

## Estimation Des Débits Et Du Volume D'eau Du Bassin Versant D'Agbaanh À L'aide De La Télédétection Et Des Systèmes D'informations Géographiques Dans La Partie Sud De La Région Du Bélier (Côte d'Ivoire)

Evi Guy-Roland ATTEY<sup>1</sup>, Naga COULIBALY<sup>2</sup>, Ismaïla OUATTARA<sup>3</sup>, Issiaka SAVANÉ<sup>4</sup>

<sup>1, 2, 3, 4</sup> Laboratoire Géosciences et Environnement (LGE), UFR Sciences et Gestion de l'Environnement (SGE)  
Université Nangui Abrogoua (UNA), 02 BP 801 Abidjan 02, Côte d'Ivoire  
Corresponding Author: Evi Guy-Roland Attey

---

**Résumé:** La région du Bélier, en particulier la partie nord est confrontée à un problème d'approvisionnement en eau potable. Il s'avère que cette région renferme des cours d'eaux. L'aménagement d'un de ses sous bassins serait bénéfique pour la communauté urbaine et rurale. Afin d'assurer la pérennité des processus économiques, il serait intéressant d'effectuer des études hydrologiques sur le sous bassin versant d'Agbaanh qui favorisera l'aménagement probable et une utilisation rationnelle de cette aire. Le développement récent des outils d'acquisition et traitement de données réalisés par la télédétection, nous offre la possibilité d'accéder à des informations sur tout l'étendu d'un bassin versant. Les données de pluies, la carte de rugosité de Manning et les images SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) nous permettent de procéder à la modélisation hydrologique d'un évènement pluvieux grâce au logiciel ArcGis 10.2 sur le sous bassin d'Agbaanh. Ce sous bassin a une surface de 456,8 Km<sup>2</sup>. La simulation hydrologique adoptée nous a permis d'obtenir un temps de transfert 3, 47 jours pour un volume d'eau accumulée de 10467421,875 m<sup>3</sup> et un débit de 666,15 m<sup>3</sup>/s à l'exutoire du bassin. Le débit maximal est de 254,1 m<sup>3</sup>/s. Enfin le débit moyen est de 133, 5 m<sup>3</sup>/s avec un volume d'eau de 1078200 m<sup>3</sup>. Tous ces résultats permettent de prévoir la réaction du sous bassin face un évènement pluvieux et l'aménagement du bassin pour le bien être de la population.

**Mots-clés :** Bassin versant, flux d'accumulation, MNT, temps de transfert, isochrones.

---

Date of Submission: 15-03-2018

Date of acceptance 29-03-2018

---

### I. INTRODUCTION

L'origine de la modélisation hydrologique date du développement du génie civil au 19<sup>ème</sup> siècle pour la conception des routes, de canaux, d'égouts de la ville, de systèmes de drainage, de barrages, de ponceaux, de ponts et de systèmes d'approvisionnement en eau [1]. La modélisation hydrologique revient à la traduction mathématique du cycle de l'eau : ses réservoirs et processus doivent être conceptualisés et simplifiés sous forme d'équations. Il convient de noter qu'il existe de nombreux modèles hydrologiques [2]. La plupart des modèles hydrologiques possèdent la capacité de simuler raisonnablement l'hydrologie des bassins versants et peuvent être appliqués pour traiter un large éventail de problèmes environnementaux et de ressources hydriques. Il doit aussi tenir compte des données de forçage et de validation disponibles ainsi que de la résolution spatio-temporelle de ces données. Il doit pouvoir décrire les différentes étapes de la transformation de pluie en débit particulier, les processus liés à la formation des crues et l'apparition des étiages [3]. Elle est aussi censée fournir des informations exploitables pour le dimensionnement d'ouvrage hydraulique, protection contre les crues ou pour la gestion hydrologique et écologique du bassin versant étudié. Les modèles sont des outils performants, bien que toujours perfectibles, permettant de répondre aux besoins de gestion des ressources en eau et de prévision de leur évolution [4].

En Côte d'Ivoire plusieurs modèles hydrologiques sont utilisés dans la modélisation pluie débit. Mais les modèles qui font intervenir les images satellitaires dans les modèles hydrologiques sont récentes. Ces modèles sont basés sur des structures de données raster (occupation du sol, altitude, flux d'accumulation et autres). La modélisation hydrologique se fait grâce à une fonction standard dans les logiciels SIG [5]. L'application de ces modèles nécessite pour certains un grand nombre de données et d'autres pas. Mais dans l'ensemble ces modèles sont faciles à manipuler et donnent de très bons résultats.

La région sud du Bélier, en particulier la partie septentrionale connaît une difficulté dans l'approvisionnement des ressources en eau. Or cette partie de la région connaît une croissance démographique importante. Afin d'assurer la pérennité des activités économiques (croissance agricole, besoins énergétiques et exploitation minière galopante), sociaux et culturels (urbanisation, santé...), il est important de gérer de manière rationnelle les ressources en eau de surface et souterraine. Pour pallier une partie de cette préoccupation, une étude hydrologique s'avère cruciale sur tous les bassins de la zone.

Le développement récent des outils d'acquisition de données et des images satellitaires, nous offre désormais la possibilité d'accéder à de nombreuses données spatialisées d'un bassin versant [6], [5], [7], [8], [9], [10] et [11].

A l'aide des outils de la télédétection, des SIG, des données hydroclimatiques nous pouvons effectuer une simulation hydrologique sur un bassin [12], [13] et [14].

L'objectif de ce travail est de transformer un évènement pluvieux reçu sur le sous bassin versant d'Agbaanhen un hydrogramme pour connaître les différents débits et volume d'eau sur le bassin. En somme estimer la potentialité du bassin pour les futurs aménagements au profit des populations environnantes.

## II. Présentation de la zone d'étude

### 2.1. Situation géographique

Situer en Côte d'Ivoire, La zone d'étude est située dans la partie Sud de la région du Bélier. La partie Sud de la région a une aire de 3032 Km<sup>2</sup>. Les départements de Toumodi et Djékanou constituent la partie Sud de la région du Bélier. Elle est localisée entre les longitudes 240000 m et 310000 m Est et les latitudes 690000 et 750000 m Nord (UTM 30). Elle est délimitée en certain endroit par le fleuve Bandama à l'Ouest, le N'zi et le Kan à l'Est (figure 1). La zone d'étude est le sous bassin du nom d'Agbaanhavec une surface de 456,8 km<sup>2</sup> (figure 1). Le sous bassin étudié est localisé au Nord de la partie Sud de la région avec un périmètre de 129,2028 km et un indice de compacité de 1,69 (forme allongée). La rivière Agbaanh du sous bassin se jette dans l'affluent Kan du fleuve N'zi.

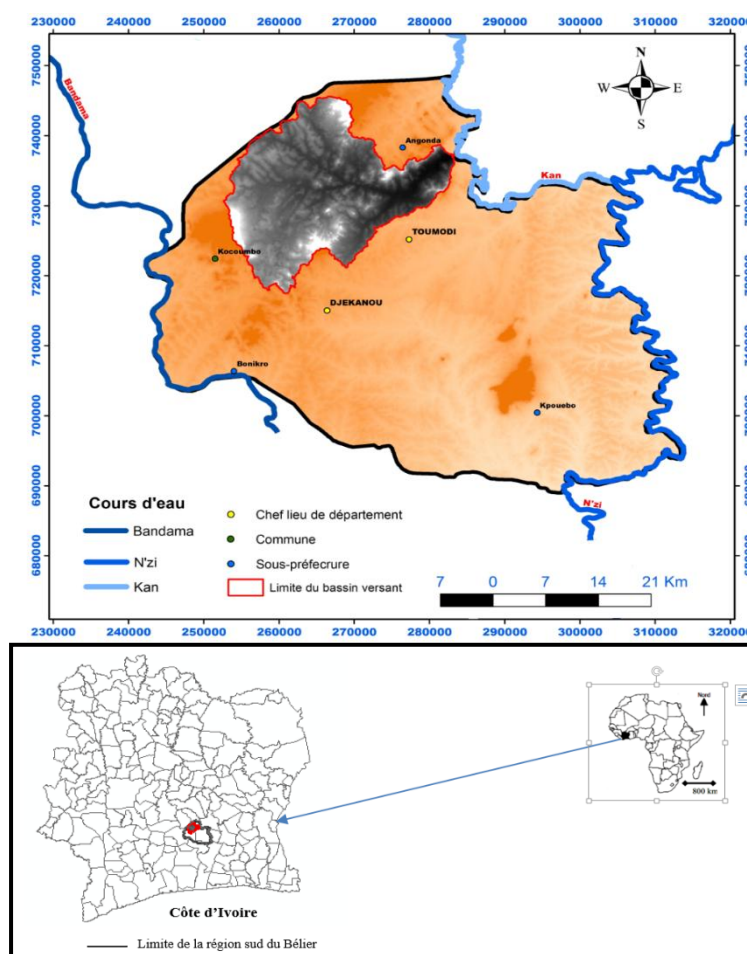


Figure 1. Localisation du bassin versant de la rivière Abgaanh...

### III. Matériel et méthodes

#### 3.1. Données utilisées

Dans la présente étude, deux images SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) de résolution de 30 m (N06W005V3 et N06W6V3) et deux images Landsat 7 TM (path196-row 55 et path196-row 56 du 31 décembre 2002) ont été utilisées. Ces images ont été téléchargées gratuitement sur le site <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Nous avons choisi les images SRTM pour le modèle numérique de terrain car selon [15], [16] et [17] ont conclu que le traitement des images SRTM est plus représentatif de la topographie avec un minimum d'erreur que les images ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Ensuite, nous avons pris une carte administrative de la région du Bélier et une carte d'occupation du sol de 2000 acquises au CNTIG (Comité National de Télédétection et d'Information Géographique). Et enfin une hauteur de pluie extrême de 70 mm d'une durée de 4,125 heures extraite d'un pluviographe datant du 27/05/2005 fournie par la SODEXAM (Société d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire Aéronautique et Météorologique).

#### 3.2. Méthodes

L'approche développée est une technique d'opération consistant à diriger des données au sein d'un réseau (roulage) d'écoulement basée sur le SIG, le chemin d'écoulement et le réseau sont nécessaires pour le modèle qui est dérivé du modèle numérique de terrain (MNT). Une seule cellule en aval, dans la direction de la plus forte pente, peut être définie pour chaque cellule (MNT) par l'utilisation de la fonction SIG, de sorte qu'une connexion unique de chaque cellule à la sortie du bassin versant peut être déterminée. Ce processus produit une cellule réseau présentant les trajectoires du système d'écoulement du bassin versant. Les paramètres de roulage de chaque cellule sont décrits à partir du réseau d'écoulement, et le point clé de l'approche est l'estimation du temps de transfert. Les caractéristiques géomorphologiques et morphologiques telles que la carte des pentes, la direction de l'écoulement, l'accumulation de flux ainsi que le bassin hydrographique et les réseaux de drainage ont été calculés grâce au logiciel ArcGIS version 10.2. Les étapes importantes pour simuler l'événement réel de précipitations afin d'obtenir les débits maximaux à l'exutoire du bassin a été le calcul de la couche temps de transfert de l'eau. La couche temps de transfert et les isochrones ont été obtenues selon la méthodologie sous dessous (figure 2). Des couches temps de transfert de l'eau ont permis d'établir les isochrones. Les isochrones sont des lignes de partage de temps de transfert égale à la sortie du bassin. L'estimation du ruissellement direct à la sortie du bassin versant a été produite en supposant que l'événement de précipitation extrême est un phénomène avec une répartition spatiale homogène.

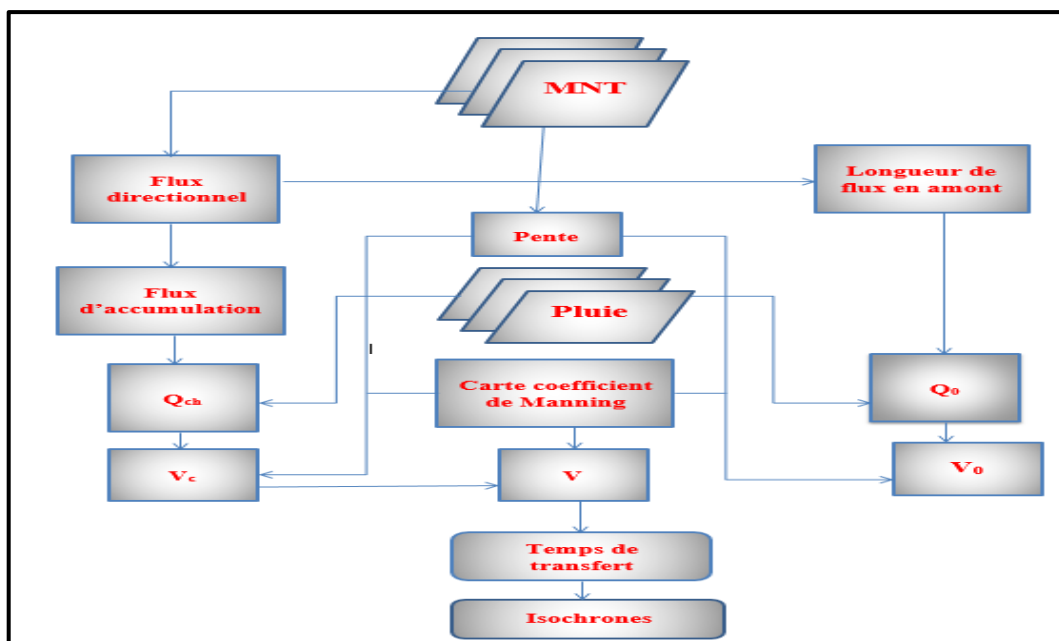


Figure 2. Méthodologie de détermination du temps de transfert et des isochrones [18], [19]

En se servant de la couche et les précipitations d'accumulation de l'écoulement, une nouvelle couche de grille de débit peut être estimée à partir de la formule suivante

$$Q = \frac{\text{quantité de précipitation} \times \text{flux d'accumulation} \times \text{taille de la cellule}}{\text{durée de précipitation}} \quad (1)$$

En utilisant les données disponibles du coefficient de Manning pour chaque type d'occupation du sol, des coefficients de Manning peuvent être déterminés pour chaque zone. La valeur du coefficient de Manning a été déterminée à partir des valeurs publiées selon [20].

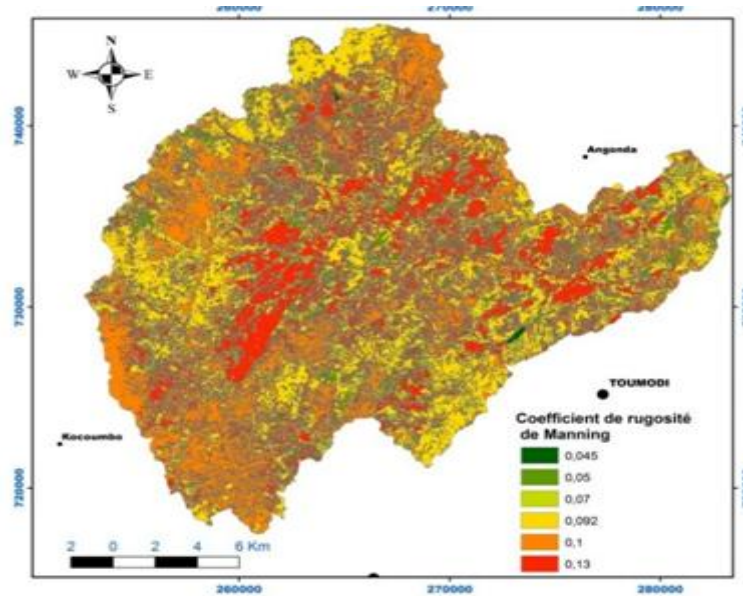


Figure 3. Carte du coefficient de rugosité de Manning

Tableau 1. Occupation du sol et coefficient de Manning

Occupation du sol	Valeur du coefficient de Manning (n)
Eau	0,045
Culture/jachère	0,05
Savaneherbeuse	0,07
Forêt dégradée/savane arborée	0,092
Forêt	0,1
Habitation/sol nu	0,13

Les valeurs du coefficient de Manning sont assignées dans le tableau 1 et sont représentées sur la carte (figure 3). Pour les besoins de ce travail, deux types de vitesse ont été considérés. Ces deux types de vitesses ont été décrites et établies mathématiquement selon [20], [21], [22], [5], [23]. Ces auteurs ont utilisé ces équations dans des modèles de routages de SIG (modélisation hydrologique).

La première est pour le débit de chenal et le second pour l'écoulement de surface. La vitesse de transfert d'écoulement du chenal  $V_C$  peut être estimée en fonction de la combinaison de l'équation de continuité de Manning à l'aide de la formule suivante:

$$V_C = K S_0^{3/8} Q^{1/4} n^{3/4} \quad (2)$$

Où,  $S_0$  est la pente de la surface (m / m),  $Q$  est le débit cumulé ( $m^3/s$ ) et  $n$  est le coefficient de rugosité de Manning.  $K$  est un coefficient qui est déterminé après la calibration du modèle (le coefficient  $K$  est supposé être égal à 1 et corrige les erreurs de simulation et le coefficient  $n$  [23]).

De même, la vitesse d'écoulement de surface  $V_0$  peut être estimée selon la formule suivante:

$$V_0 = S_0^{3/8} l^{2/5} i_e^{2/5} n^{-3/5} \quad (3)$$

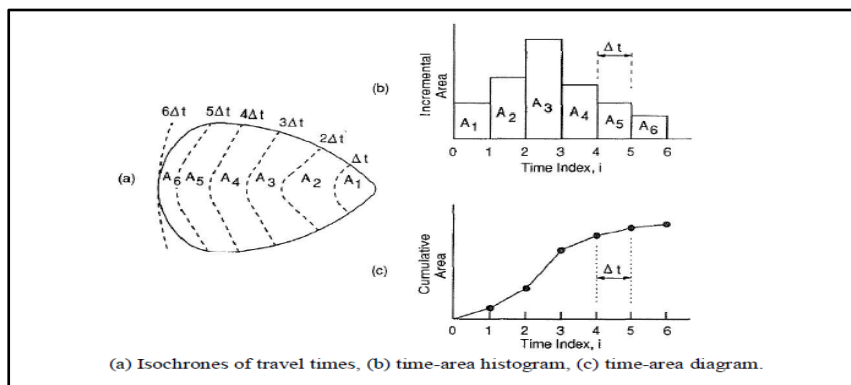
Où  $S_0$  est la pente de la surface (m / m),  $l$  est la longueur de la pente (m),  $i_e$  est le flux entrant net vertical (m / s) et  $n$  est le coefficient de rugosité de Manning [23].

L'étape suivante est la combinaison des vitesses. Le produit final de la combinaison est un fichier qui porte toutes les informations sur le chenal et la vitesse de l'écoulement de surface

Etant donné que  $V(\mathbf{Vc} + \mathbf{V}_0)$  a été calculée pour chaque maille (en utilisant une fonction conditionnelle dans ArcGIS, le temps de transfert de l'eau dans chaque cellule a été calculé à partir d'une vitesse cellulaire et la longueur du flux  $L$  :

$$T = \frac{L}{v} \quad (4)$$

La création de la carte des isochrones est la classification de la couche temps de transfert de l'eau. La couche de temps de transfert est classifiée afin de produire des isochrones (figure 4 (a)). Cette carte est un intervalle de temps, qui dépeignent des secteurs de surface égal au temps de l'écoulement. La surface totale de chaque isochrone est calculée. Ce résultat permet la représentation de l'histogramme de surface de temps (figure 4 (b)) et du diagramme cumulatif de surface de temps (figure 4(c)). Au final la construction de l'hydrogramme pour faire ressortir les différents débits et le calcul du volume des eaux de ruissellement par unité de temps et par surface d'isochrone [24], [25], [26]

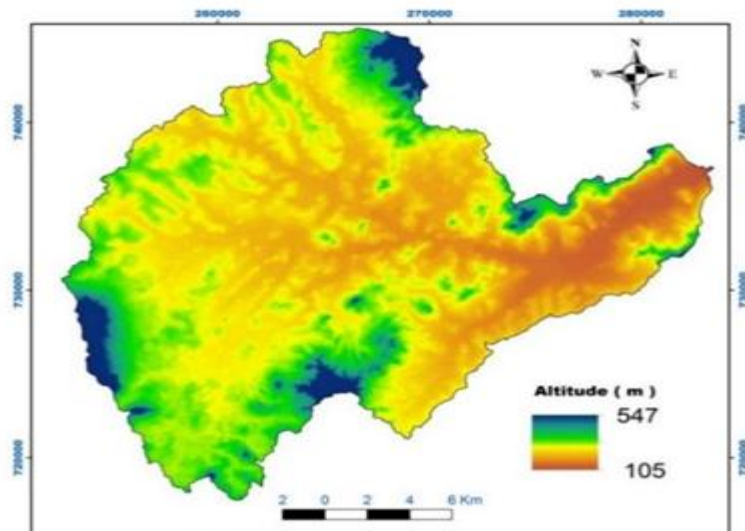


**Figure 4. Carte du temps de transfert de l'eau (a), l'histogramme de surface(b) et de la surface cumulative(c) [26]**

#### IV. Résultats et analyse

##### 4.1. Analyse hydrologique du paysage

L'application du modèle numérique de terrain corrigé donne les élévations, la pente et l'accumulation de flux. Les altitudes varient entre 105 et 504 mètres (figure 5). Les altitudes élevées se situent au nord, ouest et au sud du bassin. Les altitudes élevées varient entre 254 et 547 mètres. En amont du bassin, nous avons la variation la plus faible des altitudes (105 et 179 mètres).



**Figure 5. Variation des altitudes sur le bassin versant d'Agbaanh**

Les pentes calculées sont comprises entre 0 et 35,6° (figure 6) avec une moyenne de 3,52° et un écart type de 3,26°. Elles sont globalement faibles en moyenne. Et sur l'ensemble du bassin, nous constatons que la



grande majorité des pentes sont dans la fourchette de 0 à 8,9°. Les pentes élevées sont comprises entre 17,8° et 35,6°.

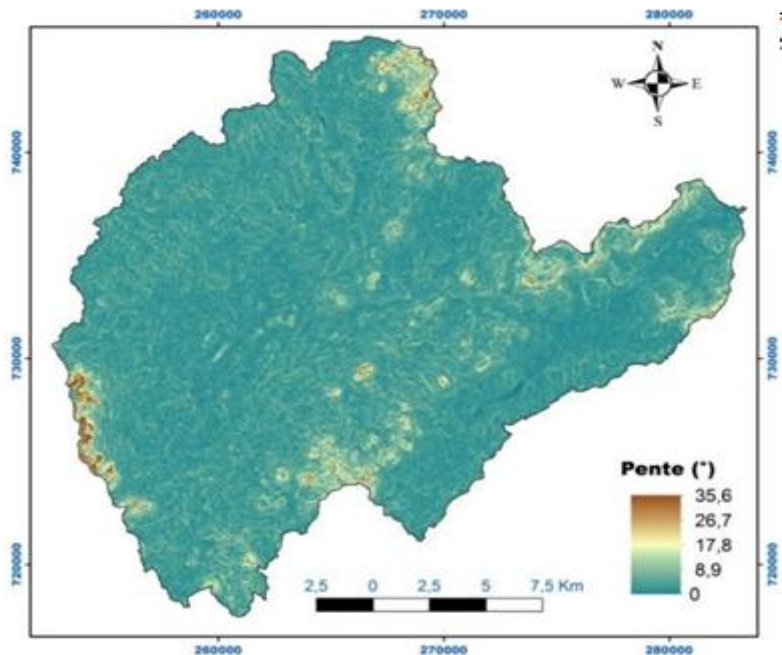


Figure 6. Carte des pentes du bassin versant d'Agbaanh

La variation du flux d'accumulation présente les différentes surfaces contributives du réseau hydrographique sur le bassin versant (figure 7). On constate que de 0 à 119884 cellules cumulées, nous n'avons pas de surface contributive à la mise en forme du réseau hydrographique. Mais le réseau hydrographique est visible à partir de 119884 cellules accumulées.

Le réseau hydrographique est compris entre 119884 et 479537 cellules accumulées. A l'exutoire nous avons 479537 cellules accumulées soit une surface contributive de 456,6 km<sup>2</sup>. Ce résultat représente effectivement la surface du bassin.

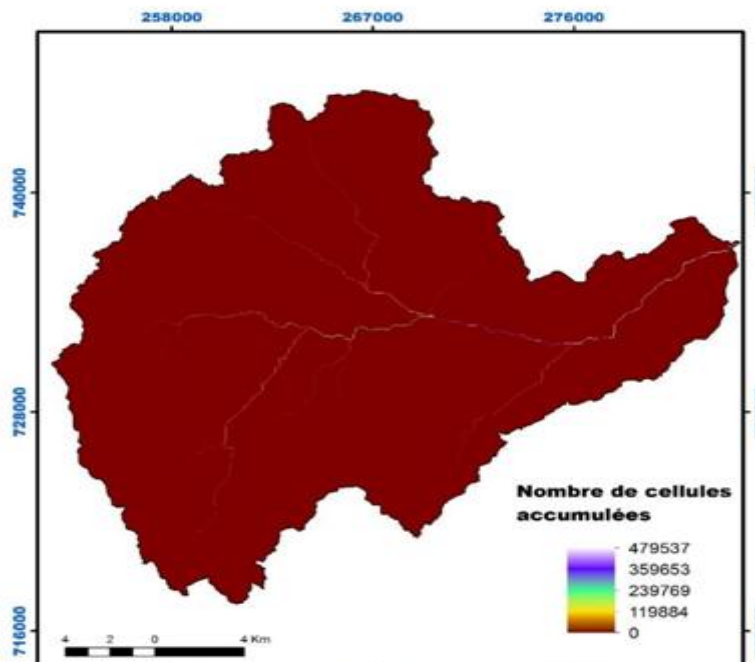
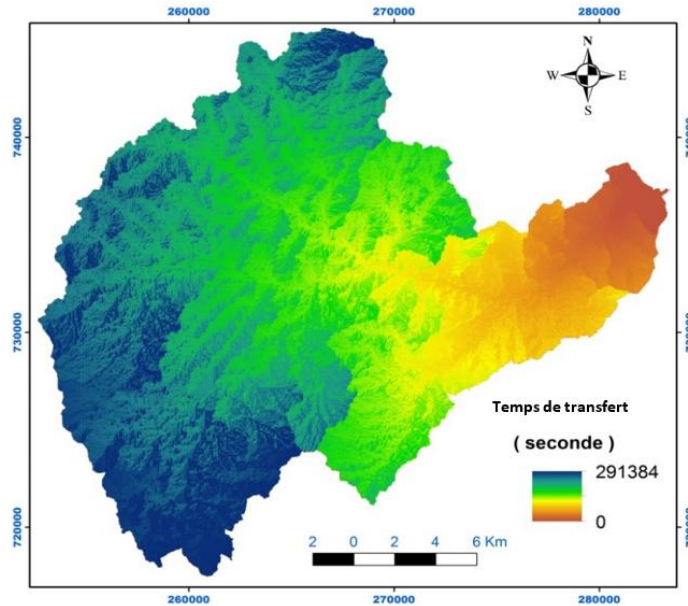


Figure 7. Carte du flux d'accumulation du bassin versant d'Agbaanh

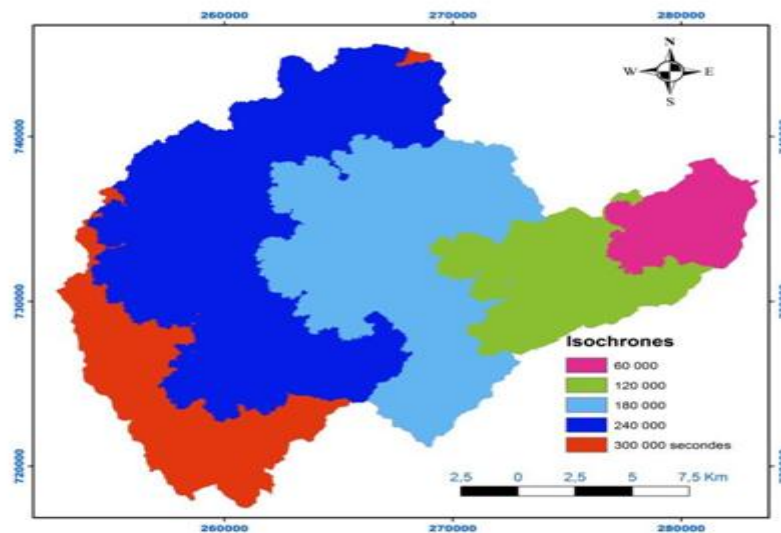
La figure 8 représente le temps de transfert de l'eau de l'amont à l'exutoire du bassin versant. Le temps de transfert de l'eau est représenté par différentes couches. Le temps de transfert varie de 0 à 291384 secondes. Ces différentes couches de transferts indiquent que l'eau qui est la plus proche de l'exutoire a besoin de moins

de temps pour le ruissellement. Les couches les plus éloignées de l'exutoire du bassin ont besoin de 291384 secondes pour atteindre l'exutoire.



**Figure 8. Temps de transfert de l'eau du bassin versant d'Agbaanh**

La carte de temps de transfert de l'eau nous permet de créer la carte des isochrones du bassin (figure 9). On prend pour intervalles de temps de concentration 60000 secondes. Nous obtenons 5 intervalles de temps par surface d'isochrones sur le bassin. Nous constatons que les isochrones de 120000 et 300000 secondes sont réparties de manière discontinue sur le bassin. Ce qui n'est pas le cas des trois autres isochrones (60000, 180000 et 240000 secondes). Cette observation est caractéristique de la géomorphologie du relief. L'histogramme de surface de temps (figure 10) présente la distribution spatiale des surfaces d'isochrones sur le bassin. Elle nous montre un accroissement de 30,7316 km<sup>2</sup> à 129,1277 km<sup>2</sup>, puis une baisse de la surface à 65,0071 km<sup>2</sup>. En ce qui concerne le diagramme de surface cumulative de temps (figure 11), la surface évolue de 0 à 456,8 km<sup>2</sup>.



**Figure 9. Carte d'isochrones**

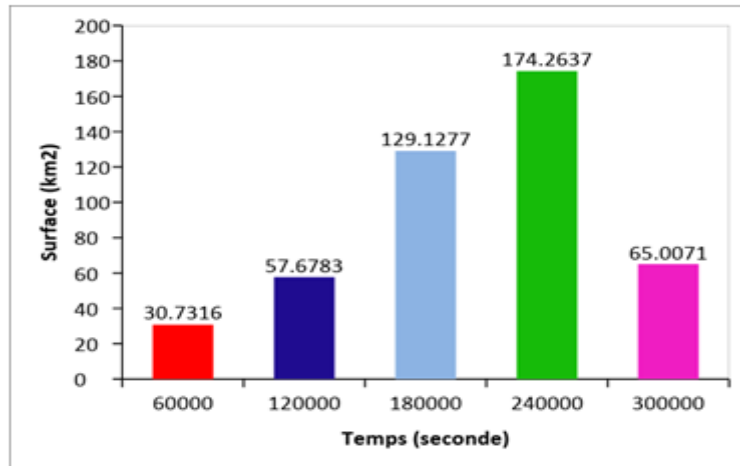


Figure 10. Histogramme de surface de temps

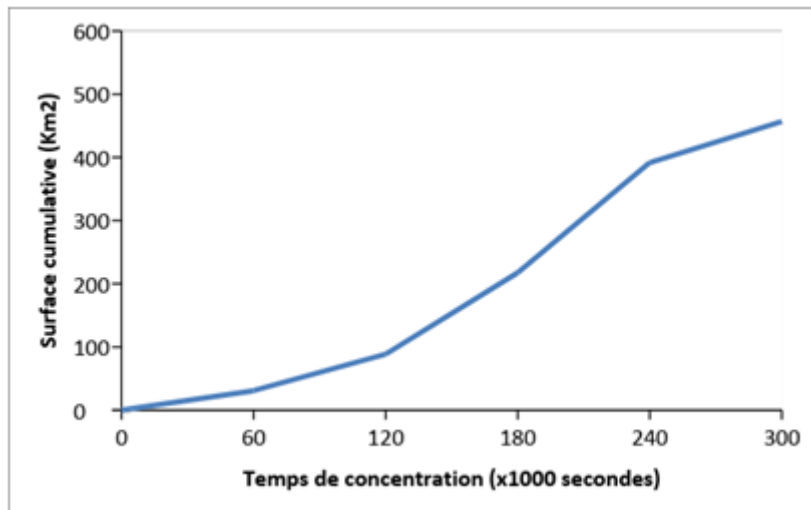


Figure 11. Courbe cumulative de surface

L'hydrogramme (figure 12) nous présente un pic (254,1 m<sup>3</sup>/s) après 2,77 jours (240000 secondes) de l'évènement pluvieux. Cela correspond au débit maximal sur le bassin versant. Le débit moyen est estimé à 133,5 m<sup>3</sup>/s ce qui correspond à un volume d'eau ruisselé de 1078200 m<sup>3</sup>. Donc le débit à l'exutoire du bassin est de 666,15 m<sup>3</sup>/s pour un volume d'eau écoulé de 10467421,875 m<sup>3</sup> en 3,47 jours (300000 secondes).

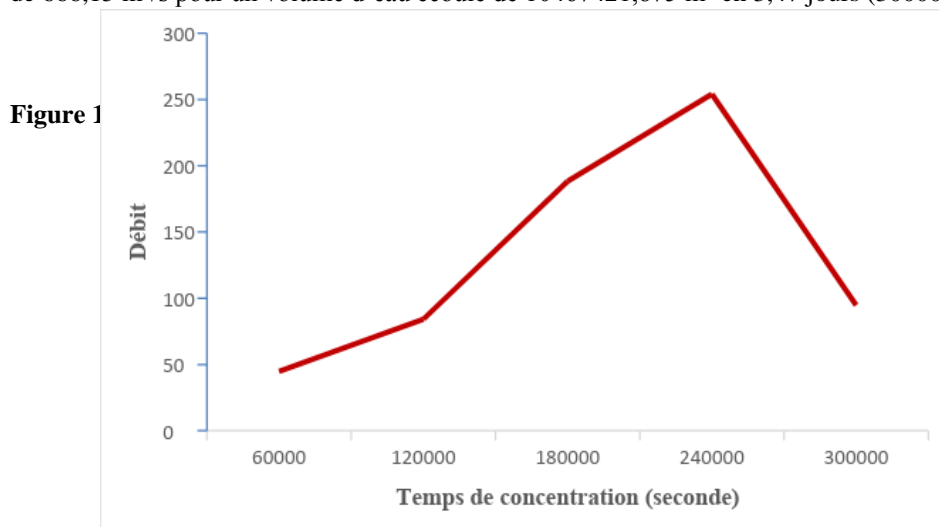


Figure 12. Hydrogramme



## V. Discussion

L'étude à travers une simulation hydrologique nous a permis d'estimer la quantité d'eau et les différents débits sur le bassin. Le temps maximal de transfert d'une goutte d'eau de l'amont à l'exutoire est de 3,47 jours. Cela pourrait s'expliquer par l'occupation du sol représenté par le coefficient de rugosité de Manning, la pente moyenne et la variation des altitudes sur le bassin versant. Ce résultat semble similaire aux travaux de [27]. Ceux-ci ont obtenu un temps de transfert de 3,4 jours sur le bassin versant d'Aghien qui était aussi de forme allongée avec une superficie de 361 km<sup>2</sup>. Au niveau du débit maximal (254,1 m<sup>3</sup>/s), le résultat obtenu est inférieur à celui obtenu par [19]. Ces auteurs ont travaillé sur un bassin de 32,28 km<sup>2</sup>. La variation d'altitude était comprise entre 30 et 618 mètre, avec une variation moyenne de 30 à 200 mètres pour un pourcentage de 47% sur le bassin. L'évènement pluvieux a durée 8 heures pour une quantité de pluie de 151,4 mm. Ils ont obtenu un débit maximal de 432,90 m<sup>3</sup>/s. L'explication de cette différence semble être due aux caractéristiques morphométriques du bassin, l'intensité de la lame d'eau tombée et sa durée.

Concernant le débit maximal (254,1 m<sup>3</sup>/s), le débit moyen (133,5 m<sup>3</sup>/s) et le volume d'eau obtenu (1078200 m<sup>3</sup>) restent supérieurs aux résultats obtenus par [20]. Quant à eux ils ont travaillé sur un bassin versant de 19,7 km<sup>2</sup> et ont obtenu 3 débits maxima (58,7 ; 85,4 et 91,8 m<sup>3</sup>/s) et un débit moyen de 31,04 m<sup>3</sup>/s pour un volume respective de 7822080 m<sup>3</sup> d'eau. Ces différences peuvent être dues aux caractéristiques physiques du bassin (La pente, la géologie, la pédologie, le degré d'anthropisation, le couvert végétal) et l'intensité de la lame d'eau. L'activité végétative et le type de sol sont intimement liés, et leurs actions combinées influencent singulièrement l'écoulement en surface. Le couvert végétal retient selon sa densité, sa nature et l'importance de la précipitation une proportion variable de l'eau. Cette eau est en partie soustraite à l'écoulement [28]. Aussi le couvert végétal est caractérisé par une forte variabilité temporelle à l'échelle de la saison voire du mois. Les conséquences sur le comportement hydrologique sont principalement dues aux modifications des propriétés hydrauliques du sol (compactage par les roues des engins, labours, drainage agricole [29]). Selon [30] qui ont effectué des travaux sur le bassin versant de Débo dans la région de Soubré ont eu des résultats de débits maxima et de volume d'eau très importante lors des différentes simulations. Pour eux ses résultats seraient dus à la lame d'eau écoulée. Quant à eux, ils ont prétendu que pour une même lame précipitée, la réponse hydrologique varie en fonction du volume écoulé. Plus les lames écoulées sont importantes, plus les débits le deviennent. Les volumes d'eau mobilisés aussi varient selon les lames écoulées.

## VI. Conclusion

Cette étude met en exergue l'utilité des systèmes d'informations géographique et de la télédétection dans une modélisation hydrologique spécifique précipitation-écoulement. Les données de pluie et d'images satellitaires ont permis d'estimer le temps de transfert, les différents débits et volume d'eau sur le sous bassin versant d'Agbaanh. La simulation hydrologique adoptée nous a permis d'obtenir un temps de transfert 3,47 jours pour un volume d'eau accumulée de 10467421,875 m<sup>3</sup> et un débit de 666,15 m<sup>3</sup>/s à l'exutoire du bassin. Le débit maximal est de 254,1 m<sup>3</sup>/s et le débit moyen est de 133,5 m<sup>3</sup>/s avec un volume d'eau de 1078200 m<sup>3</sup>. Tous ces résultats permettent de prévoir la réaction du bassin face un évènement pluvieux et l'aménagement de celui-ci en vue de proposer des solutions pour la gestion des ressources en eau et des mesures d'alertes en cas de crues. Ce modèle hydrologique a été appliqué par plusieurs auteurs dans les régions de la Grèce et en Chine en donnant des résultats satisfaisants. Cette méthodologie pourrait être adoptée dans l'étude de plusieurs bassins versants car elle nécessite moins de données dans son élaboration.

## Remerciements

Au terme de ce travail, nous adressons nos sincères remerciements à la SODEXAM et aux membres du Conseil Régional du Bélier.

## References

- [1] V. P. Singh and D. A. Woolhiser, Mathematical modeling of watershed hydrology, *Journal of Hydrologic Engineering*, 7(4), 2002, 270-292.
- [2] C Perrin, *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*, Thèse de Doctorat, Institut national polytechnique de Grenoble, France, 246p, 2000.
- [3] A. Sekina, Modélisation Pluie-Débit : Outil de prévision des crues le mieux adapté par le modèle hydrologique GR. Diplôme de Magister en Hydraulique, Université Abou BekrBelkaid, Tlemce, 159p, 2014.
- [4] Brooks N. K., Folliott P. F and Magner J. A, *Hydrology and the management of watersheds* (4 th Ed. USA: John Wiley and Sons, Inc, 545p, 2013).
- [5] A. M. Melesse and W. D Graham. Storm runoff prediction based on a spatially distributed travel time methods utilizing remote sensing and GIS. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 40 (4), 2004, 863-879.
- [6] A. Sarangi, C. A. Madramootoo and P. Enright, Development of user Interface in ArcGIS for estimation of watershed geomorphology, *CSAE/SCGR 2003 meeting, paper (03-120)*, 2003, 1-34.

- [7] R. G. P. Obi, A. K. Maji and K. S. Gajbhiye, Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in a basaltic terrain, Central India a remote sensing and GIS approach. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 6, 2004, 1–16.
- [8] P. D. Sreedevi, K. Subrahmanyam, A. Shakeel, The significance of morphometric analysis for obtaining groundwater potential zones in a structurally controlled terrain, *Environmental Geology*, 47(3), 2005, 412-420.
- [9] M. M. Valeriano, T. M. Kuplich, M. Storino, B. D. Amaral, J. N. Jr. Mendes, D. J. Lima, Modeling small watershed in Brazilian Amazi- nia with shuttle radar topographic mission-90 m data, *Computers & Geosciences*, 32, 2006, 1169-1181.
- [10] C. H. Grohmann, C. Riccomini and F. M. Alves, SRTM-based morphotectonic analysis of the Pocos de Caldas alkaline Massif, southeastern Brazil, , *Computers & Geosciences*, 33, 2007, 10–19.
- [11] H. Ozdemir and D. Bird, Evaluation of morphometric parameters of drainage networks derived from topographic maps and DEM in point of floods. *Environmental Geology*, 56, 2009, 1405–1415.
- [12] J. Fairfield J and P. Leymarie, Drainage networks from grid digital elevation Models, *water resources research*, 27(5), 1991, 709-717.
- [13] P. D. Sreedevi, P. D. Sreekanth, H. H. Khan and S. Ahmed, Drainage morphometry and its influence on hydrology in a semi arid region: using SRTM data and GIS, *Environmental Earth Science*, 70(2), 2013, 839–848.
- [14] R. Costache, Using gis techniques for assessing lag time and concentration time in small river basins, case study: pecineaga river basin, Romania, *GeographiaTechnica*, 09(1), 2014, 31-38.
- [15] K. G. Nikolakopoulos, E. K. Kamaratakis and N. Chrysoulaki, SRTM vs ASTER elevation products. Comparison for two regions in Crete, *Greece International Journal of Remote Sensing*, 27(21), 2006, 4819–4838.
- [16] A. C. Huggel, D. A. Schneider, P. J. B. Miranda, H. D. B. Granados and A. A. C. Kääb, Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: A case study on lahars from Popocatepetl Volcano, *Mexico Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 2008, 99–110.
- [17] F. Gerald and M. Ben, Comparison of SRTM and ASTER Derived Digital Elevation Models over Two Regions in Ghana, Implications for Hydrological and Environmental Modeling, *Studies on Environmental and Applied Geomorphology*, In: P. Tommaso (Ed), ISBN: 978-953-51-0361-5, *InTech*, 2012, 220-240.
- [18] E. Gioti, C. Riga, K. Kalogeropoulos and C. Chalkias, A GIS-based flash flood runoff model using high resolution DEM and meteorological data, *EARSeLeProceedings*, 12(1), 2013, 33–43.
- [19] T. Konstantinos, G-P. Kalliopi, K. Kleomenis, C. Christos, K. Petros and K. Efthimios K, Investigation of flash flood natural causes of Xirolaki torrent, northern Greece based on GIS modeling and geomorphological analysis, *SPRINGERNaturals hazards*, 84(2), 2016, 1015-1033.
- [20] V. T. Chow., D. R. Maidment and L. W. Mays, *Applied hydrology (Mc GrawHill International)*, 1988).
- [21] V. P. Singh and V. Aravamuthan, Errors of kinematic wave and diffusion wave approximations for steady-state overland flows, *Catena*, 27, 1988, 209–227.
- [22] V. Arora, F. Seglenieks, N. Kouwen and E. Soulis, Scaling aspects of river flow routing, *Hydrological Processes*, 15, 2001, 461-477.
- [23] J. Du, H. Xi, Y. Hu, Y. Xu and C. Xu, Development and testing of a new storm runoff routing approach based on time variant spatially distributed travel time method, *Journal of Hydrology*, 369(1 and 2), 2009, 44-54.
- [24] D. R. Maidment, J. F. Olivera, A. Calver and W. Fraczek, A unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field, *Hydrologic Processes*, 10, 1996, 831-844.
- [25] M. H. Ajward and I. Muzik, A spatially varied unit hydrograph model. *Journal of Environmental Hydrology*, 8(7), 2000, 1-8.
- [26] A. Roys and T. Reebea, Development of Spatially Distributed Unit Hydrograph for Bharathapuzha River Basin, *International Journal of Innovative Research in Science, Engineering and Technology*, 6(4), 2017, 1-6.
- [27] K. J.P. Koffi, Y. A. N'go, K. M. Yeo, D. Koné and I. Savané, Détermination des périmètres de protection de la lagune Aghien par le calcul du temps de transfert de l'eau jusqu'à la lagune, *Larhyss Journal*, 1112-3680(19), 2014, 19-35.
- [28] V. Andréassian, Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Cemagref, 2002, 200.
- [29] T. R. Green, L. R. Ahuja and J. G. Benjamin, Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties, *Geoderma*, 116(1 and 2), 2003, 3-27.
- [30] V. M. Sorokoby, M. B. Saley, K. F. Kouame, R. Baliet, E. M. V. Djagoua, K. Affian, J. Biemi and B. Koffi, Utilisation de la fonction de transfert morphologique pour la simulation des transferts d'eau dans le bassin versant de Débo (Région de SOUBRE au Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire), *International Journal of Innovation and AppliedStudies*, 2(3), 2013, 355-36.

Evi Guy-Roland ATTEY "Estimation Des Débits Et Du Volume D'eau D'un Bassin Versant À L'aide De La Télédétection Et Des Systèmes D'informations Géographiques Dans La Partie Sud De La Région Du Bélier (Côte d'Ivoire)" *International Journal of Engineering Science Invention (IJESI)*, vol. 07, no. 03, 2018, pp95-104