

MODÉLISATION DES CRUES SUR LE BASSIN DE CHALCO-SAN MARCOS (110 km²) RÉSULTATS ET APPLICATIONS

CH. BOUVIER¹ ; F. ROSSEL²

Lancé en 1991 en coopération avec la UNAM, le programme dans lequel s'inscrit cette présentation a pour objectif de modéliser les crues sur le versant naturel sud-est de l'agglomération de Mexico, en espérant ensuite appliquer les résultats à d'autres versants entourant Mexico, et plus largement, à d'autres versants de l'Altiplano mexicain.

Le bassin de Chalco-San Marcos, étudié en 1991, constitue un bon exemple régional, avec de forts reliefs qui induisent une grande variabilité des conditions de production et de transfert de l'écoulement (voir la situation du bassin en figure 1). L'analyse des crues observées sur ce bassin a conduit à l'élaboration d'un modèle distribué de la relation pluie-débit, dans laquelle les paramètres sont sensés avoir une meilleure signification régionale que celle à laquelle pourrait prétendre une modélisation globale.

Nous présentons ici les premiers résultats du modèle, obtenus à partir des observations réalisées sur le bassin en 1991. En 1992, de nouvelles mesures sont en cours de réalisation sur ce même bassin et sur l'un des bassins adjacents. L'analyse de ces dernières mesures permettra de mieux évaluer les performances du modèle, et son aptitude à décrire les crues à l'échelle régionale.

¹Hydrologue Orstom, Ciceron 609, 11450 Mexico D.F.

²VSN Orstom, Ciceron 609, 11450 Mexico D.F.



Figure 1
Situation du bassin

DESCRIPTION DU BASSIN

Le bassin San Marcos, couvre une superficie de 110 km², en périphérie sud-est de l'agglomération de Mexico. Les altitudes varient de 2 240 à 4 000 m, et influencent directement les conditions climatiques et géographiques locales :

- les précipitations annuelles varient de 600 à 1 100 millimètres ; l'extension spatiale des averses est généralement très limitée, ce qui illustre la carte des isovaleurs des intensités maximales en 5 minutes de 2 événements observés en 1991 (voir figure 2) ;
- la géographie du bassin comprend trois zones distinctes : la plaine agricole, dont les pentes sont quasi nulles ; le piémont, à dominante également agricole, avec des pentes variant de 1 à 5 % ; la montagne, couverte de forêts de pins, avec des pentes atteignant jusqu'à 25 %.

Sur l'ensemble du bassin, les perméabilités des sols sont élevées en raison de leur nature volcanique et de l'importance de l'activité agricole ou du couvert végétal (voir figure 3).

Du point de vue hydrographique, le drainage de la partie terminale du bassin est assuré par un canal artificiel d'environ 5 kilomètres de longueur et de pente moyenne égale à 0,5 %.

Enfin et surtout, l'écoulement sur le bassin est bloqué en plusieurs points par des aménagements destinés à la protection contre les inondations. A l'issue d'un travail de terrain exhaustif, ces ouvrages ont été localisés et pris en compte pour redéfinir les limites réelles du bassin. La zone de plaine située à une altitude inférieure à 2 280 m ne participe pas non plus à l'écoulement, compte tenu des faibles pentes, des perméabilités élevées des sols agricoles et de la surélévation du canal par rapport à la plaine.

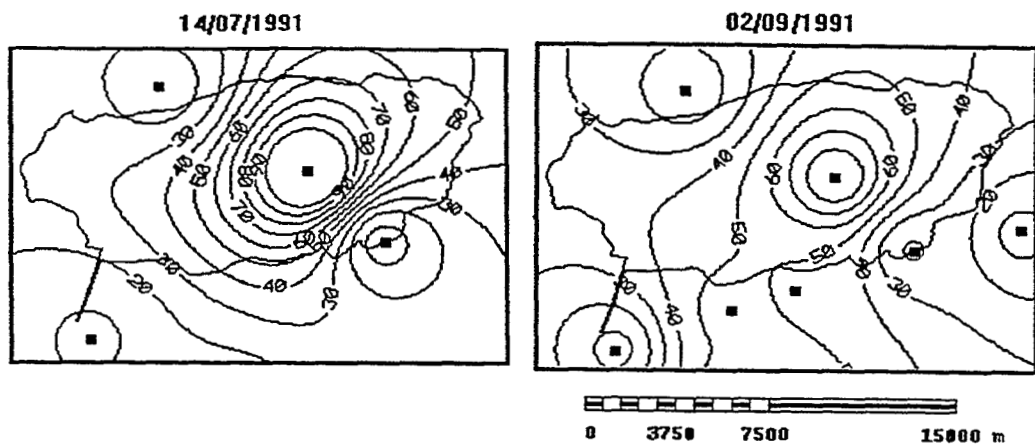


Figure 2
Isovaleurs des intensités maximum en 5 minutes

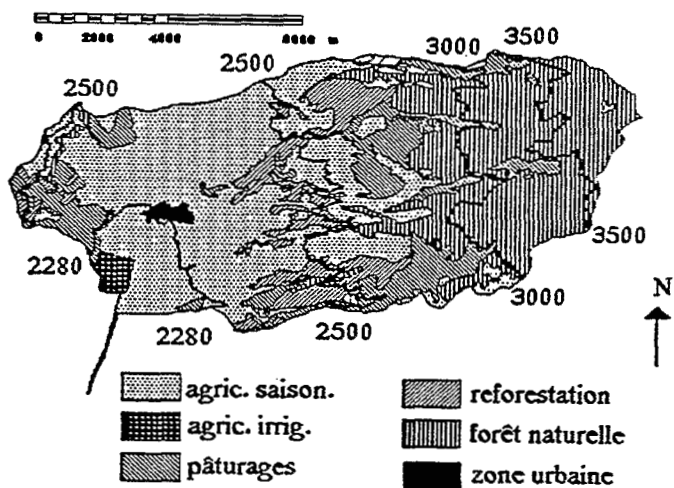


Figure 3
Altitudes et occupation du sol

Finalement, la surface active du bassin se réduit à 30 km², localisée essentiellement en zone de piémont (voir figure 4). La variabilité des facteurs de ruissellement reste grande, notamment en ce qui concerne les averses, les pentes et les conditions de drainage.

Compte tenu de cette variabilité, et compte tenu de la position éloignée de la station de mesure par rapport à la surface productive du bassin, il nous a paru préférable de travailler sur des unités restreintes, ayant une meilleure homogénéité au sens des facteurs de ruissellement. La distribution du bassin est ainsi réalisée de la façon suivante :

- à l'échelle des polygones de Thiessen, pour la fonction de production du modèle ;
- à l'échelle de mailles carrées de 100 mètres de côté, pour la fonction du transfert.

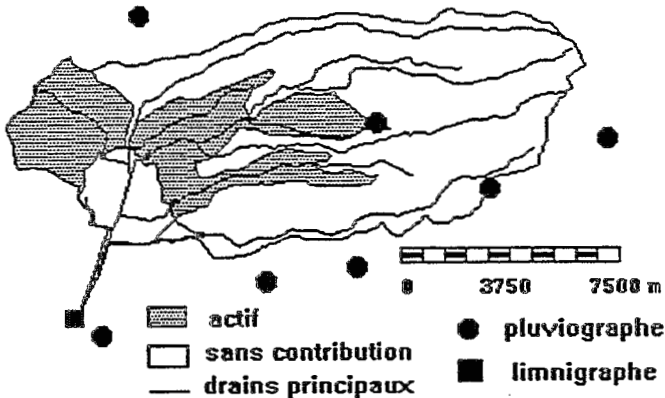


Figure 4
Drainage et appareils de mesure

PRÉSENTATION DU MODÈLE

HYÉTOGRAMME DE LA PLUIE BRUTE

Le bassin est découpé en polygones de Thiessen, dans lesquels l'averse est supposée identique à celle du poste de référence (voir figure 5) ; les hyétogrammes sont discrétisés en tranches de 5 minutes.

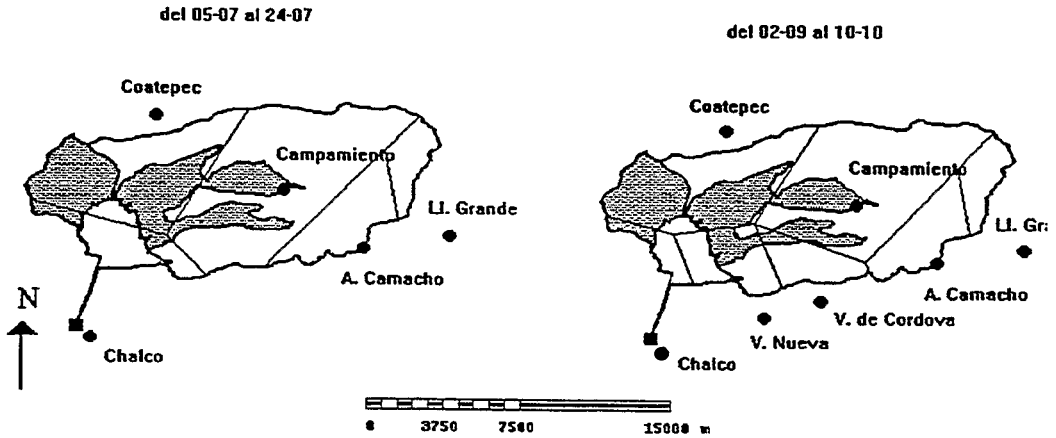


Figure 5
Polygones de Thiessen

HYÉTOGRAMMES DE LA PLUIE NETTE

Les hyétogrammes de pluie nette P_n se déduisent des hyétogrammes de pluie brute P_b par soustraction d'un terme constant, INF (voir figure 6). On applique ainsi à chaque polygone de Thiessen i et à chaque pas de temps t_j , la formule :

$$P_n(i, t_j) = P_b(i, t_j) - INF \quad (1)$$

où INF est un terme constant indépendant du pas de temps et du polygone de Thiessen.

On admet ainsi que les pertes à l'écoulement sont constantes dans le temps et en tout point du bassin, ce qui peut se justifier dans notre cas en considérant que la surface active du bassin est restreinte à la zone de piémont. Il est cependant possible de travailler par sous-bassins indépendants si l'on souhaite faire varier les pertes à l'écoulement (voir le paragraphe « Simulation de crue sous conditions naturelles de drainage »).

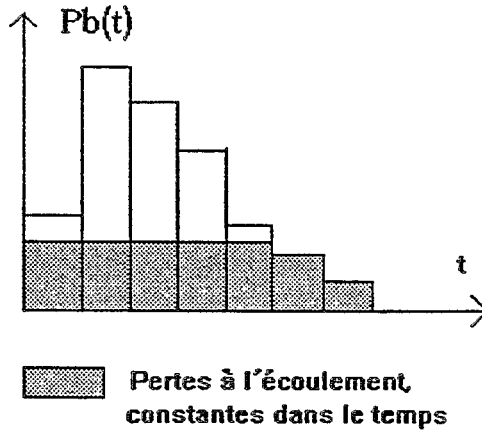


Figure 6
Schéma des pertes à l'écoulement

TRANSFERT DE L'ÉCOULEMENT

Le modèle de transfert proposé peut être résumé comme étant la combinaison d'un effet de propagation et d'un effet de stockage à l'échelle de mailles carrées dont la taille a été choisie égale à 100 mètres de côté. Le modèle s'appuie sur les données fournies par le Modèle Numérique de Terrain (MNT) du bassin, pour la détermination des pentes et des directions de drainage de chacune des mailles. Le modèle de drainage dérivé du MNT a été contrôlé, voire corrigé, de façon à ce qu'un échantillon choisi de cours d'eau et de bassin soit correctement restitué (BOUVIER et FUENTES, 1992).

La figure 7 décrit le schéma de transfert à l'échelle de chaque maille. Si $V_m(t_j)$ est la contribution au ruissellement de la maille m pendant le temps t_j :

- l'hydrogramme correspondant commence à la date t_j ou T_m , où T_m peut être considéré comme le temps de propagation de la tête de crue ;
- les débits sont distribués dans le temps suivant une loi exponentielle, d'expression :

$$\begin{aligned} Q_m(t) &= 0 & \text{si } t < t_j + T_m \\ Q_m(t) &= Vr(m, t_j) * 1K/m * \exp(-(t - (t_j + T_m))/K_m) & \text{si } t \geq t_j + T_m \end{aligned} \quad (4)$$

Le calcul de T_m pour chaque maille est réalisé par intégration des vitesses de l'écoulement sur le chemin hydraulique entre la maille m et l'exutoire. L'expression de la vitesse élémentaire V_k sur la maille k a été choisie comme étant fonction de la pente, soit :

$$V_k = V_0 \cdot P_k^\alpha \quad (6)$$

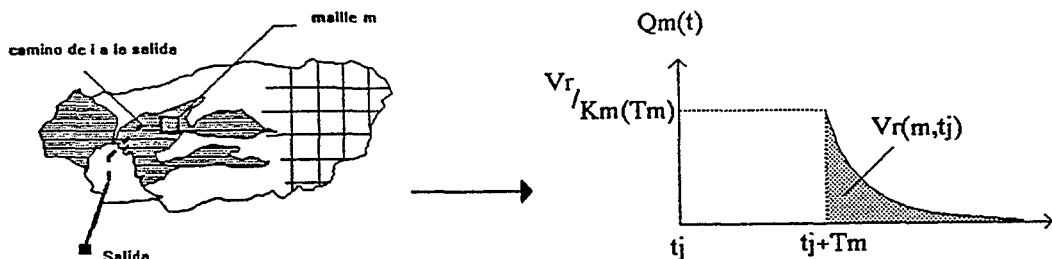


Figure 7
Schéma de transfert par mailles élémentaires

ce qui conduit, pour le calcul de T_m , à l'expression :

$$T_m = Sk \# \{ \text{chemin de } m \text{ à l'exutoire} \} (L_k/V_k) \quad (5)$$

où L_k est la longueur de la maille k , soit 100 ou 141 m dans notre cas.

La valeur de K_m , amortissement de la contribution en provenance de la maille m , dépend du temps de propagation T_m , c'est-à-dire, de l'éloignement (en temps) de la maille m . L'expression choisie pour K_m , est ainsi :

$$K_m = K_0 \cdot T_m \quad (7)$$

où K_0 est un paramètre d'ajustement adimensionnel.

Enfin, l'hydrogramme de la crue est calculé par sommation de tous les hydrogrammes élémentaires provenant de l'ensemble des mailles du bassin pour l'ensemble des pas de temps de l'averse.

Le modèle de transfert possède ainsi trois paramètres d'ajustement : V_0 , α et K_0 .

RÉSULTATS

L'ÉCHANTILLON DES DONNÉES

Huit événements ont été sélectionnés en 1991 (voir tableau 1).

Tableau 1
Caractéristiques des 8 événements sélectionnés

N°	Date	Costepec P1 mm	Camacho P2 mm	Chalco P3 mm	Campam P4 mm	LL. Grande P5 mm	Venta N. P6 mm	Venta C. P7 mm	Imax5 mmh	Vr km3	Qmax m3/s	Ta mn
1	05/07	8,6	25,1	0	17,6	-	-	-	36,0	8,7	1,28	30
2	11/07	2,5	30,7	0	13,6	-	-	-	30,0	19,2	2,18	50
3	14/07	12,9	9,3	4,3	34,8	-	-	-	126,0	29,4	4,49	20
4	24/07	7,3	2,7	17,6	18,6	1,2	-	-	48,0	31,0	3,83	40
5	02/09	7,4	3,2	5,3	18,6	8,5	12,5	14,4	108,0	20,1	3,12	25
6	19/09	8,9	3,3	9,2	14,9	-	11,9	20,4	50,4	19,9	2,46	40
7	01/10	0	7,7	3,5	19,0	0	7,8	11,6	84,0	11,3	1,60	35
8	10/10	4,9	7,9	2,2	33,2	10,0	5,0	10,1	66,0	14,3	1,08	40

Pi : hauteur de l'averse à la station i, Imax₅ : intensité maximale en 5 mn de l'averse sur le bassin, Vr : volume ruisselé, Qmax : débit de pointe de la crue, Ta : temps de montée de la crue.

CALAGE DES PERTES A L'ÉCOULEMENT

Le calage du paramètre INF a été réalisé événement par événement, par identification de la somme des pluies nettes au volume ruisselé Vr, soit :

$$\sum_{ij} Pn(i, t_j) * Th_i = Vr \quad (3)$$

où Th_i désigne la superficie du polygone de Thiessen n^oi.

Tableau 2
Valeurs du paramètre INF après calage séparé des événements

Date		05/07	11/07	14/07	24/07	02/09	19/09	01/10	10/10	Moyenne
INF	(mm/h)	21,7	17,9	83,6	26,0	61,9	34,0	60,7	48,7	44,3

Les valeurs obtenues pour INF s'étendent de 17,9 à 83,6 mm/h, autour d'une valeur moyenne de 44,3 mm/h. Ces variations peuvent s'expliquer en partie par le faible nombre d'appareils de mesure qui n'autorise pas une connaissance précise des précipitations, et par le choix, pour des raisons de commodité, de

l'interpolation de Thiessen qui reste ici très grossière. Pour les quatre derniers événements qui bénéficient d'une couverture pluviographique plus fine, on remarquera que les valeurs de INF sont moins dispersées.

Il est plus clair néanmoins que de nouveaux essais doivent être effectués pour mieux évaluer les pertes à l'écoulement et garantir le bon fonctionnement du modèle hors de son domaine de mise au point.

CALAGE DU TRANSFERT

Le calage du transfert a d'abord été réalisé événement par événement, en conservant pour INF les valeurs du tableau 2. Compte tenu du faible nombre d'événements, le paramètre a été prédéterminé et sa valeur a été fixée à 0,3 pour chaque événement : cette valeur conduit à un rapport des vitesses de l'ordre de 5 pour des pentes variant de 0,1 à 20 %. Les deux autres paramètres V_0 et K_0 ont alors été déterminés par minimisation du critère EC :

$$EC = \text{SQRT} (S_j (Q_{\text{obs}}(t_j) - Q_{\text{cal}}(t_j))^2) / S_j (Q_{\text{obs}}(t_j)) \quad (8)$$

La reconstitution des hydrogrammes observés est généralement très bonne (voir figure 8). Les valeurs obtenues pour V_0 et K_0 figurent dans le tableau 3, et ont pour valeurs moyennes 5,0 et 0,70.

Tableau 3
Valeurs des paramètres de transfert et des critères après calage séparé des événements

Date	05/07	11/07	14/07	24/07	02/09	19/09	01/10	10/10
V_0 (m/s)	2,5	4,2	6,3	7,5	5,5	5,3	4,7	3,7
a (adim.)	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
K_0 (adim.)	0,29	0,55	0,81	1,21	0,64	0,69	0,56	0,81
EC (%)	6,6	3,5	4,3	6,1	2,6	1,5	2,1	1,9
EC (5,0,7) (%)	17,1	7,2	9,1	11,1	6,2	2,8	3,2	11,0

Un deuxième essai de comparaison des hydrogrammes a ensuite été réalisé avec ces valeurs moyennes, soit $V_0 = 5,0$ et $K_0 = 0,70$. Les critères calculés, EC (5,07), sont également indiqués dans le tableau 3. La reconstitution des hydrogrammes observés est acceptable (voir figure 8), ce qui démontre une bonne stabilité dans la détermination des paramètres de transfert.

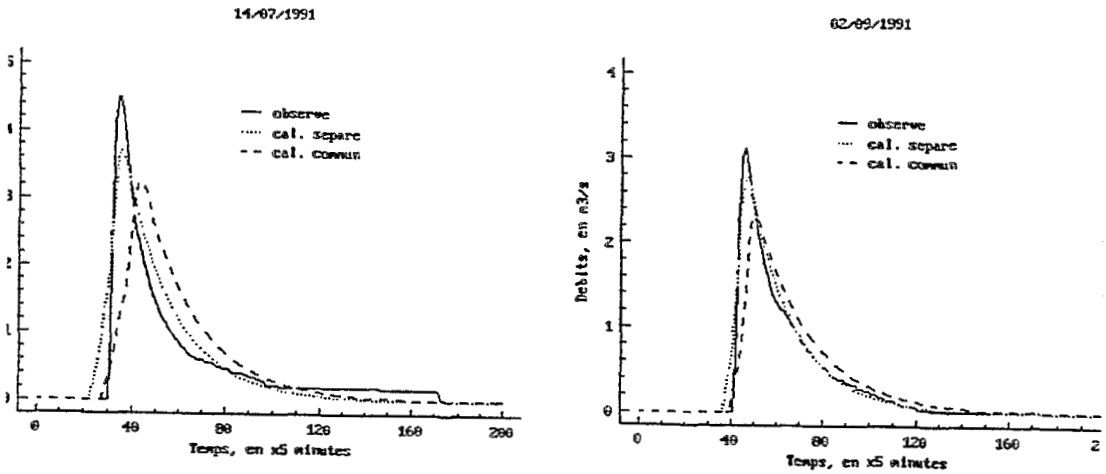


Figure 8
Comparaison des hydrogrammes observés et calculés

EXEMPLES DE SIMULATION

A défaut de valider le fonctionnement du modèle en dehors de son domaine de mise au point, les quelques exemples de simulation de crue qui suivent permettent de contrôler la pertinence des résultats. Ces exemples se rapportent tous à l'averse représentée sur la figure 9, dont les intensités correspondent approximativement aux valeurs maximales de fréquence quinquennale sur la zone de Mexico. On a en plus supposé que cette averse couvrait uniformément l'ensemble du bassin.

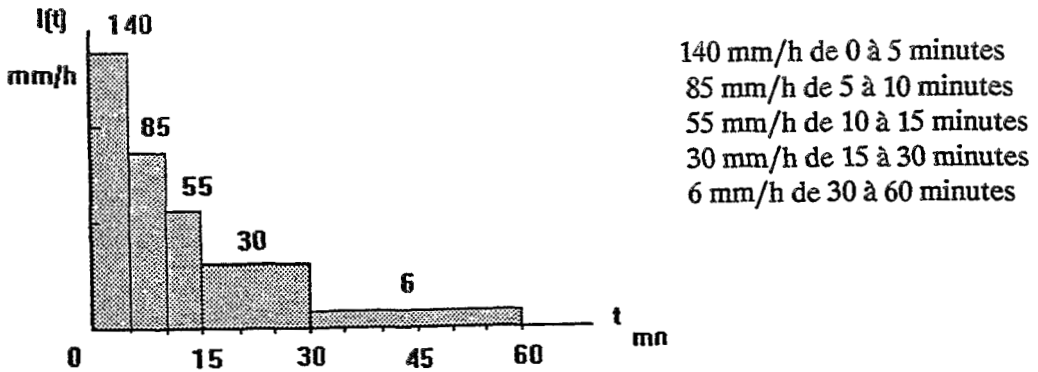


Figure 9
Définition de l'averse pour simulations

SIMULATION DE L'HYDROGRAMME A L'EXUTOIRE

Le modèle a été appliqué avec les valeurs $INF = 40$ mm/h, $V_0 = 5,0$ m/s, $a = 0,3$ $K_0 = 0,70$. La surface du bassin est de 30 km². Le débit de pointe calculé à l'exutoire est égal à 44 m³/s, ce qui est sensiblement égal au débit maximum observé sur une période de 20 ans à cette même station. La surestimation du débit calculé peut être attribuée à l'absence de prise en compte de l'abattement spatial de la précipitation.

SIMULATION D'HYDROGRAMMES EN PLUSIEURS POINTS DU BASSIN

Le modèle a été appliqué dans les mêmes conditions que précédemment, mais en 3 autres points du bassin, soit :

point B : dans le canal, en aval du dernier apport latéral ;

point C : à l'entrée amont du canal ;

point D : à la sortie d'un petit bassin versant naturel.

Les débits calculés sont respectivement 65 , 65 et 23 m³/s, que l'on peut comparer aux 44 m³/s calculés à la sortie du canal, repéré par le point A (voir figure 10) : on constate ainsi que dans le dernier bief AB du canal d'une longueur d'environ 3 kilomètres, sans apports latéraux, la diminution du débit de pointe est de l'ordre de 30 %, uniquement due à la propagation puisque le modèle néglige les pertes dans le canal.

Une telle diminution pourrait être excessive, et si tel était le cas, le modèle compenserait l'influence réductrice du canal par une surestimation des débits sur les versants, par exemple au point D. Or, d'un point de vue conceptuel, les valeurs relatives obtenues aux points B, C et D sont commandées principalement par le choix de la formule $K_m = K_0 \cdot T_m$, qui exprime pour chaque maille élémentaire la variation de l'amortissement en fonction du temps de propagation à l'exutoire.

Un nouvel essai a donc été réalisé en substituant à la formule $K_m = K_0 \cdot T_m$ une expression $K_m = K_0 \cdot \text{Log}(T_m)$, pour minimiser la variation de K_m . L'application du modèle avec les valeurs $V_0 = 5,0$ et $K_0 = 6,0$ donne des résultats pratiquement identiques à ceux de la figure 8 en ce qui concerne la reconstitution des hydrogrammes observés à l'exutoire du bassin. En revanche, les débits calculés aux points B, C et D sont respectivement 52 , 46 et 13 m³/s, ce qui montre dans ce cas une régulation plus douce de l'écoulement dans le canal, et une contribution également plus douce des versants.

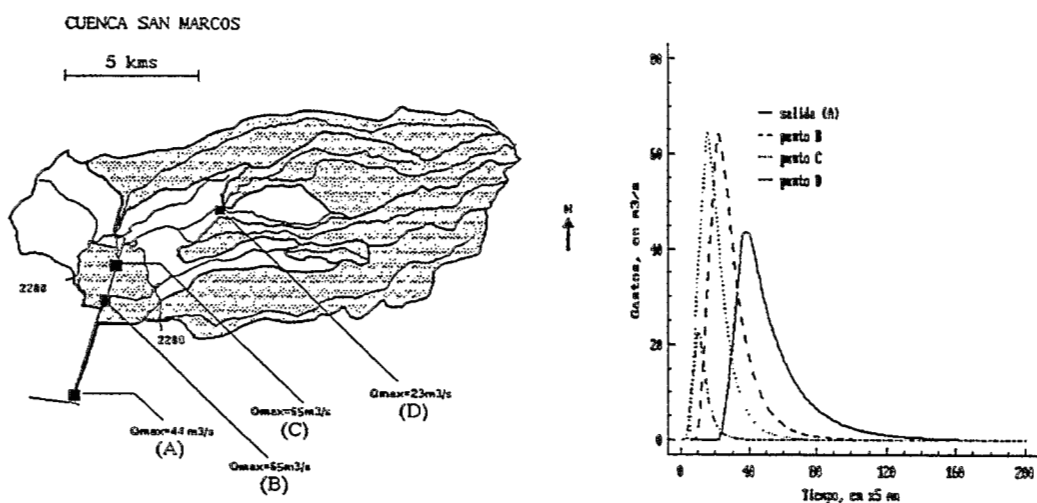


Figure 10
Hydrographes reconstitués en différents points du bassin

SIMULATION DE CRUES SOUS CONDITIONS NATURELLES DE DRAINAGE

Dans cet exemple, on a fait abstraction des ouvrages de rétention existant dans le bassin, et considéré une surface active de 105 km², soit la totalité du bassin moins la zone de plaine située à moins de 2 280 mètres d'altitude. Le modèle a été appliqué séparément sur deux zones différenciées par le couvert forestier, avec les valeurs :

- * INF = 40 mm/h, $V_0 = 5$ m/s, $a = 0,3$, $K_0 = 0,70$ pour la zone non forestière,
- * INF = 80 mm/h, $V_0 = 5$ m/s, $a = 0,3$, $K_0 = 0,70$ pour la zone forestière.

L'hydrogramme résultant est calculé par sommation des hydrographes provenant de chacune des zones (voir figure 11). Le débit de pointe atteint 92 m³/s.

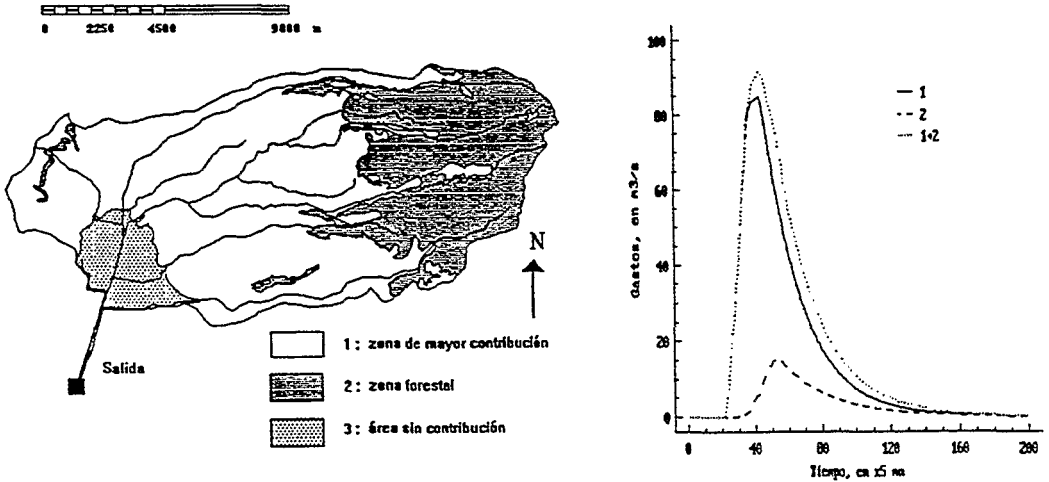


Figure 11

Hydrogramme reconstitué sans prendre en compte les aménagements du bassin

CONCLUSIONS

La mise au point du modèle présenté répond à la nécessité de traiter un cas difficile, du fait de la variabilité des caractéristiques climatiques, géographiques et hydrauliques du bassin étudié. Sur l'échantillon des données obtenues en 1991, le modèle parvient à reconstituer correctement les crues observées, à condition d'ajuster événement par événement l'unique paramètre INF de pertes à l'écoulement. En revanche, la forme des crues est convenablement restituée en utilisant les mêmes paramètres de transfert d'un événement à l'autre.

La variabilité de INF, autour d'une valeur moyenne de l'ordre de 45 mm/h, peut en partie s'expliquer par une connaissance très imprécise des précipitations, due au faible nombre d'appareils de mesure en regard de la variabilité du phénomène. La paramétrisation très sommaire des pertes à l'écoulement et l'hypothèse d'uniformité de ces pertes sont également à considérer pour interpréter la variabilité INF. L'incertitude portant sur les mécanismes de production est actuellement la faiblesse du modèle. En matière d'interprétation,

on remarquera tout au plus que la valeur moyenne de INF traduit globalement la perméabilité des sols volcaniques, accrue par le travail agricole et par le couvert végétal du bassin (voir figure 3).

Les résultats concernant les mécanismes de transfert sont plus encourageants. La stabilité des paramètres sur l'ensemble des événements mesurés laisse espérer la possibilité d'extrapoler avec succès le modèle, au moins sur le bassin. Mais surtout, on peut espérer que l'essentiel de la variabilité du bassin ait été prise en compte indépendamment des paramètres (par les pentes, par les distances à l'exutoire, par les polygones de Thiessen entres autres), de sorte que la variance résiduelle que constituent ces paramètres soit minime, et qu'ils puissent convenir également à d'autres bassins.

Les simulations effectuées sur le bassin à l'aide du modèle assurent un premier contrôle de la pertinence des paramètres, dans la mesure où les débits calculés sont compatibles avec les valeurs historiques ou supposées. Les simulations réalisées en des points intermédiaires montrent cependant qu'il y a encore lieu d'ajuster la fonction reliant l'amortissement de l'écoulement à son temps de transfert.

Compte tenu du faible volume de données acquises à ce jour, le modèle proposé s'appuie sur des schémas simples. Les facteurs privilégiés sont les précipitations, les pentes, et implicitement, la forme du bassin. Du point de vue de l'utilisation pratique, le point délicat consiste à obtenir un MNT, qui restituera correctement les pentes et le modèle de drainage du bassin. Une fois ces données acquises, l'application du modèle est extrêmement simple.

L'objectif est maintenant d'obtenir la validation des paramètres du modèle, ce qui nous a conduit à réaliser en 1992 une nouvelle campagne de mesures sur le bassin San Marcos et sur son bassin adjacent, le Santo Domingo, d'une superficie égale à 30,2 km². Nous souhaitons également pouvoir tester ce modèle sur d'autres bassins expérimentaux pour lesquels on dispose déjà de données.

BIBLIOGRAPHIE

BOUVIER C., FUENTES G., DOMINGUEZ R., RENAULT S., 1992. « Hidrologia de la Cuenca de Chalco. Mediciones en 1991. Modelacion de las avenidas de la Cuenca San Marcos », 70 p., Instituto de Ingenieria/Orstom.

BOUVIER C., FUENTES G., 1992. « Elaboración de un Modelo Numérico de Terreno para las cuencas San Marcos y Santo Domingo ». En preparación.