l'amont.

3.1.2.3. La partie plate du bassin imperméable et assez bien drainée est à l'amont.

3.1.2.4. La partie plate du bassin imperméable et très mal drainée est à l'amont.

Si on suit la méthodologie Orstom, augmenter T_b dans le rapport $L/1,35\sqrt{S}$

Pour d'autres méthodologies multiplier Q_{max10} par un rapport supérieur de 10 à 20 %

$$\text{à } \left(\frac{1}{L/1,35\sqrt{S}} \right)$$

(T_b croît α croît aussi).

Le coefficient α est à réduire. À titre indicatif

$\alpha = 1,9$ avec arête de poisson unilatérale

$\alpha = 2,4$ avec même disposition beaucoup moins marquée.

Si un tributaire *actif* (même à l'amont) est plus long que tous les autres, c'est lui qui définit le temps de base (voir 3.1.1.4.) dont la réduction est faible par rapport à une disposition dentritique mais le coefficient α est alors à majorer de 20 à 25 %.

Si tous les tributaires ont à peu près la même longueur, le temps de base est à réduire de 30 à 55 % (cas extrême au Sahel Djajibine 55 %, plus au sud Bu2 Kogho 45 %, etc.) suivant que l'éventail est plus ou moins ouvert. Le coefficient α reste normal.

Si on n'emploie pas la méthode Orstom Q_{max10} est à majorer de 40 à 120 %.

À noter qu'une simple fourche, à 2 branches à peu près égales, peut réduire T_b de 15 à 30 % ou majorer Q_{max10} .

C'est le cas normal. Appliquer les formules sans correction, tout au moins pour la structure du réseau.

voir 3.1.2.1., 3.1.2.2., 3.1.2.3.

Suivre une des méthodologies proposées en 2 sous réserve de ce qui suit

T_m et T_b doivent être majorés de X % suivant l'importance de la zone à faible pente. Pour d'autres méthodologies le débit maximal obtenu pour un cas sans rupture de pente est à réduire de Y %.

À titre indicatif : pour un bassin de 2,36 km², avec formation d'un marécage temporaire couvrant 5 % de la superficie, X serait de l'ordre de 50 % et Y de 30 %.

Voir 3.1.3.1.

Pas de changement par rapport aux méthodologies habituelles, K_r sera peut-être un peu plus élevé que de coutume.

Voir 3.1.3.1.

3.1.3. Présence de Blocs

3.1.3.1. Le bassin comporte une zone perméable à l'amont du tributaire principal ou des tributaires secondaires (amas de blocs cristallins, grès très diaclasés, cuirasse latéritique largement fissurée, etc.).

Éliminer la superficie de ces zones de la surface S et faire tous les calculs sur la surface S' réduite. En toute rigueur ceci est valable pour le calcul des crues et non pour le calcul de la lame écoulée annuelle.

3.1.3.2. Le bassin est couvert de blocs (forte rugosité) et cependant il y a un certain ruissellement repérable par ses traces au sol.

Les valeurs de T_m et T_b doivent être majorées de $X\%$.

À titre indicatif :

$X = 85\%$ pour un bassin de 1,05 km couvert de roches décomposées en boules.

3.1.4. Influence de la végétation naturelle ou artificielle

3.1.4.1. Zones cultivées dépassant 20 % de la superficie du bassin

La mise en culture tend à augmenter K_r sauf si de bonnes mesures de conservation des sols sont prises, ce qui est rare.

3.1.4.2. Abords du lit à l'aval couverts d'une végétation arbustive dense

Tant que cette couverture végétale persiste le débit maximum de la crue décennale pourrait être réduit de 50 % mais cette sorte de végétation a si peu de chance de se maintenir dans le futur qu'il vaut mieux faire comme si elle n'existait pas pour le calcul des fortes crues.

3.1.4.3. Développement des rizières dans les bas-fonds

La crue décennale peut dans certains cas être multipliée par 3 ou 4 par rapport à des bas-fonds peu cultivés.

3.1.4.4. Mesures de conservations des sols bien réalisées sur le terrain

Les débits calculés avec les méthodologies habituelles sont beaucoup trop élevés *tout au moins pour la fréquence décennale*. Pour des fréquences plus faibles cela n'est pas évident, les aménagements étant susceptibles de céder avec des intensités tout à fait exceptionnelles.

3.1.5. Écoulement perturbé par un ouvrage quelconque

3.1.5.1. Piste ou route recoupant le bassin

Vérifier si sous la piste il y a une buse ou un pont et le débit maximum pouvant *passer* par ces ouvrages. La piste peut être emportée, ce qui risque de renforcer le maximum naturel ou au contraire elle peut arrêter l'écoulement en toutes circonstances, ou ne produire aucun effet.

3.1.5.2. Réservoir

En première approximation un barrage amortit les crues naturelles mais :

1° — la submersion des fonds de vallées concentre plus rapidement les pointes de crues des tributaires qu'en l'état naturel ;

2° — La création d'un plan d'eau imperméable conduit à un ruissellement à 100 % sur toute la surface au lieu de 10 % et moins parfois.

Tenir compte de ces deux circonstances surtout lorsque le réservoir couvre une partie notable du bassin.

3.2. *Le bassin présente des phénomènes de dégradation hydrographique (moins fréquents et beaucoup moins graves qu'au Sahel)*

3.2.1. Bassin fortement dégradé à l'amont

Procéder comme en 3.1.3.1. et faire les calculs sur S' mais il serait bon de majorer Q_{max10} de 10 à 20 % pour tenir compte d'apports éventuels amont. Cette réduction de S à S' est risquée si la surface de la zone dégradée est importante et la hauteur de précipitation annuelle supérieure à 1 000 mm sauf dans le cas de sols très perméables.

3.2.2. La dégradation est limitée à une certaine portion du lit majeur, à l'aval.

Réduire les valeurs de Q_{max10} trouvées par les méthodes habituelles de $X\%$ suivant la longueur relative des lits majeurs dégradés, leur pente et la nature de la couverture végétale dans ces lits. Mais X peut être très important.

Sur un bassin de 87 km^2 avec lit majeur très encombré par la végétation arbustive X est de l'ordre de 70% .

La couverture végétale en rizière est l'une de celles qui réduisent le moins Q_{max10} . X est bien inférieur à 70% .

Pour des bassins de 400 à $1\ 000\text{ km}^2$ il est normal de trouver des débits spécifiques décennaux de 40 à 100 l/s km^2 si le lit majeur est dégradé sur une longue distance.