

**CONTRIBUTION TO THE DEVELOPMENT OF A METHOD OF ESTIMATE OF
THE TIME OF CONCENTRATION OF THE MAXIMUM FLOWS OF THE RAIN
RISINGS**

M. Ladjel

Département de Génie Civil, Université de Sétif 01

Received: 07 December 2013 / Accepted: 24 March 2014 / Published online: 30 June 2014

ABSTRACT

Among the characteristics that determine the maximum throughput flood genesis, concentration time has an important place. The maximum phase shift of a flood rain is subjected to different types of river regulation. This is caused by the friction forces in the river bed, by the gradual change of the wetted area by the slope and also by the flow exchanges. The flood speed is proportional to the water level in the river bed or the corresponding flow.

Key words: Flood, maximum, concentration speed.

1. INTRODUCTION

L'une des caractéristiques de calcul, dont dépend la détermination de l'écoulement fluvial, est la vitesse de concentration fluviale – vitesse de propagation de la vague de la crue pluviale. Elle est utilisée pratiquement dans toutes les méthodes de calcul et des prévisions hydrologiques des débits maxima des crues pluviales.

La vitesse de concentration se distingue de la vitesse du courant. La première représente la vitesse de déplacement des différentes phases de la crue ou spécialement du pic de celle-ci. Pour les grands bassins versants, il est possible de mesurer le temps que met la phase maximale pour parcourir la distance entre deux postes hydrométriques voisins. Alors que pour un petit bassin, il s'agit de la vitesse de transformation de la partie centrale de l'averse en débit maximal. Les facteurs fondamentaux qui déterminent la vitesse de propagation de la crue sont le volume des eaux d'écoulement stockées dans le réseau hydrographique et les caractéristiques morphométriques du bassin versant.

2. ETAT DE LA QUESTION

Le développement des formules de la vitesse de concentration a été examiné par plusieurs hydrologues : Alekseev G. A. [1], Befani A. N. [2], Nejikhovsky R. A. [11], Sokolovsky D. L. [12], Ivanenko A. G. [7], Goptshenko E. D. [5,6], Befani N. F. [4], Lalikin R. A. [11] et autres.

La vitesse de déplacement du pic de la vague v_{pic} est déterminée à partir de la relation suivante:

$$v_{pic} = \frac{\Delta l}{t_2 - t_1}$$

Cette vitesse diffère de la vitesse moyenne du courant dans la section mouillée v pour le même niveau et de la vitesse de déplacement des autres phases de la crue, en particulier le début et la fin de la vague.

Le plus grand intérêt est la vitesse du mouvement du débit donné v_Q qui en général peut différer de v_{pic} . Cette vitesse peut être déterminée, quand il n'y a pas d'affluent latéral de la manière suivante:

Pour n'importe quelle section, on peut admettre l'égalité suivante $Q = v\omega$, où v est la vitesse moyenne du courant (de la section mouillée), ω est la surface de la section mouillée. Le différentiel entier de cette expression s'écrit :

$$dQ = v d\omega + \omega dv \quad (1)$$

Après la dérivation par $d\omega$, on a :

$$\frac{dQ}{d\omega} = v + \omega \frac{dv}{d\omega} \quad (2)$$

La valeur $\frac{dQ}{d\omega}$ est la vitesse du mouvement d'un débit d'eau donné v_Q . Elle diffère de la vitesse moyenne du courant v dans la section de la valeur $\omega \frac{dv}{d\omega}$. Cette dernière valeur n'est pas égale à zéro, puisque dans le cas contraire, l'accroissement dv doit être égal à zéro, car cela peut avoir lieu uniquement quand le mouvement est uniforme; c'est-à-dire en absence de la crue.

La représentation du rapport entre la vitesse du débit v_Q et la vitesse moyenne du courant v peut être obtenue par la schématisation du processus.

L'admission de l'eau de pluie à partir du bassin dans le lit du cours d'eau, lors de la formation de la crue, se déroule relativement lentement et sur des tronçons importants du cours d'eau. Ce qui donne à la vague de la crue une forme douce "étendue". Un tel mouvement est appelé "graduellement varié et non permanent", lequel, avec une approximation admise, peut être exprimé par la formule de Chézy-Maning. Supposons que le lit prismatique a une grande largeur et que les dépendances entre la largeur B et la profondeur h sont exprimées sous la forme parabolique:

$$B = a h^m \quad (3)$$

Alors, en remplaçant dans la formule (1) et en considérant que la pente i est constante, on obtient:

$$v_Q = \frac{dQ}{d\omega} = v \left(1 + \frac{2}{3} \frac{1}{m+1} \right) \quad (4)$$

Pour une section rectangulaire du lit ($m = 0$) on a $v_Q = \frac{5}{3} v$; pour une forme triangulaire

($m = 1$) on a $v_Q = \frac{4}{3} v$ et pour une section parabolique ($m = 2$) on a $v_Q = \frac{11}{9} v$. Les expériences réalisées dans les canaux rectangulaires, ont donné des résultats de même ordre: la vitesse du pic de la vague est de l'ordre de 120 à 150 % de la vitesse moyenne du courant.

Les basses crues passent dans le lit mineur qui a une rugosité presque constante, à travers le périmètre mouillé et ayant une relation continue entre les caractéristiques morphométriques de la section mouillée. En considérant cette relation sous forme de binôme puissance et en exprimant la vitesse d'après la formule de Chezy, on obtient la vitesse de cette section sous la

forme [1,2,11] :

$$v = a Q^\alpha I^\beta \quad (5)$$

En exprimant dans la formule (1) le rayon hydraulique du courant par le débit d'eau, pour éviter la contrainte de la variation importante des profondeurs du lit et des autres caractéristiques qui varient même sur des tronçons courts du cours d'eau. Le paramètre fluvial a dépend de la

rugosité n du rapport $\frac{B}{H_{\max}}$, c'est-à-dire de la largeur relative du lit. Mais en tant que coefficient

de proportionnalité entre la vitesse v et $Q^\alpha I^\beta$ ce paramètre doit avoir une certaine stabilité connue. La combinaison du débit Q et de la pente I , caractérisant l'énergie du courant d'eau, définit le processus de morphogenèse du lit: la forme de la section du lit, la répartition des profondeurs selon le profil en travers et en longueur, la rugosité du tronçon donné de

cours d'eau, etc.... C'est pourquoi, les trois paramètres a , α et β peuvent être déterminés par les calculs inverses avec les données de mesure de débit Q , de vitesse v et de pente I , en utilisant la corrélation analytique ou graphique.

En réalité, les broussailles sur les rives, les encombrements dus aux éboulis et les engorgements provoquent l'augmentation de la rugosité du lit avec l'élévation du niveau d'eau. Cela amène la submersion du lit majeur qui provoque la réduction du paramètre α . Les paramètres de la vitesse doivent refléter l'effet dynamique de formation du lit qui est lié aux valeurs des facteurs générateurs: débit Q , la pente I .

Puisque la crue représente la forme du mouvement non permanent, alors la question examinée nous conduit à calculer le mouvement de la vague. Il est important d'estimer le rapport entre la vitesse de propagation de la vague et la vitesse moyenne du courant dans les mêmes conditions fluviales. Dans les lits des cours d'eau, à part l'aplatissement qui est lié avec l'augmentation du débit en bas dans le sens du courant, il y a place d'un processus inverse- le tassement des masses d'eau de derrière sur celles de devant à cause de la réduction de la pente depuis de la source et vers l'exutoire. La vague de la crue en déplacement est composée de deux vagues : d'aplatissement et de superposition (de concentration). L'expression théorique de l'expression du coefficient d'accélération de déplacement de la vague de la crue μ (vitesse du courant relative) est exprimé par [2] :

$$\mu = 2 \frac{(r+1)}{3-\psi} \quad (6)$$

où: $r = \frac{2}{3} \frac{\bar{H}}{H_{\max}}$ et $\psi = \frac{I_{\text{exutoire}}}{I_{\text{moyen}}}$

\bar{H} - profondeur moyenne au niveau du seuil,

H_{\max} - profondeur maximale au niveau du seuil,

I_{exutoire} -pente au niveau du seuil,

I_{moyen} - pente moyenne du talweg.

D'après Befani A. N. , la principale caractéristique est la rupture de la continuité dynamique de la vitesse, quand l'eau submerge le lit majeur [3]. Les recherches ont démontré que, quand l'eau monte vers le lit majeur la vitesse décroît brusquement et très rapidement de la vitesse v_{cr} jusqu'à la vitesse v quasi-constante au niveau de la section donnée. La valeur de cette vitesse v est considérée comme vitesse de calcul. Elle est liée à la vitesse critique v_{cr} par l'ex-

pression: $v = r v_{cr}$, où: r - est déterminé par le rapport des courants dans le lit majeur et dans le lit mineur ou les dimensions du lit majeur par rapport au lit mineur. La vitesse critique v_{cr} est déterminée par les dimensions du lit, qui est formé par les débits d'étiage. Alors cette vitesse est liée avec la surface du bassin versant, avec la pente et avec l'hydraulicité du cours d'eau. Befani N. F propose l'expression de la vitesse de concentration depuis la source (km/h) s'écrit [4]:

$$v_c = \varepsilon r S^{1/5} J^{1/3} \quad (7)$$

où:

S - surface du bassin versant, km^2 ,

J - pente du cours d'eau, au niveau de la section de mesure, ‰,

ε - coefficient adimensionnel, déterminé par l'expression $\varepsilon = \frac{v_c}{v}$

v - vitesse moyenne au niveau de la section de mesure, m/s .

Pour les cours d'eau périodiques (oueds) la valeur du coefficient r est de l'ordre de 1.36. Le coefficient ε dépend uniquement du coefficient du profil longitudinal du cours d'eau $\beta = \frac{J}{J_{sm}}$, où J est la pente moyenne du cours d'eau et J_{sm} est la pente au niveau de la section de mesure. Cette dépendance est exprimée par: $\varepsilon = 1.234 \ln(\beta) + 0.8$. Les erreurs de calcul par cette formule pour les rivières de l'Ukraine n'ont pas dépassé les 10% [4].

Il y a un autre développement, qui est associé à la schématisation géométrique des sections mouillées du cours d'eau, dû à Nejikhovsky, qui propose la relation suivante [11]:

$$B = b H_{\max}^m \quad (8)$$

où: B – largeur du cours d'eau,

H_{\max} – profondeur maximale du courant,

m – paramètre, dont les valeurs dépendent de la forme de la section mouillée du cours d'eau.

La vitesse de concentration fluviale du débit maximum de la crue pluviale est exprimée en utilisant une version modifiée de la formule de Chézy par :

$$v_c = a Q^\alpha I^\beta \quad (9)$$

où a – coefficient qui tient compte la forme de la section et la rugosité du lit,

Q – débit d'eau, m^3 / s ,

I – pente du talweg, ‰,

α et β - exposants hydrauliques.

Après quelques transformations, les paramètres α et β sont exprimés par:

$$\alpha = \frac{1}{1.5m + 2.5} \quad (10)$$

$$\beta = \frac{0.75(m + 1)}{1.5m + 2.5} \quad (11)$$

où: m – paramètre qui tient compte la forme du lit fluvial. Il est égal à la tangente de l'angle d'inclinaison de la ligne de dépendance $\ln B = f(\ln H_{\max})$.

4. OBJET ET DONNEES DE RECHERCHE

Les données des mesures hydrométriques utilisées dans cette recherche appliquée sont collectées dans les annuaires du Kazakhstan. Il s'agit des bassins versants analogues où on a utilisé les données des rivières d'Asie centrale, dont les caractéristiques hydrauliques et morphométriques des lits des cours d'eau sont semblables aux oueds de l'Afrique du Nord, ainsi que les conditions climatiques arides et semi-arides, déterminant la genèse des débits maxima des crues pluviales.

Les cours d'eau objet de cette étude, appartiennent au bassin de l'Amoudaria. Les mesures hydrométriques ordinaires disponibles appartiennent à 18 bassins versants dont la surface varie de 14,7 km² (r.Yavroz-kishl.Yavroz Contexte) à 1940 km² (r.Yazgulem-kishl.Motravan).

5. METHODE ET RESULTATS

La première étape de calcul consiste à établir des relations sous la forme $B = f(H_{\max})$. L'analyse graphique a montré que ces dépendances ont des coefficients de corrélation élevés. Pour tous les bassins versants étudiés, on a obtenu les valeurs du paramètre m entrant dans les formules (10) et (11). La figure 1 montre clairement la forte dépendance $\ln B = f(\ln H_{\max})$ de la rivière Iazgoulem à Chil. Motravn. Le coefficient de corrélation est de l'ordre de 0.94 et la valeur de l'exposant $m = 0.329$ [9].

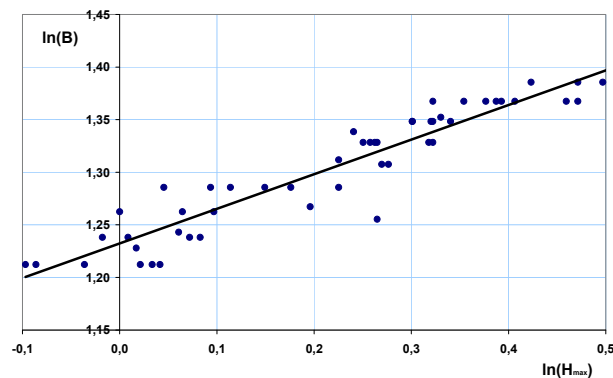


Fig.1. Dépendance $\ln B = f(\ln H_{\max})$

Selon [8], les cours d'eau objets de l'étude ont des lits instables. Il s'agit de torrents montagneux avec des pentes énormes et des grandes vitesses d'écoulement.

D'autre part, l'analyse a montré que le paramètre m est inversement proportionnel à la surface du bassin versant. Les écarts des points, sur le graphique, s'expliquent par la qualité des données de mesures hydrométriques. Puisque certains lits de rivières sont reconnus instables, pour lesquels la dépendance $\ln B = f(\ln H_{\max})$ est caractérisée par une grande dispersion.

La forme du lit fluvial, définie par les caractéristiques morphométriques, telles que la profondeur maximale H_{\max} , la surface de la section mouillée ω et la largeur du lit fluvial B , est générée par un complexe de facteurs interdépendants: hydrauliques et géomorphométriques. Ce complexe de facteurs exprime l'influence intégrale des caractéristiques du bassin versant. On considère que le rapport de la pente moyenne du talweg à la surface du bassin versant I/S comme indice géomorphométrique du bassin. L'analyse graphique de la dépendance de $\ln(m) = f[\ln(I/S)]$ montre que celle-ci a une forte corrélation, $r = 0.95$.

Cette dépendance est décrite par l'équation:

$$m = \frac{3}{8} \sqrt[10]{\frac{I}{S}} \quad (11)$$

Cette relation peut être utilisé dans les calculs pour les rivières non jaugeés de la région.

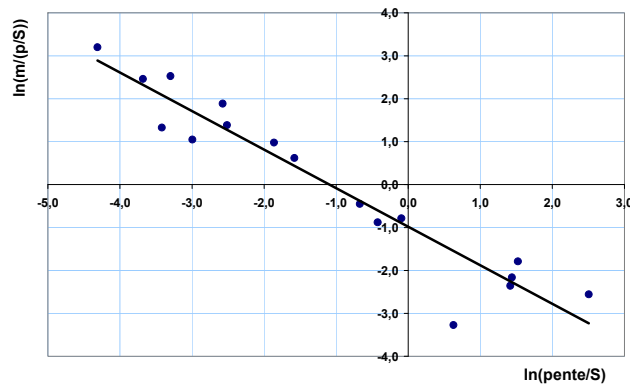


Fig.2. Dépendance $\ln(m) = f[\ln(I/S)]$

5.1 . RANSFERT DU RESULTAT VERS LES OUEDS DE L'ALGERIE

La relation (11) est vérifiée pour les conditions géomorphométriques du bassin d'Amoudaria. Son application, dans d'autres régions, doit être fondée sur la transformation équivalente de certaines dimensions morphométriques. Dans notre cas, on a choisit l'unité de la surface. A cet effet, on établit la relation entre la pente moyenne du talweg et la surface du bassin versant pour la région d'étude et pour les bassins versants des oueds d'Algérie du Nord.

Ayant les relations $I = f(S)$ pour les deux régions, on déduit l'équivalent de l'unité de surface de la région vers laquelle se fait le transfert et après quelques transformations, on obtient l'expression du paramètre m valable pour les bassins versants d'Algérie:

$$m = 0.18 \frac{I^{0.1}}{S^{0.07}} \quad (12)$$

La réalisation de la formule (9) passe respectivement par la détermination de m , de α et de β . La question de détermination du coefficient a tient compte de la période de retour du débit maximum $Q_{p\%}$. Ayant des mesures de la vitesse de propagation v_i et des débits d'eau Q_i correspondants, on établit la relation $v = f(Q)$, uniquement pour les débits maxima de fréquences $P < 50\%$. Après lissage de la courbe, on tire pour les débits de fréquences données $Q_{p\%}$ les vitesses correspondantes $v_{p\%}$. Le coefficient $a_{p\%}$ est déterminé par la relation:

$$a_{p\%} = \frac{v_{p\%}}{Q_{p\%}^{\alpha} I^{\beta}} \quad (13)$$

L'analyse des valeurs du coefficient $a_{p\%}$ pourrait permettre sa régionalisation ou sa cartographie. Sachant aussi que malgré l'augmentation sensible des débits, en passant d'une fréquence

rare à une autre inférieure, la profondeur augmente très peu, il serait intéressant d'analyser la dépendance des débits maxima en fonction de la superficie du bassin $Q_{p\%} = f(S)$.

Pour un seuil donné, le coefficient a peut être déterminé par l'expression suivante [11] :

$$a = \frac{0.063}{\left(\frac{B}{H_{\max}}\right)^{1/4} n^{3/4}} \quad (14)$$

avec n rugosité moyenne du cours d'eau, qui varie de 0.04 à 0.06.

6. CONCLUSION

Etant analogues aux oueds algériens des régions arides et semi-arides, on a traité les données des rivières de l'Asie centrale, en particulier dans le bassin Amoudaria. L'élaboration d'une formule régionale des vitesses de concentration fluviale est fondée sur la schématisation morphométrique des sections mouillées de Nejkhovsky.

La méthode proposée pour la détermination de la vitesse de concentration fluviale tient compte de la période de retour de la crue. Cette recherche peut être développée sur la bases des données hydrométriques sur les débits jaugés des oueds algériens.

7. REFERENCES

- [1] Алексеев Г. А. Паводочный сток рек СССР. Гидрометеиздат, Москва, 1956. 107 стр.
- [2] Бефани А. Н. Основы теории ливневого стока. Труды ОГМИ, том XIV, 1958, 309 стр.
- [3] Бефани А. Н. Расчет добегаания речных паводков. Журнал: Метеорология, климатология и гидрология, № 17, 1981. Вища школа, Киев. 3-10 стр.
- [4] Бефани Н. Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. Гидрометеиздат, Ленинград, 1977 134 стр.
- [5] Е. Гопченко Е. Д. О расчете скорости добегаания горных рек северо-востока СССР. Журнал : Метеорология, климатология и гидрология, № 5, 1969. 213-218 стр.
- [6] Гопченко Е. Д. Овчарук В. А. . Метод расчета скорости добегаания внутренних рек Украины. Журнал: Экологический вестник Черного моря, № 2 (24) - INVATS. 2007., 53-55 стр.
- [7] А. Иваненко Г. Исследование скоростей добегаания рек региона Карпата. Труды ОГМИ 1961, № 24, 52-59 стр.

- [8] Киндюк Б.В., Овчарук В.А. Розрахунок швидкостей добігання зливових паводків на річках Закарпаття. Журнал Водне господарство України, №3, 2005. – С.55-58.
- [9] Ладжель М., Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Обоснование скоростей руслового добегаания волн паводков для рек аридной зоны. Журнал Метеорология, климатология и гидрология, № 51, 2010.Одесса ТЕС. 222-233 стр.
- [10] Лаликин Р. А. Расчет скоростей добегаания. Труды ОГМИ, № 15, 1958, 73-87 стр.
- [11] Нежиховский Р. А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока. Гидрометеоздат, Ленинград, 1971. 473 стр.
- [12] Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеоздат, Ленинград, 1968, 538 стр.

How to cite this article:

Ladjel M. Contribution to the development of a method of estimate of the time of concentration of the maximum flows of the rain risings. *J Fundam App Sci.* 2014, *6(1)*, 56-65