

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY

UNIVERSITÉ BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار - عنابة

Faculté des Sciences de l'ingénieur

Département de l'Hydraulique

**Thèse de Doctorat
Es-Sciences**

Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un
modèle hydrologique spatialisé de crue
en milieu périurbain

Soutenue par :

Imène SKHAKHFA

M. Lakhdar DJEMILI

M. Yacine DJEBBAR

M. Messaoud DJEDDOU

M. Mahmoud HASBAIA

M. Hamouda BOUTAGHANE

M. Lahbaci OUERDACHI

Pr. Université Badji Mokhtar, Annaba

Pr. Université Mohamed-Chérif Messaadia, Souk Ahras

Dr. Université Larbi Ben M'hidi- Oum El Bouaghi

Dr. Université Mohamed Boudiaf, M'sila

Dr. Université Badji Mokhtar, Annaba

Pr. Université Badji Mokhtar, Annaba

Président de jury

Examinateur

Examinateur

Examinateur

Examinateur

Directeur de thèse

09 juillet 2017

Remerciements

Cette thèse est l'aboutissement d'un effort certes personnel mais qui a pu être possible grâce à l'intervention, l'aide et la bienveillance de plusieurs personnes et organismes que je tiens à remercier.

Merci tout d'abord à Monsieur Lahbaci OUERDACHI, mon directeur de thèse Professeur à l'université Badji Mokhtar Annaba, qui m'a conseillé et aidé. Je le remercie pour son engagement et sa générosité durant tout mon cursus.

Monsieur Lakhdar DJEMILI, professeur à l'université Badji Mokhtar Annaba, a accepté de présider le jury de cette thèse. Je le remercie pour l'intérêt qu'il a manifesté pour ce travail et pour son aide précieuse.

Messieurs Yacine DJEBBAR professeur à l'université de Mohamed-Chérif Messaadia Souk Ahras, Messaoud DJEDDOU maître de conférence à l'université Larbi Ben M'hidi Oum El Bouaghi, et Mahmoud HASBAIA maître de conférence à l'université Mohamed Boudiaf M'sila qui ont accepté la lourde tâche d'examiner et de juger mon travail, je voudrais les remercier pour leurs remarques constructives.

J'ai souvent pu avoir recours aux conseils avisés de Monsieur Hamouda BOUTAGHANE maître de conférence à l'université Badji Mokhtar Annaba. Je le remercie pour sa disponibilité et d'avoir accepté d'examiner mon travail.

Je tiens à remercier chaleureusement Monsieur le directeur Régional Est de l'ANRH et Monsieur Salim BOUKARIT chef service Hydrologie de la direction Est de l'ANRH pour m'avoir communiqué tout dont j'avais besoin pour accomplir ce travail.

Il m'est impossible de ne pas associer ma famille à cette thèse. Tout d'abord mes très chers parents qui ont supporté avec philosophie et bonne humeur les frasques de leur petite dernière avec ses enfants. Mon mari qui m'a soutenu et que sans son précieuse aide j'aurais jamais accompli mon travail.

À toute l'équipe du laboratoire Hydraulique et construction Hydraulique.

Je voudrais remercier aussi mes amis. Merci à tous ceux et celles qui m'ont épaulée, soutenue, encouragée, stimulée et supportée.

À toute les personnes qui par leurs actes ou leurs pensées ont contribué à l'accomplissement de ce travail.

ملخص

الأضرار الناجمة عن الفيضانات يمكن أن تكون كبيرة في بعض الأحيان. ولذلك، فإن قياس كمية الأمطار المتساقطة وحساب مستوى التدفق أمران أساسيان في الهيدرولوجيا والذي يمكننا من التنبؤ بالفيضانات ووضع حلول وقائية.

لضمان تناسق جميع نتائج النموذج، فمن الضروري وضع عملية للتحقق من صحته، وخاصة في المناطق التي تكون فيها البيانات نادرة أو محدودة ولا يمكن الاعتماد عليها مثل مستوى الماء أو نسبة تدفقه. في العديد من التطبيقات، يتم معايرة النموذج والتحقق من صحته وذلك بمقارنة النتائج المتحصل عليها مع المعطيات الحقيقية. وفي هذا السياق، تقدر الدراسة الحالية تدفق المياه بالاستعانة بنموذجين هيدرولوجيين لتحديد أيهما الملائم لمنطقة واد الرسول محل دراستنا والذي يبلغ مساحة الحوض الهيدرولوجي فيه 103.96 كم². نقتصر في هذه الدراسة على فترات قصيرة خلال النمذجة و التي تكون فيها عملية التبخر مهملة.

تحدث الفيضانات المفاجئة، التي تؤثر على مناطق البحر الأبيض المتوسط، في خطوات قصيرة وقد تشمل مجموعة واسعة من المقاييس المكانية الإقليمية. ولكن في الأحواض الهيدرولوجية حيث تكون البيانات نادرة أو غير متوفرة، فإن النمذجة المكانية مهمة لمعرفة التدفق عند كل نقطة وستكون مفيدة أثناء الوقاية من الفيضانات في هذه المناطق، ثم يتم تكييف هذه الصيغة في مجال دراستنا.

الكلمات المحورية: قدرة المعايرة- امطار الفيضانات - واد الرسول -نموذج اس.سي.اس - نموذج كلارك

Résumé

Les dégâts générés par les crues peuvent parfois être importants. Par conséquent, la mesure des précipitations et la prévision des débits sont essentiels en hydrologie pour être capable de prévoir les crues et mettre en place des solutions préventives.

Afin d'assurer la cohérence de l'ensemble des résultats simulés, il est nécessaire de développer un processus de validation, en particulier dans les régions où les données sont rares ou limitées et peu fiables. Dans de nombreuses applications, le modèle est calibré et validé par rapport à telles que les mesures de niveau d'eau ou l'hydrogramme mesuré à la sortie. Dans ce contexte, la présente étude estime les débits avec deux différents modèles hydrologiques (modèle du SCS et modèle de CLARK) de façon à déterminer lequel semble le plus adapté pour notre zone d'étude le bassin versant Oued Ressoul ($A= 103,96 \text{ km}^2$) dans le Nord-Est Algériens. Nous nous limitons à de courte durée lors de la modélisation pour lequel le processus d'évapotranspiration est négligeable.

Les crues éclairées, qui affectent les régions méditerranéennes, se produisent sur des pas de temps courts et peuvent concerner une gamme variée d'échelles spatiales régionales. Mais dans les bassins versants non-jaugés où les données sont rares voir non disponibles, la modélisation spatiale est importante pour connaître le débit en chaque point et qui va être utile lors de la prévention contre les inondations dans ces régions, cette formulation est ensuite adaptée sur notre zone d'étude pour une mise à l'échelle.

Mots clés : *Modèles Hydrologiques – SCS – CLARK – Oued Ressoul- Modélisation Spatiale*

Abstract

The damage caused by floods can sometimes be significant. Therefore, precipitation measurement and flow simulated are essential in hydrology to be able to predict floods and put in place preventive solutions.

To ensure the consistency of all simulated results, it is necessary to develop a validation process, especially in regions where data are scarce or limited and unreliable. In many applications, the model is calibrated and validated against such as water level measurements or hydrograph measured at the outlet. In this context, this study presents two flood models (SCS model and CLARK model) in order to determine which one seems most suitable for our study area Oued Ressoul watershed ($A= 103,96 \text{ km}^2$), North-East Algeria. We limit ourselves to modeling flood of short duration for which the process of evapotranspiration is negligible.

Flash floods, which affect the Mediterranean regions, occur on short time steps and may involve a wide range of regional spatial scales. But in ungauged watersheds where data are scarce or not available, spatial modeling is important to know the flow at each point and will be useful during flood prevention in these regions, this formulation is then adapted on our study area for scaling.

Key words: *Flood Modeling - SCS - CLARK - Oued Ressoul - Spatial Modeling*

Sommaire :

INTRODUCTION GENERALE	16
CHAPITRE I : ETAT DE L'ART	18
1. LE FONCTION HYDROLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS	18
1.2. PROCESSUS HYDROLOGIQUES A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT	19
1.2.1 <i>Ecoulements régis par le couvert végétal</i>	20
1.2.2 <i>Ecoulements de surface</i>	20
1.2.3 <i>Ecoulements souterrains</i>	22
1.2.4 <i>Synthèse sur la genèse des crues</i>	24
2. MODELES HYDROLOGIQUES	25
2.1 INTRODUCTION	25
2.2. LES DIFFERENTES STRUCTURES DE LA MODELISATION	27
2.3. DESCRIPTION DES SOUS PROCESSUS	28
2.3.1. <i>Modèles stochastiques</i>	29
2.3.2. <i>Modèles déterministes</i>	29
2.3.3. <i>Modèles à base physique</i>	29
2.3.4. <i>Modèles paramétriques</i>	29
2.3.5. <i>Modèles empiriques</i>	29
2.3.6. <i>Modèles analytiques</i>	30
2.3.7. <i>Modèles conceptuels</i>	30
2.3.8. <i>Modèles globaux</i>	30
2.3.9. <i>Modèles Spatialisés</i>	30
2.4. LES ECHELLES D'ANALYSE	32
2.4.1. <i>Les échelles temporelles d'analyse</i>	32
2.4.2. <i>Les échelles spatiales d'analyse</i>	32
2.5. CHOIX DU MODELE, CALAGE, VALIDATION ET INCERTITUDE D'UN MODELE DISTRIBUE	34
2.5.1. <i>Les types de modèles hydrologiques de la transformation de la pluie en débit</i>	34
2.5.2. <i>Choix du modèle</i>	34
2.5.3. <i>Analyse de sensibilité</i>	42
2.5.4. <i>Calage</i>	42
2.5.5. <i>Validation</i>	42
2.5.6. <i>Les incertitudes</i>	44
3. CONCLUSION	44
CHAPITRE II : LE MODELE ET LE SITE	46
1. INTRODUCTION	46
2. PRESENTATION DU MODELE	46
2.1. MODELISATION DES PRECIPITATIONS	47
2.2. CALCUL DES VOLUMES DE RUISSELLEMENTS	47
2.2.1. <i>Le modèle de pertes initiales, à taux constant</i>	48
2.2.2. <i>Le modèle du Curve Number (CN)</i>	49
2.2.3. <i>Le modèle de perte de Green et Ampt</i>	50
2.2.4. <i>Le modèle continu SMA (Soil Moisture Accounting)</i>	50
2.3. LA MODELISATION DU RUISSELLEMENT DIRECT	51
2.3.1. <i>Les modèles liés à la méthode de l'hydrogramme unitaire (HU)</i>	51
2.4. LA MODELISATION DES ECOULEMENTS SOUTERRAINS	54
2.4.1. <i>Le modèle constant</i>	55
2.4.2. <i>Le modèle à récession exponentielle</i>	55

2.4.3.	<i>Le modèle à réservoir linéaire</i>	55
2.5.	LA MODELISATION DES ECOULEMENTS FLUVIAUX AVEC HEC-HMS	56
2.5.1.	<i>Equations de base des écoulements à surface libre</i>	56
2.5.2.	<i>Le modèle de Puls (modified puls)</i>	57
2.5.3.	<i>Le modèle Muskingum</i>	58
2.5.4.	<i>Le modèle du décalage (lag model)</i>	58
2.5.5.	<i>Le modèle Kinematic-wave</i>	59
2.5.6.	<i>Le modèle Muskingum-Cunge</i>	59
2.6.	LE CALAGE DES MODELES.....	60
3.	PRESENTATION DU CADRE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE	62
3.1.	SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	62
3.2.	<i>Etudes antérieures</i>	64
3.3.	DONNEES DU SITE	64
3.3.1.	<i>Retenues collinaires agricoles</i>	64
3.3.2.	<i>Géologie du site</i>	65
3.3.3.	<i>Séismicité</i>	66
3.3.4.	<i>Le couvert végétal</i>	67
3.4.	FACTEURS HYDROCLIMATOLOGIQUES.....	67
3.4.1.	<i>Présentation de la station hydrométrique</i>	67
3.4.2.	<i>La température</i>	70
3.4.3.	<i>L'humidité</i>	71
3.4.4.	<i>Evaporation</i>	71
3.4.5.	<i>Les vents</i>	72
3.4.6.	<i>Les précipitations et leur variabilité</i>	72
4.	CARACTERISTIQUE HYDROLOGIQUES DU BASSIN VERSANT	74
4.1.	CARACTERISTIQUES DE FORME DU BASSIN DE OUED RESSOUL	74
4.1.1.	<i>Indice de compacité de Gravelius « K_c »</i>	74
4.1.2.	<i>Rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius</i>	75
4.2.	CARACTERISTIQUES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE DE OUED RESSOUL	75
4.3.	TOPOGRAPHIE ET RELIEF	76
4.3.1.	<i>La pente hydrographique</i>	76
4.3.2.	<i>La Répartition du bassin et la courbe hypsométrique</i>	77
4.3.3.	<i>Indice de pente globale I_g</i>	78
4.3.4.	<i>Dénivelée spécifique</i>	79
4.4.	RECAPITULATIF DES CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES DU BASSIN VERSANT	79
	CHAPITRE III : LA GEOMATIQUE AU SERVICE DE L'ETUDE DES BASSINS	81
	VERSANTS.....	81
1.	LA TELEDETECTION AU SERVICE DE L'HYDROLOGIE	81
1.1.	LA TELEDETECTION.....	81
1.2.	LE COUPLAGE TELEDETECTION/HYDROLOGIE	82
2.	LES TRAITEMENTS DE MODELES SURFACIQUES	83
2.1.	LA GEOMORPHOMETRIE NUMERIQUE.....	84
2.2.	PROCEDURES D'EXTRACTION D'OBJETS GEOGRAPHIQUES	85
3.	RESUME	88
	CHAPITRE IV : PARAMETRISATION ET CALAGE DU MODELE	89
1.	INTRODUCTION	89
2.	LE CALAGE	92
2.1.	CHOIX DES PARAMETRES A CALER.....	92
2.1.1.	<i>Fonction de production</i>	92
2.1.2.	<i>Fonction de transfert</i>	93

2.2. LA FONCTION OBJECTIVE	94
3. CHOIX DES EVENEMENTS DE CRUE.....	95
4. RESULTATS ET DISCUSSION	98
4.1. CALIBRATION DES MODELES.....	98
4.2. LA VALIDATION DES MODELES	104
4.3. PARAMETRES DE PERFORMANCE	108
5. CONCLUSION.....	111
CHAPITRE V : COMPARAISON ENTRE LE MODELE DU SCS ET LE MODELE DE.....	113
CLARK.....	113
1. INTRODUCTION	113
2. PRESENTATION DU MODELE	113
3. RESULTATS ET DISCUSSION	114
A.....	119
4. EVALUATION DE LA PERFORMANCE DU MODELE.....	119
5. COMPARAISON DES DEUX MODELES.....	120
6. CONCLUSION.....	123
CHAPITRE VI: PARAMETRISATION ET CALAGE A L'ECHELLE DE SOUS BASSINS	
VERSANTS.....	124
1. INTRODUCTION	124
2. METHODOLOGIE.....	125
2.1. SUBDIVISIONS DU BASSIN HYDROGRAPHIQUE	125
2.2. CALAGE DES DIFFERENTS SCHEMAS DES BASSINS VERSANTS	128
2.3. VALIDATION DES DIFFERENTS SCHEMAS DES BASSINS VERSANTS	130
2.4. L'EVALUATION DES DIFFERENTS SCHEMAS DES BASSINS VERSANTS	132
3. DISCUSSION DES RESULTATS.....	134
4. CONCLUSION.....	135
CONCLUSION GENERALE.....	136
REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE	138

Liste des figures

Figure 1.1. Présentation du Bassin versant.....	18
Figure 1.2. Principaux processus hydrologiques au sein d'un bassin versant (A. Lecuyer)..	19
Figure 1.3. Bassin hydrologique, bassin hydrogéologique et aquifère (J. Beauchamp).....	19
Figure 1.4. Processus hydrologiques de surface (J.-B. Charlier).....	20
Figure 1.5. Processus hydrologiques souterrains(J.-B. Charlier).....	22
Figure 1.6. Illustration schématique de l'occurrence de divers processus de ruissellement en relation avec leurs facteurs morphoclimatiques (d'après Dunne (1983), traduit par Fritsch (1992)).....	25
Figure 1.7. Les différentes étapes de la modélisation (d'après Beven, 2000).....	26
Figure 1.8. Composants d'un modèle (Singh, 1995).....	27
Figure 1.9. Classification des modèles proposée par Singh (1995).....	27
Figure 1.10 : les différents modèles hydrologiques (Hreiche, 2004).....	28
Figure 1.11. Schéma général du Tank model.....	37
Figure 1.12. Fonction de production: Hyétogrammes générés par la pluie nette (Diskin,1978).....	39
Figure 1.13 : Fonction de transfert: Structure du modèle à cascades parallèles.....	40
Figure 2.1. hydrogramme normalisé représentant le débit d'écoulement.....	53
Figure 2.2. Modélisation d'un bassin par le modèle de l'onde cinématique.....	54
Figure 2.3. Représentation du modèle du décalage.....	59
Figure 2.4. Situation de la zone d'étude.....	63
Figure 2.5. Les différents bassins des retenues collinaires du bassin de Oued Ressoul (Boulmaiz et al., 2016).....	65
Figure 2.6. Carte géologique de la commune de Ain Berda.....	66
Figure 2.7. Carte de classement des zones sismiques.....	66
Figure 2.8. Seuil PARSHALL (station d'Ain Berda).....	69
Figure 2.9. Oued Ressoul Ain Berda.....	69

Figure 2.10. Profil en travers (section de l'échelle).....	69
Figure 2.11. Profil en long.....	69
Figure 2.12. Température moyenne mensuelle - température minimale et maximale.....	70
Figure 2.13. Humidité moyenne mensuelle.....	71
Figure 2.14. L'évaporation moyenne mensuelle.....	71
Figure 2.15. Carte du réseau hydrographique de Oued Ressoul.....	76
Figure 2.16. Profil en long de Oued Ressoul.....	77
Figure 2.17. La courbe hypsométrique du bassin versant de Oued Ressoul.....	78
Figure 3.1. La télédétection au service de l'hydrologie (d'après Caloz et Puech, 1996).....	83
Figure 3.2. La géomorphométrie: une approche inter-disciplinaire au service de multiples applications.....	85
Figure 3.3. Procédure d'extraction du bassin versant de Oued Ressoul.....	88
Figure 4.1. Délimitation du MNT du bassin versant de Oued Ressoul.....	91
Figure 4.2. Schéma du bassin versant Oued Ressoul sur Hec-Hms.....	93
Figure 4.3. hyétogramme de l'événement du 23 au 25/09/2009 qui a servi au calage.....	97
Figure 4.4. hyétogramme de l'événement du 02 au 03/11/2010 qui a servi à la validation..	98
Figure 4.5. hyétogramme de l'événement du 15 au 16/03/2011 qui a servi au calage.....	98
Figure 4.6. variation de CN.....	101
Figure 4.7. variation de SCSLag.....	101
Figure 4.8. variation de K.....	103
Figure 4.9. Les hydrogrammes observés et simulés pour la période (23/9/2009–25/9/2009)..	104
.....	104
Figure 4.10. Les hydrogrammes observés et simulés pour la période (15/3/2011- 16/3/2011)..	104
.....	104
Figure 4.11. Les hydrogrammes des débits simulés et observés avant la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010).....	105

Figure 4.12. Les hydrogrammes des débits simulés et observés après la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010).....	106
Figure 4.13. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés avant la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010).....	111
Figure 4.14. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010).....	111
Figure 5.1. Les hydrogrammes des débits simulés et observés après la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010).....	118
Figure 5.2. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010).....	121
Figure 5.3. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés des deux modèles après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010).....	123
Figure 6.1 schéma du bassin versant (a) avec 2 SB.....	126
Figure 6.2 schéma du bassin versant (b) avec 4 SB.....	127
Figure 6.3 schéma du bassin versant (c) avec 23 SB.....	128
Figure 6.4. Les hydrogrammes des débits simulés et observés après la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (a).....	132
Figure 6.5. Les hydrogrammes des débits simulés et observés après la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (b).....	132
Figure 6.6. Les hydrogrammes des débits simulés et observés après la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (c).....	133
Figure 6.7. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (a).....	134
Figure 6.8. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (b).....	134
Figure 6.9. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (b).....	135

Liste des tableaux

Tableau 2.1. Taux de perte par rapport au type de sol.....	49
Tableau 2.2. Les valeurs minimales et maximales des différents paramètres acceptées par le HEC-HMS.....	61
Tableau 2.3. Caractéristique de la station Ain Berda.....	67
Tableau 2.4. Température moyenne mensuelle (Source : Centre météorologique)	70
Tableau 2.5. Humidité moyenne mensuelle (Source : Centre météorologique de Annaba) ..	71
Tableau 2.6. L'évaporation moyenne mensuelle (Source l'A.N.R.H de Constantine)	71
Tableau 2.7. La pluviométrie journalière maximale mensuelle (Source l'A.N.R.H de Constantine)	73
Tableau 2.8. Classification des reliefs d'après ORSTOM.....	79
Tableau 2.9. Caractéristiques morphométriques et hydrographiques du B.V.....	80
tableau 4.1. Caréctéristiques des sous bassins versants.....	92
Tableau 4.2. Les valeurs étalonnées des paramètres du modèle (SCS Lag et CN)	100
Tableau 4.3. Les valeurs étalonnées du paramètre du modèle (Muskingum K)	102
Tableau 4.4. Les résultats de l'hydrogramme à l'exutoire après la validation des modèles ..	107
Tableau 4.5. Résultats de la période de validation.....	111
Tableau 5.1. Les valeurs calibrées des paramètres du modèle de CLARK (temps de concentration et CN)	116
Tableau 5.2. Les valeurs étalonnées du paramètre du modèle (Muskingum K)	117
Tableau 5.3. Les résultats spatialisés du bassin versant Oued Ressoul après la validation des modèles	118
Tableau .5.4. Le résumé des résultats des débits des deux modèles	122
Tableau .5.5. Le résumé des résultats des deux modèles.....	123

Tableau 6.1. Caractéristiques du bassin versant (a)	127
Tableau 6.2. Caractéristiques du bassin versant (b)	127
Tableau 6.3. Caractéristiques du bassin versant (c)	128
Tableau 6.4. Paramètres optimisés après le calage du schéma (a)	130
Tableau 6.5. Paramètres optimisés après le calage du schéma (b)	130
Tableau 6.6. Paramètres optimisés après le calage du schéma (c)	131
Tableau 6.7. Le résumé des résultats des différentes échelles	133

Introduction Générale

La modélisation hydrologique spatialisée a été très largement utilisée ces trente dernières années comme outil de simulation du fonctionnement hydrologique des bassins versants. De par leur structure, ces modèles permettent de tenir compte de la variabilité spatiale du milieu et des données hydrométéorologiques qui sont devenues de plus en plus accessibles avec le développement de nouvelles techniques de mesure. Les modèles hydrologiques spatialisés voient alors leurs domaines d'applications élargir à la prévision de la réponse de bassins non jaugés, à la simulation des effets d'un changement d'occupation du sol ou à la simulation du transfert de polluants ou de matières en suspension.

Les modèles sont une « représentation sous une forme quelconque d'un objet, d'un processus ou d'un système » (UNESCO, 1992). Les modèles hydrologiques sont un ensemble d'équations mathématiques permettant une représentation simplifiée du milieu naturel. Il existe autant de modèles que d'hydrologues (Ambroise, 1999) puisque chaque modèle correspond à une problématique donnée (Refsgaard, 1997).

Quel que soit le modèle spatialisé choisi, des problèmes se posent pour mettre au point les stratégies d'identification des paramètres et de validation des résultats. (Chahinan, 2004).

Pour représenter cette réalité complexe, un formidable effort de développement de modèles mathématiques a été réalisé depuis une trentaine d'années, grandement favorisé par le développement concomitant des moyens informatiques (Amboise B., 1999). L'analyse des nombreuses synthèses bibliographiques qui leur ont été consacrés (SHF, 1971 ; SOIL CONSERVATION SERVICE, 1972 ; CLARKE, 1973 ; TOPMODEL, Beven et Kirkby, 1979 ; AMBOISE et al., 1982 ; MOREL-SEYTOUX, 1989).

Ce mémoire de thèse est structuré en six parties :

La première partie de cette étude s'est attachée à présenter l'état des connaissances sur le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants, et notamment sur la genèse des débits ; et à montrer que la complexité et la diversité des fonctionnements observés peuvent s'analyser et s'interpréter.

La deuxième partie porte uniquement sur les modèles utilisés pour la simulation et de présenter la zone d'étude ainsi que les caractéristiques hydrologiques du bassin versant.

La troisième partie est la modélisation cartographique du bassin versant est réalisée à partir du modèle numérique du terrain (MNT) pour la topographie, et de couches vecteur pour l'occupation du sol et la pédologie.

La quatrième partie intitulée « Paramétrisation et calage à l'aide de la plateforme Hec-Hms » porte sur la modélisation avec les fonctions de productions et les fonctions de transfert. Enfin nous procédons au calage des paramètres de ces modèles qui seront valider et analyser par la suite.

La cinquième partie intitulée « comparaison entre le modèle du SCS et le modèle de CLARK » dans cette section nous présentons le modèle de CLARK et les données nécessaires pour son fonctionnement puis nous comparons les résultats obtenus par ce modèle avec le modèle du SCS.

La sixième partie intitulé « Paramétrisation et calage à l'échelle de sous bassins versants » elle consiste à étudier l'effet de la subdivision du bassin hydrographique en termes de performance, sur l'hydrogramme de crue.

Chapitre I : ETAT DE L'ART

1. Le fonction hydrologique des bassins versants

1.1. Introduction

Les connaissances préalable relatives au fonctionnement hydrologique de petits bassins versants sont très importantes. Le bassin versant, est, dans l'étude du cycle de l'eau et de tous les flux associés (sédiments, énergie...), l'unité fonctionnelle fondamentale (Ambroise, 1998).

Le bassin versant représente l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses effets (Musy, 2003). Le bassin versant est considéré comme un système, avec les précipitations comme entrées principales et les différents flux d'évapotranspiration et d'écoulements de surface et souterrains comme sorties (Charlier, 2007). Ainsi, le fonctionnement hydrologique de bassin peut être marqué par des processus hydrologiques dominants ou des combinaisons de processus dominants qui varient dans l'espace et dans le temps (Ambroise, 1999). L'interaction entre les différents processus décrits dans cette partie répond à une certaine organisation fonctionnelle, spatiale et temporelle du bassin. A travers la couche atmosphérique tout d'abord (évapotranspiration), par des écoulements souterrains entre bassins adjacents et par ruissellement superficiel ou sub-surfacique au sein du bassin et jusqu'à son exutoire (Ambroise, 1999) (voir Figure 1.1).

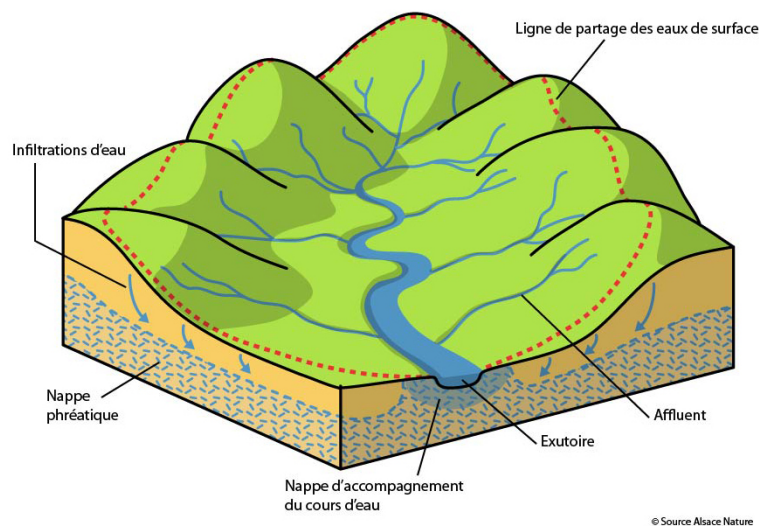


Figure .1.1. : Présentation du Bassin versant

D'un point de vue spatial, les processus à l'échelle du bassin sont intimement liés aux processus à l'échelle locale. D'un point de vue temporel, l'approche événementielle lors des crues fait appel à des transferts rapides, alors que l'approche annuelle pour caractériser un cycle hydrologique nécessite l'établissement d'un bilan sur des chroniques pluriannuelles. Pour caractériser la variabilité spatiale et temporelle à l'échelle du bassin versant, la démarche adoptée comprend la modélisation spatialisée.

1.2. Processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant

L'entrée du système principale est la pluie, qui est divisée en différentes composantes que sont l'évapotranspiration, les écoulements de surface et les écoulements souterrains, synthétisés sur les Figures 1.2 et 1.3. La synthèse bibliographique des processus hydrologiques présentés dans cette section fait référence aux ouvrages suivants : Ambroise (1999), Beven (2001), De Marsily (1981), Chow *et al.* (1988), et Musy (2003).

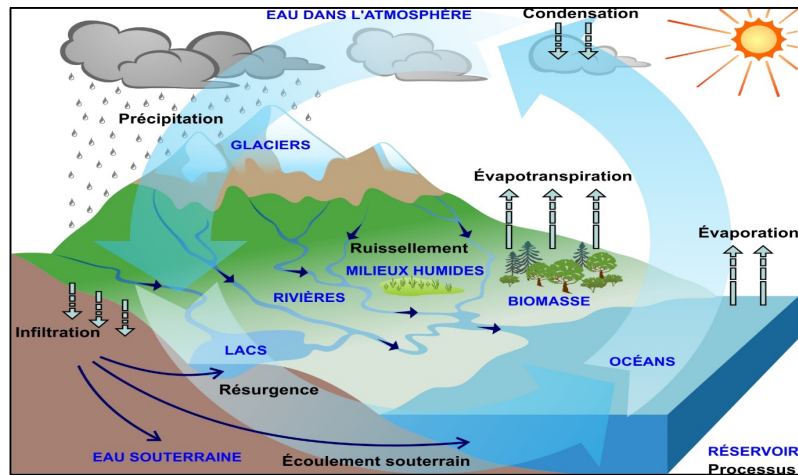


Figure 1.2. Principaux processus hydrologiques au sein d'un bassin versant (A. Lecuyer)

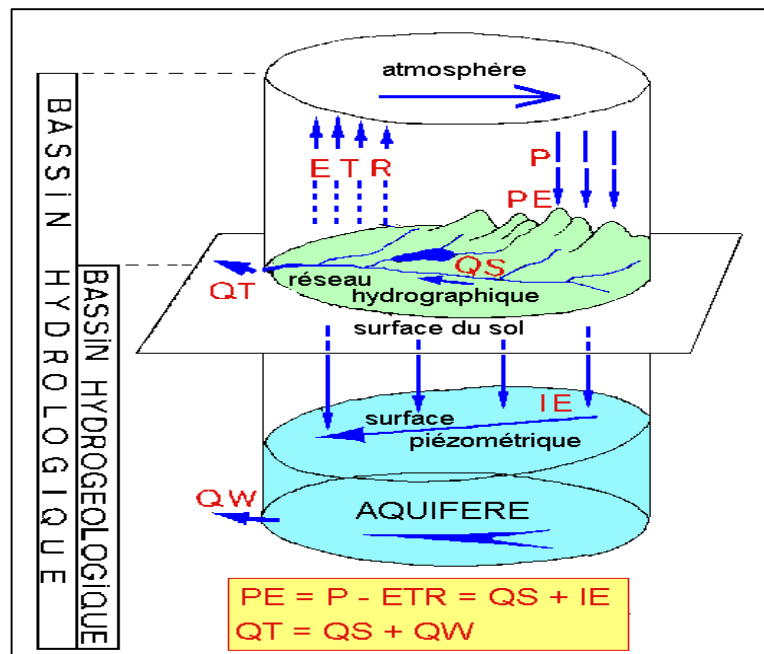


Figure 1.3: Bassin hydrologique, bassin hydrogéologique et aquifère (J. Beauchamp)
 Avec P la pluie, PE la pluie efficace, ETR l'évapotranspiration, QS le débit ruisselé, IE l'infiltration, QT le débit à l'exutoire, QW le débit de base.

1.2.1 Ecoulements régis par le couvert végétal

En présence de végétation, une partie de la pluie est interceptée par le couvert végétal. Celui-ci contrôle en partie les flux évaporés qui n'atteindront jamais le sol, ainsi que la redistribution de la pluie au sol. Les processus d'interception et d'évapotranspiration étant liés, ils sont donc présentés conjointement dans cette partie (Charlier, 2007).

1.2.2 Ecoulements de surface

A la surface du sol, l'eau redistribuée est partagée entre le ruissellement et l'infiltration (Figure 1.4). La partie ruisselée se propage jusqu'au réseau et transite à l'exutoire du bassin. Les écoulements de surface incluent les écoulements dans le réseau hydrographique en période de crue et d'étiage, ainsi que les écoulements à la surface du sol sur les versants en période de crue (Charlier, 2007).

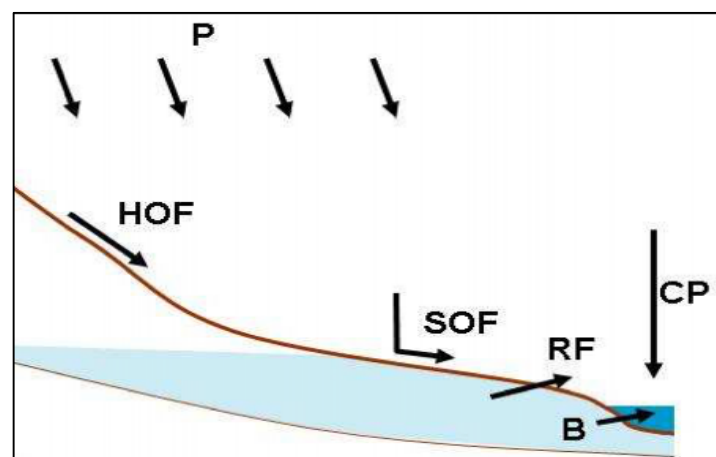


Figure 1.4 : Processus hydrologiques de surface (J.-B. Charlier).
avec HOF le ruissellement hortonien (*Horton Overland Flow*), RF l'exfiltration (*Return Flow*), SOF le ruissellement sur surface saturée (*Saturation Overland Flow*), CP la précipitation directe (*Channel Precipitation*).

1.2.2.1 Ecoulements dans le réseau hydrographique

Le premier processus est la précipitation directe tombant sur la surface libre du réseau hydrographique. Même si la surface du cours d'eau est très faible, ce processus peut devenir important lors des crues de bassin (Dunne et Black, 1970), notamment dans le cas où les contributions des versants ne dépassent pas quelques pourcents.

Le second processus est celui issu du drainage de la nappe superficielle et qui constitue le débit de base du cours d'eau pérenne à l'exutoire du bassin. A l'échelle de l'année, le débit de base est un terme important du bilan de bassin. A l'échelle de la crue, la contribution de ce processus aux écoulements dans le réseau est variable et peut être dans certains cas négligeable comme en contexte méditerranéen avec une faible couverture végétale, et dans d'autres cas prépondérant comme en contexte tempéré ou de zones humides (Ambroise, 1998). Les écoulements issus du milieu souterrain sont détaillés dans la section suivante.

1.2.2.2 *Écoulements sur les versants*

Les écoulements de surface sur les versants apparaissent lors des événements pluvieux et participent aux écoulements rapides de crue. Deux concepts principaux existent : le ruissellement hortonien et le ruissellement sur surfaces saturées.

Le ruissellement hortonien ou ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration représente la saturation de la surface « par le haut » lorsque l'intensité des précipitations dépasse cette capacité d'infiltration du sol, et que l'excès est évacué en ruissellement de surface (Horton, 1933). Différents modèles d'infiltration ont été proposés pour calculer cette capacité d'infiltration et sont évoqués dans la partie concernant les écoulements souterrains en zone non saturée. Les zones actives au ruissellement hortonien sont donc celles ayant des faibles capacités d'infiltration en surface comme certains sols argileux, les encroûtements, ou encore les voies de communication.

Le ruissellement sur surfaces saturées ou par saturation du sol défini par Cappus (1960) représente la saturation de la surface « par le bas » lorsque l'ensemble du profil est déjà saturé. Deux écoulements participent à ce processus : le ruissellement de la pluie sur les surfaces saturées et l'exfiltration de la nappe plus en aval (Dunne et Black, 1970). La capacité d'infiltration du sol n'est alors plus le facteur déterminant le ruissellement. Ces zones de ruissellement sont à surface variable selon la dynamique et l'altitude de la nappe par rapport à la topographie et sont appelées « zones contributives à surface variable ». Ces surfaces sont propices au ruissellement lorsque la nappe est proche de la surface et sont donc localisées principalement dans les zones humides, en bas de versant et à proximité des cours d'eau.

1.2.2.3 *Propagation du ruissellement*

Le ruissellement apparu sur les versants se propage vers l'aval à la surface du sol, puis vers le réseau hydrographique. Les écoulements sont représentés dans le système de Saint-Venant qui combine l'équation de conservation de la matière (Equation 1-5) et la conservation de la quantité de mouvement (Equation 1-6). Les hypothèses de base supposent un écoulement monodirectionnel, une distribution hydrostatique des pressions et l'absence d'apports ou de pertes latéraux.

$$\frac{\partial y}{\partial t} + y \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial y}{\partial x} = 0 \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} + g(s_f - s) = 0 \quad (1.2)$$

avec g : l'accélération de la pesanteur [LT^{-2}], s : la pente du fond du cours d'eau en x [LL^{-1}], s_f : la pente de la ligne de charge en x à l'instant t [LL^{-1}], t : le temps [T], V : la vitesse moyenne en x à l'instant t , x : l'abscisse [L], y la profondeur d'eau en x à l'instant t , compté à partir du fond [L].

Les équations de Saint-Venant dépendent des conditions aux limites amont et aval du tronçon, des conditions initiales à $t = 0$ et des caractéristiques géométriques de la rivière.

La propagation des crues peut être résolue en négligeant certains termes, amenant à l'équation de l'onde diffusante (Moussa et Bocquillon, 1996) qui est souvent utilisée pour simuler les transferts dans le réseau hydrographique et à la surface des versants.

1.2.3 Écoulements souterrains

Les écoulements souterrains se produisent dans le milieu poreux du sous-sol qui peut être non saturé ou saturé. Les écoulements dans la zone non saturée concernent les processus proches de la surface du sol (infiltration) et plus en profondeur (percolation). Les écoulements en zone saturée concernent les écoulements de nappe, mais également les écoulements de subsurface sur les versants qui conceptuellement s'apparentent à des nappes perchées formées temporairement lors des épisodes pluvieux (Figure 1.5). L'interface entre la zone non saturée et la zone saturée est la surface piézométrique.

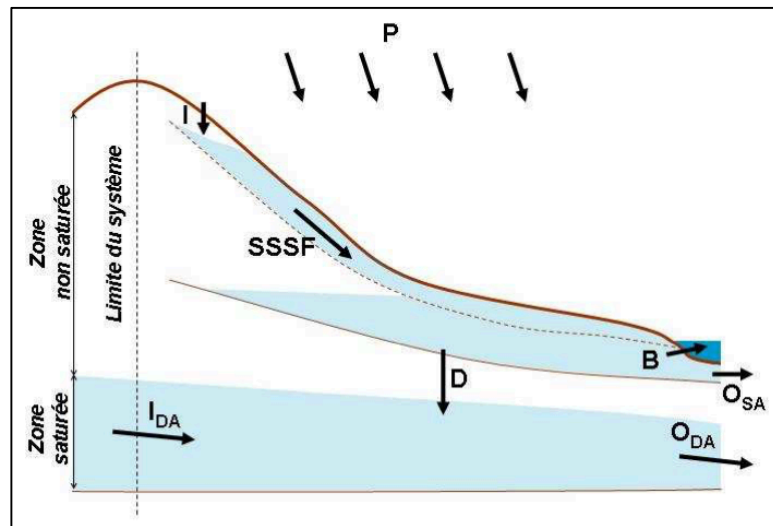


Figure 1.5 : Processus hydrologiques souterrains.

avec SSSF le ruissellement de subsurface lors des crues (SubSurface Storm flow).

1.2.3.1 Les processus

La percolation au-dessus d'un niveau lithologique moins perméable peut conduire à la formation d'une nappe plus ou moins temporaire par saturation du milieu poreux qui le recouvre (Ambroise, 1999). Lerner (1997) distingue trois mécanismes de recharge de la nappe : (i) la recharge directe par infiltration et percolation verticale à travers la zone non saturée, (ii) la recharge indirecte par infiltration à partir du lit du cours d'eau, et (iii) la recharge localisée ou concentrée au droit de zones dépressionnaires. Ce processus de recharge est prédominant dans les régions où le terme d'évapotranspiration reste inférieur à la pluie comme en climat tropical humide.

L'écoulement de subsurface ou hypodermique latéral dans les versants est le processus essentiel d'une contribution d'eau souterraine au ruissellement de crues. Ces écoulements en conditions saturées ou non saturées résultent d'un ralentissement voire d'un blocage de la percolation par un niveau sous-

jaçant significativement moins perméable, favorisant alors des écoulements latéraux dans la couche superficielle. Hewlett et Hibbert (1967) expliquent l'origine de ce ruissellement par le mécanisme d'« effet piston » qui suppose que l'eau nouvelle de la pluie appliquant une charge sur le versant, chasse l'eau préexistante en bas de versant par la propagation d'une onde de pression. Ce processus participe au ruissellement retardé de crue.

La prise en compte des nappes dans le cas d'un système hydrologique limité au bassin versant pose le problème des écoulements souterrains entre bassins mitoyens. Genereux et Jordan (2006) évoquent le fait que ces écoulements souterrains peuvent diminuer les écoulements de surface des bassins desquels ils proviennent, et peuvent augmenter le ruissellement de celui qui les reçoit.

A l'échelle du bassin versant, les flux de drainage par le réseau hydrographique constituent l'essentiel des débits hors période de crue et forment le débit de base (en opposition au débit de crue).

1.2.3.2 *Écoulements en zone non saturée*

L'infiltration est le processus d'entrée principal de la zone non saturée et est gouverné par la loi de Richards (1931) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} K \quad (1.3)$$

avec t le temps [T], z la profondeur orientée positivement vers le bas [L], θ la teneur en eau volumique [L^3L^{-3}], $K(\theta)$ la conductivité hydraulique [LT^{-1}], et $\Psi(\theta)$ le potentiel matriciel [L].

Ce modèle dépend des deux relations $K(\theta)$ et $\Psi(\theta)$ qui caractérisent les propriétés hydrodynamiques du sol et qui sont des fonctions fortement non linéaires. Aussi, les solutions analytiques en zone non saturées existent pour certaines hypothèses simplificatrices amenant à différents modèles d'infiltration (Green et Ampt, 1911; Philip, 1957; Morel-Seytoux, 1978). D'autres modèles empiriques (Horton, 1933) ou conceptuels (Diskin et Nazimov, 1995) rendent compte de l'évolution de la capacité d'infiltration du sol au cours d'un événement pluvieux.

1.2.3.3 *Écoulements en zone saturée*

Les écoulements dans une zone saturée non confinée sont décrits par l'équation de Boussinesq qui combine les deux lois de conservation de la masse et de conservation de l'énergie :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{\theta_s}{T} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{Q}{T} \quad (1.4)$$

avec x, y les deux composantes bidimensionnelles, avec Q le débit prélevé par unité de surface de la nappe [LT^{-1}], T la transmissivité [L^2T^{-1}]. Cette équation a une solution sous les hypothèses simplificatrices de Dupuit pour lesquelles les lignes de courant sont horizontales et les charges hydrauliques constantes sur la verticale. Son application n'est donc valable que pour des gradients de pente très faibles.

Quand l'ensemble du système est saturé, des modèles simplifiés comme la loi de Darcy sont utilisées dans le cas d'échanges entre souterrain et réseau hydrographique où l'on considère les flux uniformes sur la section du cours d'eau. La loi de Darcy montre que le débit est proportionnel à la différence de gradient hydraulique entre deux points.

$$Q = -KA \frac{\partial h}{\partial l} \quad (1.5)$$

avec Q le débit [L^3T^{-1}], K la conductivité hydraulique [LT^{-1}], A l'Aire [L^2], h la charge hydraulique entre deux points [L], et l la distance entre deux points [L].

1.2.4 Synthèse sur la genèse des crues

A la base d'une synthèse des processus mis en jeu lors des épisodes pluvieux, Dunne (1983) réalise l'exercice difficile d'associer les processus hydrologiques avec les conditions pédoclimatiques et géomorphologiques (Figure 1.6). Horizontalement, les deux extrêmes représentent d'un côté le milieu aride ou semi-aride qui est le domaine du ruissellement hortonien principalement contrôlés par les états de surface, et d'un autre le milieu humide qui est le domaine du ruissellement sur surfaces saturées et du ruissellement de subsurface dans lesquels la dynamique interne est prépondérante.

En conclusion de cette partie sur les processus hydrologiques à l'échelle du petit bassin versant, différents déterminants des processus hydrologiques sont identifiés :

- La structure du couvert végétal est un déterminant de la répartition spatiale de la pluie au sol,
- Les états de surface sont un déterminant du partage ruissellement-infiltration, et donc du processus hortonien,
- La topographie et les propriétés hydrodynamiques en profil de la couche superficielle sont deux déterminants des processus souterrains lors des crues (écoulements de subsurface et sur surfaces saturées) et en étiage (débit de base),
- Les propriétés hydrodynamiques en souterrain et la géométrie des dépôts sont deux déterminants des processus de recharge et des écoulements de nappe.

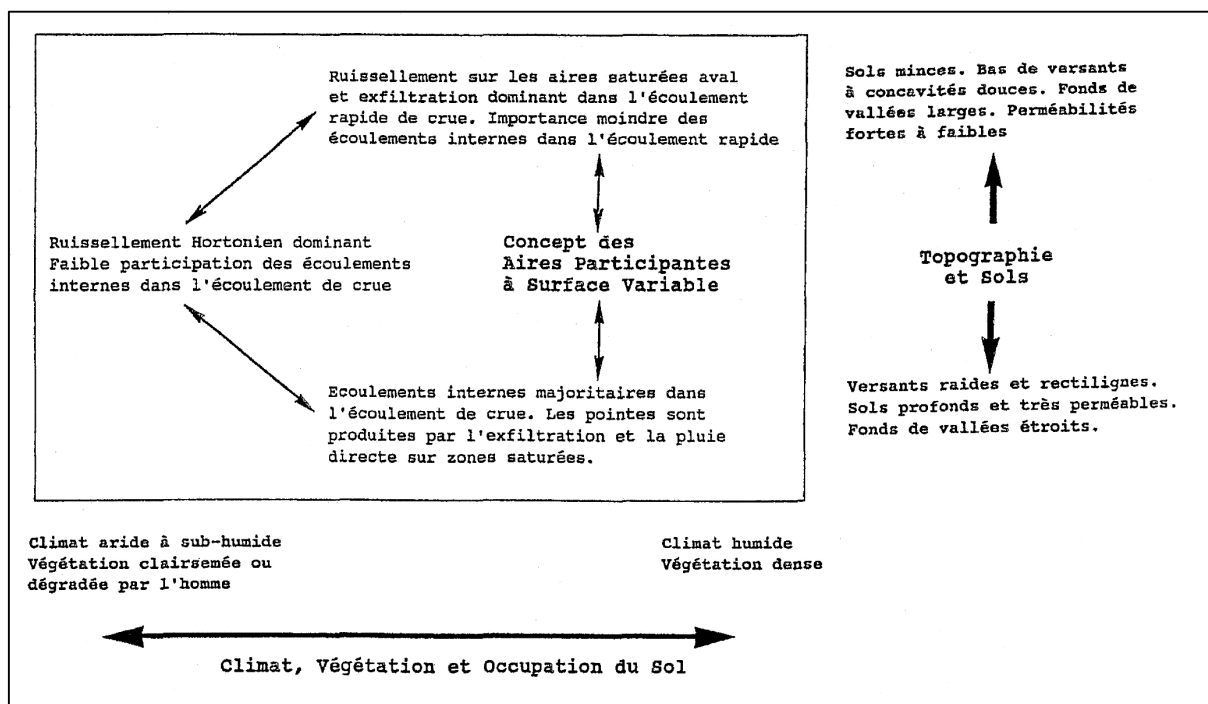


Figure 1.6 : Illustration schématique de l'occurrence de divers processus de ruissellement en relation avec leurs facteurs morphoclimatiques (d'après Dunne (1983), traduit par Fritsch (1992)).

2. Modèles Hydrologiques

2.1 Introduction

D'après le Dictionnaire de l'Environnement, le modèle est "une représentation simplifiée, relativement abstraite, d'un processus, d'un système, en vue de le décrire, de l'expliquer ou de la prévoir". La modélisation hydrologique est donc une représentation, partielle ou totale, du cycle de l'eau. Cette représentation se fait grâce à un ensemble d'équations mathématiques qui sont appelées à reproduire le système.

Un modèle hydrologique n'est qu'une simplification d'un système complexe (Payraudeau, 2002). A chaque stade de la modélisation, des approximations sont réalisées : perception du phénomène, formalisation en un cadre conceptuel, traduction dans un langage de programmation (Ambroise, 1999).

L'intérêt d'un modèle réside dans sa capacité à apporter une réponse « satisfaisante » aux questions que l'on se pose à propos de l'objet modélisé, ce qui nous renvoie à l'objet assigné au modèle qui doit bien entendu précéder et orienter la conception et la construction du modèle. Généralement les modèles sont utilisés pour la prévision, la prédétermination (évaluation de données d'un projet), la reconstitution ou l'extrapolation de données, etc.

Bien que connues depuis un certain temps, ce n'est qu'au début des années 1960 que l'on a regroupé les équations décrivant les écoulements de l'eau sur un bassin versant dans un modèle mathématique. En effet, c'est seulement avec l'arrivée des ordinateurs que les premiers modèles hydrologiques capables de simuler un ensemble de processus hydrologiques ont été développés (Stanford Watershed Model : Crawford et Lindsey, 1966). Depuis lors, un nombre impressionnant de modèles plus ou moins complexes ont été proposés.

Beven (2000) rappelle les cinq étapes dans toute démarche de modélisation (Figure 1.7). La première étape pose le problème du choix du type de modèle et de représentation du système, la deuxième concerne le choix des équations pour représenter les processus, la troisième concerne la représentation des équations sous forme d'un code informatique, la quatrième concerne la paramétrisation et le calage du modèle, et la cinquième sa validation. Le passage d'une étape à la suivante n'est possible que sous certaines approximations. Par conséquent, les incertitudes sur les résultats finaux de la modélisation sont tributaires de toutes les approximations des étapes intermédiaires.

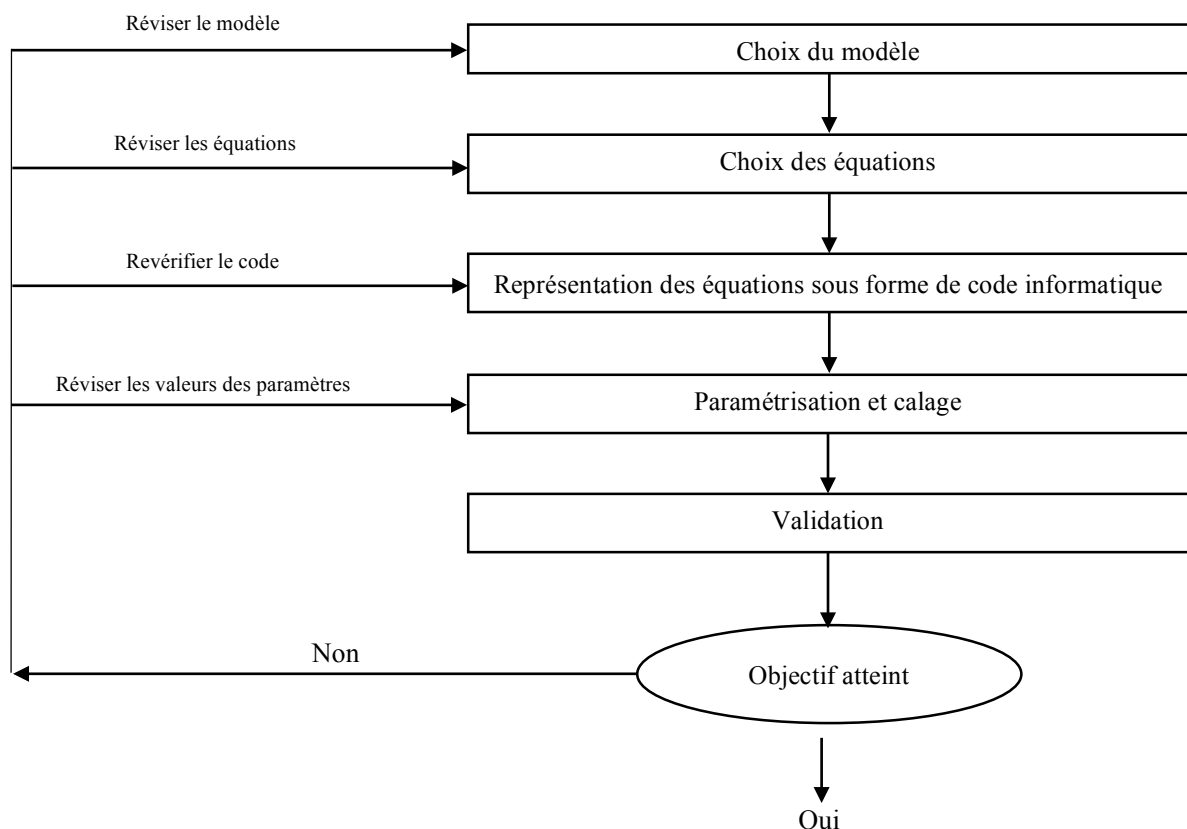


Figure 1.7 - Les différentes étapes de la modélisation (d'après Beven, 2000).

2.2. Les différentes structures de la modélisation

L'ambiguïté des interactions entre les différents éléments du bilan hydrologique et la complexité des systèmes étudiés ont permis l'émergence d'un nombre indénombrable de modèles " il y a presque d'autant de modèles que d'hydrologues", "on ne trouve pas dans la littérature des catégories de modèles nettement distincts" (Ambroise, 1998).

Pour classer les modèles hydrologiques, (Singh, 1995) (Fig. 1.8), les caractérise par 5 éléments constitutifs : la géométrie du système (bassin versant), les entrées dans le système, les lois de formalisations des processus, l'état initial et les conditions aux limites du système et enfin les sorties et il a proposé trois critères pour le classement des modèles hydrologiques qui sont : la description des processus, l'échelle spatio-temporelle et la méthode utilisée pour résoudre les équations. Selon la description des processus, on peut avoir plusieurs niveaux de classifications : modèle global ou distribué (Fig. 1.9) déterministe ou stochastique. La méthode de résolution employée peut également différencier les modèles en empirique ou conceptuel.

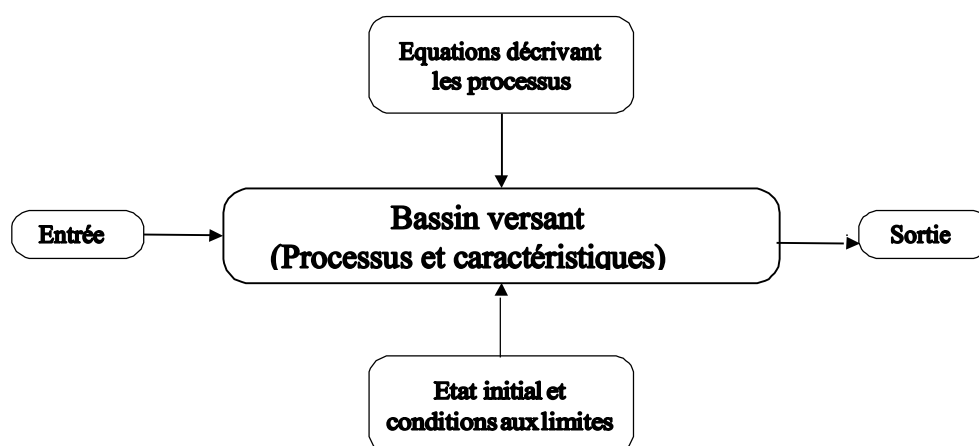


Figure 1.8. Composants d'un modèle (Singh, 1995)

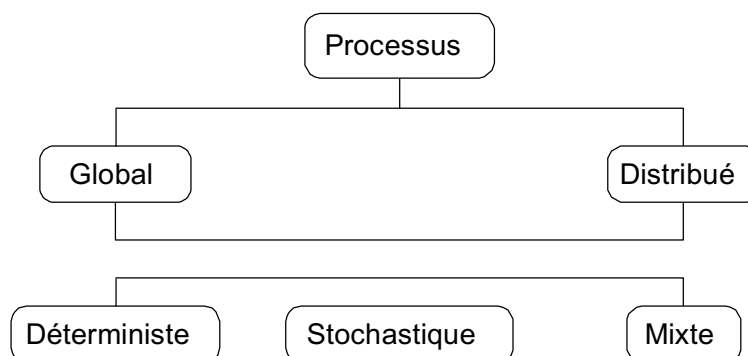


Figure 1.9. Classification des modèles proposée par Singh (1995)

Plusieurs auteurs ont classé les modèles, parmi eux Singh (1995), Singh et Woolhiser (2002), Clarke (1973), Beven (1989), Refsgaard (1997), Ambroise (1998) ...etc.

La modélisation des débits à l'exutoire des bassins versants constitue un des objectifs principaux de l'hydrologie. Dawdy et O'Donnell (1965) définissent le modèle idéal en ces termes : « le modèle idéal devrait représenter la totalité des propriétés et des processus qui se présentent dans toutes les composantes du bassin. Il devrait être exprimé en termes de paramètres physiques et devrait préciser toutes les relations de comportement des éléments du bassin ». Ce modèle idéal n'ambitionne rien moins que la connaissance absolue et universelle. Plus réaliste, un modèle opérationnel vise à réaliser au mieux un outil destiné à un objectif défini à partir de données existantes. Le champ des modèles disponibles est défini par trois critères : la prise en compte de l'incertitude de la connaissance, la contenance en liens de causalité, et la méthode de représentation de l'espace (Jones, 1997).

2.3. Description des sous processus

Le processus hydrologique de transformation pluie-débit est composé d'autres sous-processus : précipitations, interception, infiltration, ... etc. Les modèles hydrologiques peuvent se classer selon la manière de décrire ces processus :

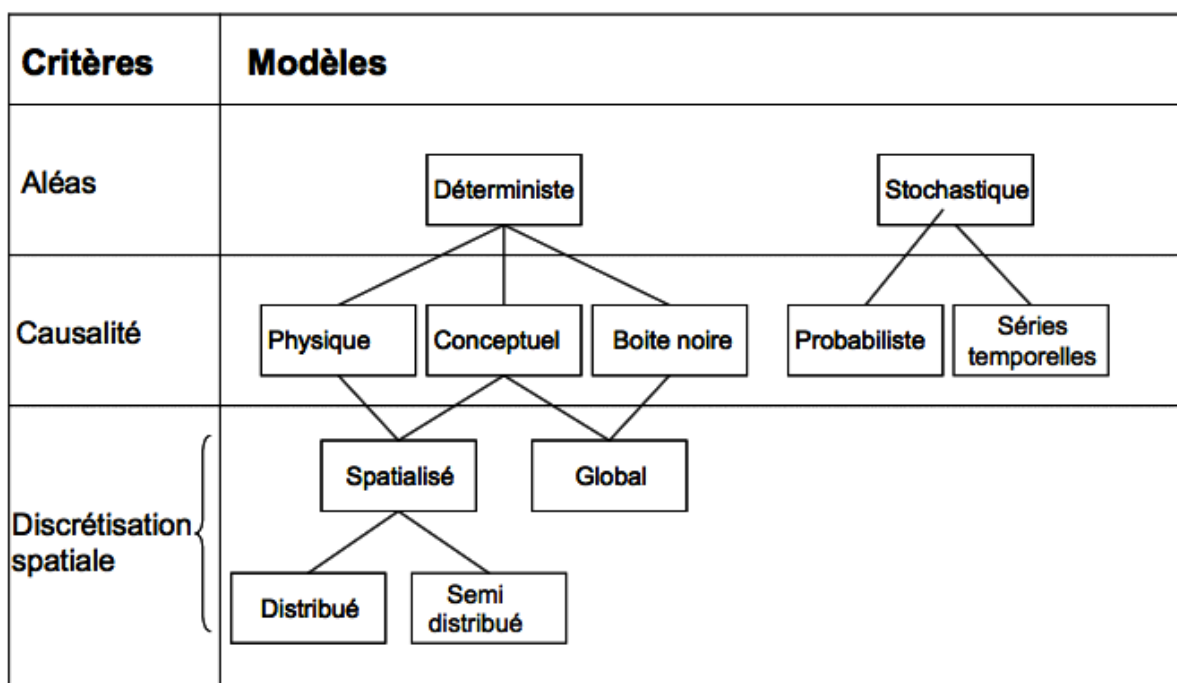


Figure 1.10 : les différents modèles hydrologiques (Hreiche, 2004)

2.3.1. Modèles stochastiques

Compte tenu des incertitudes sur les données et quelquefois même sur les processus en jeu, une modélisation stochastique peut sembler appropriée, qu'il s'agisse de l'hydrologie ou de l'environnement. Ainsi Jensen (1992) considère que l'approche stochastique est un moyen rationnel de traiter la caractérisation spatiale de la variabilité, et d'établir un lien entre les incertitudes des paramètres et celles des prédictions. Toutefois cette approche, qui semble par ailleurs le meilleur moyen de caractériser la variabilité des grandeurs, nécessite la connaissance des lois de probabilité les plus courantes pour la variabilité considérée ou au moins de leurs premiers moments (Vauclin, 1991).

2.3.2. Modèles déterministes

Un modèle est dit déterministe si aucune de ses grandeurs n'est considérée comme aléatoire. La plupart des modèles hydrologiques sont déterministes. Ces modèles associés à chaque jeu de variables de forçage (variables indépendantes d'entrée du modèle, peuvent être essentiellement des mesures de pluie), de variables d'état (variable permettant de caractériser l'état du système modélisé, par exemple : le niveau de remplissage des différents « réservoirs » d'eau du bassin versant, taux de saturation des sols, profondeur des sols...etc.) et de paramètres, une valeur de réalisation unique des variables de sortie (il s'agit essentiellement des débits simulés à l'exutoire d'un bassin versant) (Maftai, 2002).

2.3.3. Modèles à base physique

Le modèle à base physique est basé uniquement sur des équations physiques, et ne comportant idéalement aucun paramètre. Il n'existe pas de modèle à base physique au sens strict en hydrologie. Certains modèles comme le SHE tendent à s'en rapprocher. L'importance de l'hétérogénéité spatiale dans la réponse hydrologique des bassins versants rend cependant difficile voire impossible l'utilisation de tels modèles. La précision spatiale des données disponibles en particulier concernant les types de sols et leurs profondeurs n'est pas suffisante. Dans la pratique, les profondeurs et les conductivités moyennes des sols représentatives de sous parties du bassin versant doivent être évaluées par calage et deviennent, de fait, des paramètres et non des données (Maison, 2000).

2.3.4. Modèles paramétriques

Les modèles paramétriques sont les modèles incluant des paramètres dont la valeur doit être estimée par calage.

2.3.5. Modèles empiriques

Le type de fonctions reliant les variables est fixé a priori (fonctions polynomiales, fonctions sigmoïdes). Le niveau de complexité (nombre de fonctions à utiliser, ordre du polynôme) étant fixé, le calage consiste alors à déterminer la combinaison de fonctions s'ajustant le mieux aux données

mesurées (Gaume, 2000).

2.3.6. Modèles analytiques

Ce sont des modèles pour lesquels les relations entre les variables de sortie et les variables d'entrée ont été établies par analyse de séries de données mesurées. L'exemple type est celui des modèles linéaires : les paramètres de ces modèles sont liés aux coefficients de corrélation entre les variables.

2.3.7. Modèles conceptuels

Ce type de modèle repose sur l'analogie remarquée entre le fonctionnement d'un bassin versant et un ensemble de réservoirs interconnectés. Nous notons d'ailleurs qu'il serait plus judicieux de regrouper ces modèles sous la dénomination « Modèle conceptuel à réservoir ». Plus précisément, quand la structure du système et des lois le régissant sont inconnues ou lorsque la pauvreté des informations et la complexité des phénomènes en jeu prévalent, le comportement du système en question est simplifié. Ainsi, les modèles conceptuels intègrent des facteurs complexes en essayant de décrire le concept physique du comportement du système par une représentation plus simple. Au travers de ce type de modélisation, sont construites des structures empiriques censées reproduire les sorties du système étudié (débit, concentration,...) à partir des variables d'entrée (pluie, évapotranspiration, fertilisation, pratiques agricoles...). Ce type de modèle reproduit donc au mieux le comportement d'un système, plutôt qu'il n'avance d'explications causales sur son comportement. Le modèle CEQUEAU [Morin] est un parfait exemple de modèle conceptuel que nous présenterons dans la section suivante.

2.3.8. Modèles globaux

Les modèles globaux offrent à l'utilisateur un choix très attractif, car il présente une structure très simplifiée, il ne demande pas trop de données, faciles à utiliser et à calibrer. La représentation du processus hydrologique est très simplifiée. Il peut souvent mener à des résultats satisfaisants, et spécialement si l'objectif majeur est la prévision d'une crue.

2.3.9. Modèles Spatialisés

Actuellement plusieurs modèles spatialisés correspondant à des différentes écoles hydrologiques sont en phase avancée de développement. En principe, les modèles spatialisés sont des modèles qui utilisent des entrées et des sorties où les caractéristiques des bassins versants sont distribuées dans l'espace. La spatialisation peut être arbitraire ou basée sur des divisions morphologiques naturelles (découpage en sous bassins) ou hydrologiques (aires contributives)

Nous pouvons classer les modèles spatialisés en trois grands types :

- Modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés ;
- Modèles physiques spatialisés ;

- Modèles physiques conceptuels semi-spatialisés.

i. Modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés

Les modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés représentent un grand progrès sur les modèles globaux quand il s'agit d'analyser le fonctionnement interne d'un bassin. Le bassin versant est discrétisé en unités spatiales (mailles ou sous-bassins) considérées comme homogènes, qui se vident les unes dans les autres de l'amont en aval. Ainsi, on a la possibilité de tenir compte de la répartition spatiale des facteurs et de suivre la genèse et la propagation des débits à l'intérieur du bassin. C'est le cas du modèle CEQUEAU [Morin] et du modèle HEC-HMS.

ii. Modèles physiques spatialisés

Les modèles à base physique spatialisés sont des modèles qui décrivent les mécanismes internes d'un système (bassin versant) ayant comme base les lois de la mécanique, de la physique, de la thermodynamique, etc. Du point de vue théorique, ces modèles sont indépendants de tout calage parce que leurs paramètres sont mesurables. Ils permettent une description théorique unifiée de la plupart des flux observés dans un bassin versant et servent à modéliser les principaux processus hydrologiques comme :

- L'écoulement de surface à partir des équations de Saint-Venant ;
- L'écoulement en milieu saturé à partir des équations de Darcy ;
- L'écoulement en milieu non saturé à partir des équations de Richards ;
- L'évapotranspiration à partir des équations de conservation ou de relations entre flux.

A partir d'un découpage de l'espace en mailles de taille adaptée au problème à traiter, ils simulent les diverses composantes du cycle de l'eau sur chaque maille (ruissellement, infiltration, évapotranspiration) et convolent les transferts de maille à maille, jusqu'au réseau hydrographique constitué. Ces modèles sont complexes à mettre en œuvre et exigent d'importantes quantités de données. Ils sont bien adaptés à la simulation de la diversité d'un bassin.

Cependant, ces modèles ne peuvent traiter les grands bassins en raison de leur grande hétérogénéité morphologique et météorologique. Parmi ces modèles on peut citer le modèle SHE.

iii. Modèles physiques-conceptuels semi-spatialisés

Pour dépasser les limites de chacune des approches précédentes (modèles conceptuels trop peu réalistes, modèles à base physique trop complexes), il est intéressant d'essayer une modélisation hydrologique qui peut être :

- A base physique, fondée sur les processus réels mais simplifiés ;
- Semi-spatialisée, fondée sur une discrétisation en unités relativement homogènes, qui permettent de tenir compte de la variabilité spatiale de la structure du bassin versant.

La méthode de discrétisation spatiale varie d'un modèle à l'autre : mailles carrées, sous- bassins versants, éléments de versant, plans versant et canal, unités hydrologiques ou aires contributives (modèle TOPMODEL).

2.4. Les échelles d'analyse

2.4.1. Les échelles temporelles d'analyse

La relation existant entre les volumes écoulés sur un pas de temps à l'exutoire d'un bassin et les volumes de pluie précipitée sur ce bassin, a été mise en évidence depuis longtemps à l'échelle annuelle (Perrault, 1660). Plus l'échelle d'observation diminue et plus le problème se complique, en raison de la mémoire des états antérieurs du bassin. La première décision, qui engage le modélisateur est donc le choix du pas de temps de la modélisation, qui dépend de l'objectif scientifique ou technique choisi.

Une modélisation du mécanisme de transfert pluie-débit est liée à la représentation du phénomène de base qui est la pluie. Ce phénomène naturel est complexe. A l'échelle journalière, sa structure mathématique, ou « modèle stochastique » est simple : il s'agit d'une alternance d'évènements « pluie » - « non pluie », avec des lois de durées et d'intensités simples. Ces durées ont des ordres de grandeurs de quelques jours. Une recherche d'une modélisation pluie-débit à un pas plus grand devant ces durées (1 mois par exemple) lisse totalement la plus grande partie de l'information d'entrée. Elle s'éloigne d'une représentation physique du comportement du bassin pour se rapprocher de modèles statistiques (ARMAX par exemple).

Pour être au plus près des mécanismes physiques, il est nécessaire de retenir un pas de temps de l'ordre des durées caractéristiques de la pluie : la journée. A un pas plus faible, l'heure par exemple, les mécanismes sont si complexes, qu'une analyse événementielle est la seule possible.

2.4.2. Les échelles spatiales d'analyse

Dans toutes les sciences de la nature, le choix de l'échelle spatiale et le problème du changement d'échelle sont récurrents. En hydrologie en particulier la gamme des échelles est très étendue. Dooge (1983) donne un tableau présentant une classification des approches possibles en fonction des temps et des distances, lorsqu'on passe de la chimie physique des milieux à l'étude des climats. Mais si cette hiérarchisation nous sensibilise à l'importance des échelles, elle ne nous renseigne pas sur la méthode permettant de passer d'un niveau à l'autre. Le problème de la représentation synthétique d'une réalité complexe existe à toutes les échelles :

- A l'échelle d'un bassin versant, la complexité sera représentée par la structure

géologique, la topographie, la morphologie des drains.

- A l'échelle du versant, par la nature des sols, leur profondeur, leur couverture végétale.
- A l'échelle du mètre carré de terrain, par le chevelu des racines, les trous de vers, et les cailloux.

Mais sous une apparente complexité, la nature est organisée : aléatoire ne veut pas dire anarchique. Des « lois » peuvent émerger, et être quantifiées, soit de façon théorique, soit de façon empirique. Ces lois apparaissent pour certains niveaux d'organisation, où s'intègrent les propriétés du niveau inférieur par une « moyenne » stable. Le niveau de base est celui de la « parcelle ». Il ne s'agit pas d'une parcelle réelle de terrain, mais d'un volume théorique élémentaire, dont toutes les propriétés physiques nécessaires à l'analyse sont supposées connues en tout point, et où les lois de la physique, de la chimie, de la thermodynamique peuvent être appliquées (Loi de Philips, Darcy, Barré de Saint Venant, etc.). On peut tenter de tenir compte de la répartition spatiale des caractères physiques (sol, sous sol, végétation) et des forçages spatiaux (répartition de la pluie) par la répétition du modèle parcellaire analytique (Beven et O'Connell, 1982). Cette répétition conduit à la construction d'un système complexe multidimensionnel d'équations aux dérivées partielles non linéaires. Ce système ne peut être résolu que numériquement en recherchant une solution aux nœuds d'un maillage espace temps (modèle SHE, Abott et al., 1986).

Au plan théorique, l'analyse de sensibilité des variables d'un tel modèle par rapport à un objectif donné devrait permettre la mise en évidence des processus sensibles, en fonction de la nature des forçages. Ceci pourrait conduire à la conception du plus petit modèle capable de répondre aux questions posées ou « modèle minimal » (Thom, 1979). Si séduisante que soit cette approche, elle n'est pas réaliste. L'hydrologie couvre un champ temporel énorme (de la minute au siècle) et un champ spatial aussi vaste (du m² à la planète entière). Autant chercher à construire la mécanique céleste à partir de la mécanique particulière. L'évolution scientifique ne s'est pas faite par une évolution continue des échelles, mais par l'élaboration de théories complètes à un certain niveau d'organisation et la comparaison des interactions entre niveaux voisins (Di Castri et Hadley, 1988).

L'échelle du bassin versant semble un niveau d'organisation pertinent vis-à-vis de l'analyse du processus de la transformation de la pluie sur le bassin en débit à son exutoire. Le processus ainsi défini peut être analysé à partir d'un ensemble de données suffisant pour une identification qu'il faut bien qualifier d'empirique. L'empirisme est un mode d'acquisition des connaissances. Cette approche qui a prouvé son efficacité en hydrologie nécessite une phase de vérification, qui consiste en général

en une simulation prédictive avec des données n'ayant pas servies à l'élaboration du modèle et à son calage (Hreiche, 2004).

2.5. Choix du modèle, Calage, validation et incertitude d'un modèle distribué

2.5.1. Les types de modèles hydrologiques de la transformation de la pluie en débit

Les modèles conceptuels de transformation de la pluie en débit qui nous intéressent de préférence ici peuvent être rassemblés en deux groupes principaux. Le premier correspond aux modèles globaux qui simulent les débits à l'exutoire d'un bassin en fonction des entrées et parfois des sorties d'origine climatique. Ils sont réputés simples en ce sens qu'ils requièrent peu de paramètres de calage et moyennent la production et le transfert d'eau sur l'ensemble du bassin versant. On comprend aisément la limite de ces modèles qui sont robustes pour simuler l'effet de l'évolution des entrées mais pas celle de l'occupation du sol qui est résumée dans la fonction de transfert du bassin. La deuxième catégorie de modèles est dite distribuée car le bassin est découpé en unités hydrologiques homogènes ou selon des mailles géométriques en particulier si l'on souhaite représenter les échanges souterrains et entre surface et souterrain. Il est logique de penser qu'un modèle qui sera à même de représenter dans l'espace d'un bassin versant le fonctionnement hydrologique des différentes unités d'occupation du sol sera plus adapté qu'un modèle hydrologique global. Les fonctions de production et de transfert des modèles distribués peuvent être à base physique ou conceptuelle. Dans le premier cas les limites d'application sont évidente car il y a une réelle difficulté à mesurer les caractéristiques physiques requises et à juger de leur représentativité à l'échelle de la maille de simulation. Il existe des modèles distribués à base physique simplifiée mais qui restent d'une application encore difficile en l'absence de données suffisantes (Radojevic, 2002).

2.5.2. Choix du modèle

Le choix de tel ou tel modèle reste toujours une étape délicate dans la mesure où nous n'avons pas d'idée au préalable des processus hydrologiques qui peuvent intervenir dans le bassin (Gnouma, 2006).

Depuis quelques années, différents chercheurs ont donc tenté d'adapter les modèles hydrologiques à la simulation du fonctionnement des bassins versants mixtes, c'est à dire comprenant des entités hydrologiques urbaine, rurale et éventuellement périurbaine car c'est une entité compliquée à modéliser. L'objet de cette section est de faire une revue des principaux modèles développés dans ce sens. La possibilité de différencier le fonctionnement des entités hydrologiques ne signifie pas qu'il s'agit de modèles distribués en l'état mais les rend candidats à un usage de ce type. Cette analyse doit conduire au choix du modèle qui sera utilisé dans ce travail. Les fonctions de production

et de transfert des modèles inventoriés sont détaillées afin d'en comprendre les hypothèses simplificatrices et les limites d'application pour différencier des entités hydrologiques urbaine, périurbaine et rurale (Radojevic, 2002).

2.5.2.1. Modèle d'infiltration de Holtan

Un modèle classique comportant deux étapes est proposé par (Mourad ,1978-1979). Une fonction de production utilisant le schéma d'infiltration proposé par Holtan et une fonction de transfert à réservoir linéaire. La Fonction de production est représentée par trois types de pertes au ruissellement : – les pertes dues à l'interception par la végétation et à l'évaporation ; – les pertes dues à la ré-humidification du sol; – l'infiltration profonde qui contribue à reconstituer le niveau de la nappe. Le taux d'infiltration est calculé selon la loi d'Holtan qui peut s'écrire de la façon suivante :

$$f = f_c + a.U^n \quad (1.6)$$

Avec: f = vitesse d'infiltration; f_c = vitesse d'infiltration finale; U = hauteur correspondant au stockage potentiel. « a » et « n » = constantes fonction du sol et des conditions de surface et de culture. Ces paramètres sont utilisés pour discriminer les surfaces perméables et imperméables.

Pour la fonction de transfert, le modèle utilise la méthode du réservoir linéaire avec un ou deux réservoirs (selon la taille du bassin versant). Concernant l'application de ce modèle sur un bassin versant mixte on peut donner les informations suivantes : les tests de Mourad Agha ont montré que ce modèle pouvait être acceptable dans le cas de bassins peu urbanisés, mais que les résultats du modèle perdaient de leur qualité lorsque l'imperméabilité des sols augmentait. Les paramètres du modèle ne sont pas reliés au mode d'urbanisation (centre ville, zone industrielle, résidences pavillonnaires, habitat semi-rural). De ce fait, le modèle ne permet pas de montrer l'influence de l'urbanisation sur l'hydrogramme de sortie. La pré-détermination des paramètres du modèle est délicate pour un bassin mixte.

2.5.2.2. Model SCS - Curve

C'est un modèle qui a été proposé aux Etats Unis en 1954 par le Soil Conservation Service, (SCS). Il utilise une procédure permettant d'estimer l'écoulement superficiel. Le concept essentiel du modèle est de résumer les propriétés hydrodynamiques de la couverture du sol à l'aide de courbes auxquelles sont attribués des numéros selon les sols. On parle de « Curve Number (CN) ». Le paramètre CN est déterminé à partir d'un tableau à triple entrée : le groupe hydrologique (A, B, C, ou D) du sol (par ordre de diminution de perméabilité); les modes d'occupation du sol et les conditions d'humidité antérieure du sol (sec, moyen, ou mouillé) (Aron et al., 1977).

Il s'agit d'un modèle du type analytique-statistique (Sempere Torres, 1990) qui est utilisé pour la prévision des crues.

Le calcul direct du volume ruisselé en utilisant la méthode du Curve Number est une technique

internationale (Hawkins, 1978). Ce modèle a été adapté pour les bassins versants urbains en 1975 (Hjelmfelt, 1987). Utilisable à la fois sur des bassins ruraux et sur des bassins urbains, ce modèle peut donc être également mis en œuvre sur des bassins mixtes. L'hypothèse principale de cette méthode est que le rapport de la rétention cumulée instantanée F , à la rétention maximum S , est égal au rapport du ruissellement R à la pluie P moins la perte initiale, I_a . La relation se met donc sous la forme mathématique suivante :

$$\frac{F}{S} = \frac{R}{P - I_a} \quad (1.7)$$

L'équation principale du modèle SCS pour estimer le ruissellement est (Cernesson, 1993, Hjelmfelt, 1980, Muzik, 1993, Williams et al., 1976) :

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a + S)} \quad (1.8)$$

$$P > I_a$$

Avec: Q = Ruissellement cumulé (millimètres), P = Précipitation cumulée (millimètres), I_a = Pertes Initiales (millimètres), S = Rétention maximale du sol (millimètres).

La perte initiale est la quantité de la pluie qui est absorbée avant le début du ruissellement. Elle est reliée à la rétention maximale du sol par l'équation suivante :

$$I_a = 0,2 * S \quad (1.9)$$

La relation précédente est correcte pour des événements forts, mais elle sous-estime habituellement les résultats de l'écoulement superficiel pour les événements pluvieux petits ou moyens. Certains auteurs proposent la réduction de la perte initiale à $I_a = 0,1 * S$, voire à une valeur encore plus faible. Il existe une relation empirique entre CN et S (Hjelmfelt et al., 1981) :

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (1.10)$$

La prise en considération de CN montre que sa variabilité résulte de l'infiltration, de l'évapotranspiration, de l'humidité du sol, du lag-time, de l'intensité de la pluie, de la température, etc. Les valeurs de CN peuvent être estimées pour différents types de végétation et différents groupes hydrologiques de sol, en fonction des conditions d'humidité antécédentes. Le paramètre S dépend du sol, du couvert végétal et du mode d'aménagement. En général, la perte initiale (I_a) tient compte de l'interception, du stockage dans les dépressions et de l'infiltration pendant la première partie de l'averse, avant que le ruissellement ne commence. En pratique, il n'y a pas d'écoulement superficiel jusqu'à ce que la pluie cumulée, P , dépasse la perte initiale (I_a). Après le commencement du ruissellement, l'infiltration réduit la rétention potentielle de la quantité d'eau infiltrée pendant l'événement. Si l'infiltration cumulée tend vers S , l'infiltration tend vers zéro, et l'intensité de la pluie et le taux de la pluie excédentaire sont à peu près égaux.

2.5.2.3. Tank model

Le Tank model est proposé par Sugawara [Sugawara, 1961]. Il est composé de plusieurs réservoirs (tanks) placés en série. Le fonctionnement du modèle peut être représenté par la Figure 1.11

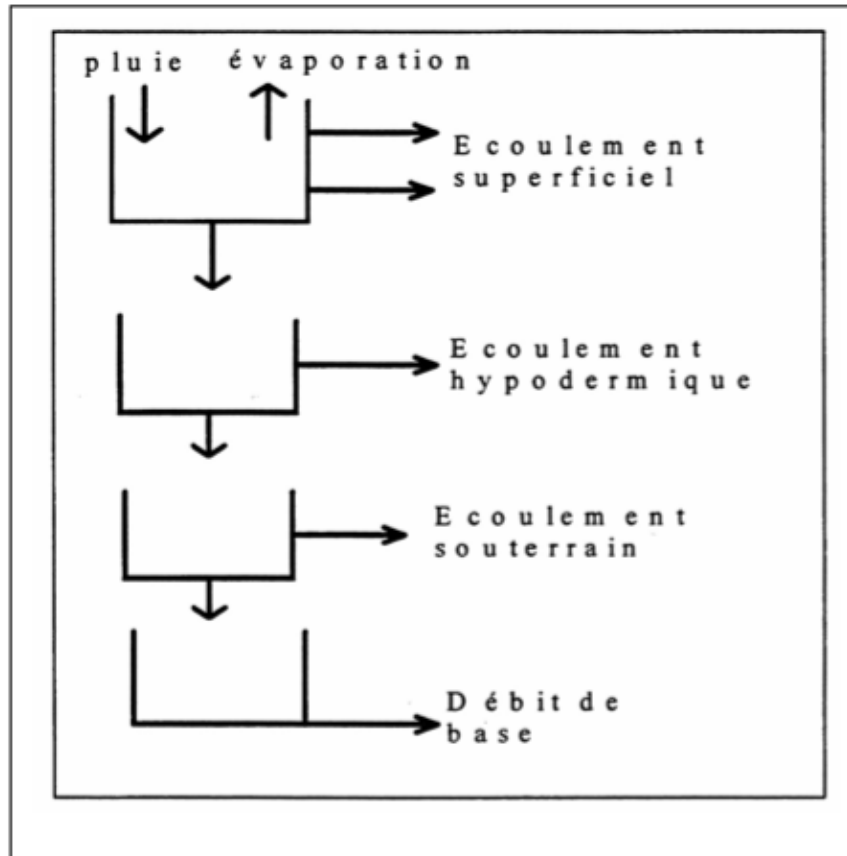


Figure 1.11. Schéma général du Tank model

L'eau rentrant dans un réservoir donné peut utiliser deux cheminements. Soit elle s'écoule en direction de l'exutoire, soit elle contribue à remplir le réservoir suivant, ce qui, sur le plan physique peut s'interpréter comme une infiltration vers une strate plus profonde du sol. La pluie est recueillie par le réservoir supérieur où elle vient se stocker. Si la hauteur d'eau dans le réservoir est inférieure à la hauteur du point de sortie, alors il n'y a pas de débit écoulé vers l'exutoire et le réservoir se vidange uniquement par le fond du réservoir, vers le réservoir suivant (infiltration).

Si la hauteur d'eau est plus grande que la hauteur de la sortie, alors le réservoir débite vers l'exutoire. Ce raisonnement est repris pour les réservoirs suivants, et finalement tous les débits dirigés vers l'exutoire sont totalisés pour obtenir l'hydrogramme en ce point.

Ce modèle a été validé pour des bassins versants dont la surface varie de 10 à 1000 kilomètres carrés (Sugawara et al., 1983). Il a plusieurs fois été utilisé pour représenter des bassins versants périurbains. Ce modèle pose cependant plusieurs problèmes. Tout d'abord, il n'existe pas de liaison claire entre

les grandeurs physiques conditionnant le ruissellement sur le bassin versant et les variables du modèle. Le modèle n'a donc aucune valeur prédictive. Un autre problème est que la représentation de la formation du ruissellement apparaît très abstraite et sans aucune correspondance physique (Franchini et al., 1991]. Enfin, chaque paramètre du modèle doit être déterminé par une méthode d'essais et erreurs en utilisant les données de la pluie et du débit.

2.5.2.4. Modèle Storm

Le modèle STORM (Storage-Treatment-Overflow-Runoff-Model) a été développé en 1976 par le Centre des ingénieurs hydrologues de l'Armée des Etats Unis. Ce modèle est capable de représenter la transformation pluie-débit indifféremment sur n'importe quel type de bassins versants : rural, urbain ou péri-urbain. Il traite de façon différenciée les zones rurales et les zones urbaines. Pour calculer les pertes au ruissellement sur les zones rurales (surfaces perméables), le modèle utilise la méthode SCS et sur les zones urbaines, il utilise la méthode du coefficient de ruissellement (Sautier et al., 1980). En ce qui concerne la fonction de transfert, le modèle permet le calcul du ruissellement selon la méthode rationnelle modifiée ou selon les courbes de la méthode SCS. Le temps de concentration du bassin versant est approché par la technique de l'hydrogramme unitaire.

Le choix de la méthode dépend du pourcentage d'imperméabilisation du sol, si celui-ci est supérieur à 30%, la méthode urbaine convient, dans le cas contraire il est préférable de considérer le bassin comme un bassin versant semi-urbanisé. L'apport principal de ce modèle est la distinction explicite qui est faite entre les surfaces perméables et les surfaces imperméables. Son inconvénient majeur est de ne pas poursuivre cette distinction en ce qui concerne les systèmes de drainage. Le modèle calcule en effet la transformation pluie-débit sur les bassins versants, périurbains sans tenir compte des systèmes d'évacuation qui les drainent (réseau d'assainissement et réseau hydrographique naturel) et sans considérer les modifications du cheminement de l'eau dues à l'urbanisation. De ce fait, l'estimation des paramètres décisifs du modèle n'est pas très claire, en particulier celle de la capacité de rétention maximale de l'humidité du sol.

2.5.2.5. Modèle à réservoirs linéaires en cascades parallèles

Diskin (1978) a également élaboré un modèle qui traite séparément les composantes perméables et imperméables des bassins versants. Ce modèle utilise des fonctions de production simples sur chaque type de surface (pertes initiales puis pertes continues constantes) (Diskin et al., 1978, Diskin, 1980). Il calcule ensuite l'hydrogramme à l'exutoire en utilisant deux cascades parallèles de réservoirs linéaires (Figure 1.12).

a et $(b = 1 - a)$ représentent respectivement le pourcentage de surfaces imperméables et perméables sur le bassin versant. Les indices A et B font également référence à ces deux catégories de surface.

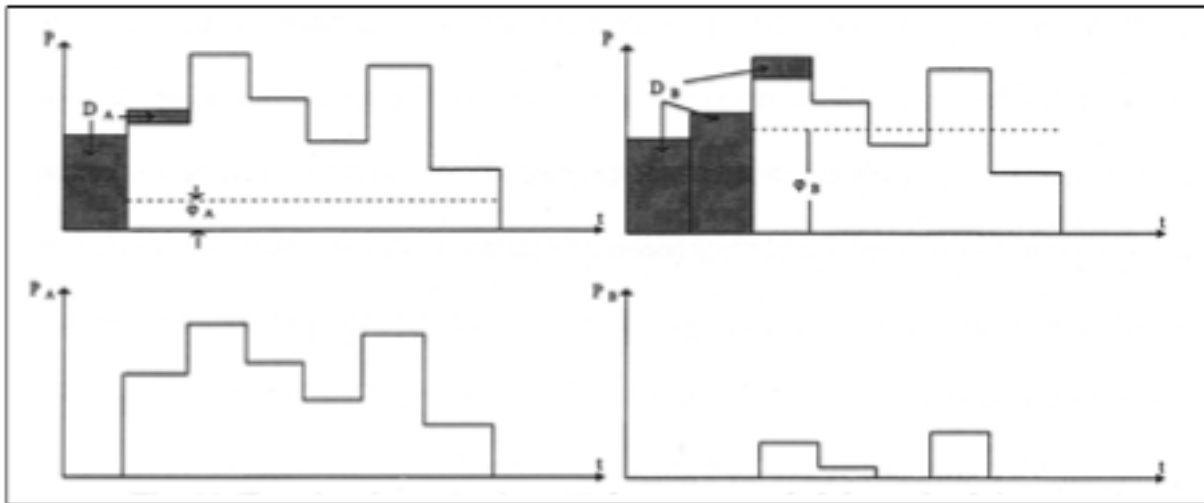


Figure 1.12. Fonction de production: Hyétoqrammes générés par la pluie nette (Diskin, 1978)

D_A et D_B représente les pertes initiales, f_A et f_B les taux d'infiltration (pertes continues). $P(t)$ est la pluie brute, P_A , P_B représentent la pluie ruisselante respectivement sur les surfaces imperméables et perméables. N_A , N_B (Figure 1.13) représentent les nombres de réservoirs du modèle de ruissellement appliqués respectivement sur les surfaces imperméables et sur les surfaces perméables (dans la plupart des cas, on peut prendre $N_A=2$ et $N_B=3$). K_A et K_B sont respectivement les temps de réponse des surfaces imperméables et des surfaces perméables.

Les effets de l'urbanisation sur le volume écoulé et sur la forme de l'hydrogramme à l'exutoire peuvent être évalués en utilisant un facteur d'urbanisation a , qui représente en fait le pourcentage de surfaces imperméables liées directement au réseau.

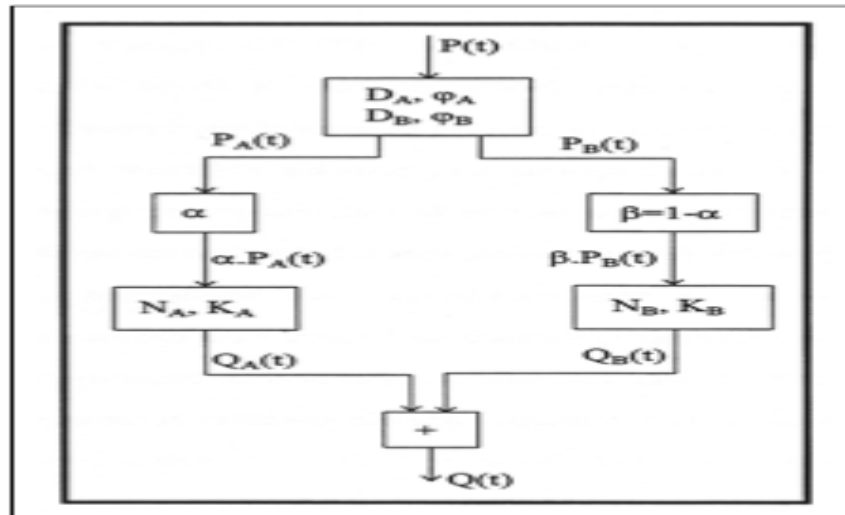


Figure 1.13 : Fonction de transfert: Structure du modèle à cascades parallèles

On peut également utiliser la modification des lag-time (ou celle du nombre de réservoirs) des deux cascades de réservoirs pour représenter l'effet de l'urbanisation d'un bassin versant. L'inconvénient majeur de ce modèle est qu'il ne tient pas compte explicitement des aspects géomorphologiques et structurels, et en particulier qu'il néglige la structure réelle du système de drainage du bassin (réseau d'assainissement et réseau hydrographique naturel). C'est en effet ce paramètre qui permet le partage des surfaces contributives dans chacune des cascades de réservoirs.

2.5.2.6. TOP-MODEL

TOP-MODEL (Topography-based hydrological MODEL), est un modèle hydrologique semi-distribué, élaboré par (Beven et Kirkby, 1979). Ce modèle est fondé sur un indice topogéomorphologique (Bruneau, 1992). En fait, il s'agit d'un modèle conceptuel à réservoirs dans lequel on introduit le concept de zones contributives ou de zones de source à surface variable. Il est donc théoriquement possible d'ajouter une distribution des zones contributives urbanisées, indépendante de la distribution topographique, et susceptible de rendre compte de la position propre des surfaces urbaines sur les versants.

Au sens du modèle, la zone contributive au ruissellement superficiel, sur un bassin versant rural, est constituée par la surface de la partie du bassin versant dont les sols sont saturés. Pour un bassin urbain, la surface imperméable constitue la zone contributive au ruissellement superficiel. Il faut souligner que les modèles de ce type utilisent généralement un modèle numérique de terrain (MNT) pour calculer un indice sol/topographique afin de prévoir la dynamique d'extension des zones contributives.

TOP-MODEL utilise quatre hypothèses simplificatrices (Sempere Torres, 1990) :

- le gradient hydraulique de la nappe est parallèle à la surface topographique du sol ;
- la conductivité hydraulique à saturation du sol décroît avec la profondeur selon une loi exponentielle ;
- le profil de la teneur en eau avec la profondeur est voisin du drainage gravitaire.
- l'évolution du processus est considérée comme la succession d'un ensemble d'états stationnaires juxtaposés dans le temps.

Si ce modèle apparaît comme très séduisant sur le plan intellectuel dans la mesure où il utilise une information a priori pertinente sur la topographie du bassin versant, il pose, comme tous les modèles distribués, des problèmes d'utilisation liés au grand nombre de données nécessaires. De plus :

- il est très sensible à la qualité des données ;
- il utilise des séries temporelles continues ;
- il utilise les données d'évapotranspiration ;
- il a besoin de nombreux paramètres pour la fonction de production (il utilise le modèle de Green&Ampte), et au moins quatre paramètres pour la fonction de transfert.

2.5.2.7 Le modèle CANOE de l'INSA de Lyon

Développé et maintenu par l'INSA de Lyon et la SOGREAH, le logiciel CANOE a initialement été conçu pour dimensionner des réseaux d'assainissement et diagnostiquer les dysfonctionnements des réseaux existants. Plusieurs développements ont cependant été effectués qui permettent de modéliser sur une base conceptuelle les fonctions de production et de transfert rurales et urbaines. Le bassin versant à étudier est décomposé en un nombre quelconque de sous bassins versants, sur lesquelles on peut appliquer des fonctions de production et de transfert différentes (et qui peuvent recevoir une entrée pluvieuse différente). Ces sous bassins versants sont connectés par des biefs qui représentent soit des conduites artificielles, soit des ruisseaux ou des rivières. Le transfert au travers ces biefs est assuré soit par le modèle Muskingum, soit par les équations de Barré St Venant selon la complexité du réseau d'écoulement. Il prend en compte une évolution du coefficient de ruissellement en fonction des hauteurs de pluie. Il permet la distinction entre surfaces directement et indirectement raccordées au réseau ou à la rivière.

Enfin, il est disponible à l'INSA où se trouve l'équipe de développement et maintenance du logiciel. Cet aspect est important pour tout test ou incorporation de procédure spécifique de calcul dans le cadre d'une recherche.

2.5.3. Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité consiste à étudier comment les perturbations sur les entrées du modèle engendrent des perturbations sur la réponse. Les entrées du modèle sont les paramètres, les conditions initiales et aux limites. Cette analyse peut avoir lieu à deux stades différents du processus de modélisation. Elle peut soit être placée avant l'étape de calibration afin d'identifier les paramètres les « plus importants » par rapport à la performance du modèle. Les paramètres les moins sensibles sont eux généralement fixés à des valeurs adaptées pour réduire la dimensionnalité du processus de calage (Bastidas et al., 1999). L'analyse de sensibilité peut aussi avoir lieu après le processus de calage pour juger si les paramètres ont bien été identifiés ou non. Le lecteur peut se reporter à la première partie du chapitre 3 consacrée à une description des méthodes d'analyse de sensibilité.

2.5.4. Calage

Le calage d'un modèle est l'opération qui consiste à trouver, à partir d'un échantillon d'événements de référence, les valeurs d'un ou de plusieurs jeux de paramètres du modèle qui minimisent l'erreur de modélisation. Concrètement, les simulations du modèle sont comparées aux observations afin d'évaluer la capacité du modèle à représenter la réalité. Après avoir défini une base de données de référence (hydrogrammes), des méthodes d'optimisation sont utilisées pour le calage du modèle. L'objectif est de déterminer un jeu de paramètres optimal pour lequel l'écart entre les simulations du modèle et les observations est minimal. Des fonctions objectif ou critères de performance sont définies afin de mesurer cet écart. Pour plus de détails sur les différentes méthodes d'optimisation, le lecteur peut se reporter à la seconde partie du chapitre 3. Les crues éclair sont des phénomènes violents et rares, la base de données de référence est de ce fait réduite ce qui rend délicat le calage des modèles hydrologiques représentant ces processus (Lerat, 2009).

2.5.5. Validation

La validation d'un modèle consiste à en évaluer les performances sur un jeu de données non utilisé dans la phase de calage. Une première approche consiste à choisir aléatoirement une partie des données pour le calage du modèle et une seconde partie pour la validation. Le jeu de paramètres obtenu après calage est réutilisé pour la validation. Pour les modèles distribués, une autre approche est basée sur la validation multi-critères et multi-échelles. Elle consiste à confronter les résultats du modèle à d'autres types de données, par exemple des hydrogrammes des stations intermédiaires.

Une validation du modèle sur d'autres bassins versants peut aussi être pratiquée lorsque les données sont disponibles. Pour évaluer la capacité d'un modèle à réaliser certaines tâches spécifiques et évaluer sa performance, le schéma de validation de Klemes (1986) comprend quatre étapes : (1) test du modèle avec des données non utilisées pour le calage, (2) test de la capacité du modèle à prédire le débit d'un autre bassin aux caractéristiques hydrologiques similaires, (3) test avec des données de caractéristiques hydrologiques différentes (par exemple, une période sèche et une période humide), (4) combinaison des tests (2) et (3).

1.2.3.5 Incertitudes

Plusieurs sources d'incertitude règnent dans la modélisation hydrologique (Kitanidis et Bras, 1980 ; Melching, 1995 ; Bastidas et al., 1999) :

- Incertitude dans les processus naturels (Melchin et al., 1991). Elle résulte de la variabilité spatio-temporelle des processus naturels, comme les précipitations, responsable de la genèse du ruissellement. Cette incertitude ne peut être réduite.
- Incertitude sur les données, les observations de débit par exemple. Elle est due aux erreurs de mesures ou du prétraitement, aux erreurs au niveau des techniques d'acquisition des données et des méthodes d'interpolation.
- Incertitude sur la spécification du modèle (ou encore le problème d'identifiabilité du problème) qui se traduit par l'incapacité du modèle à converger vers un unique jeu de paramètre « optimal » en utilisant les données disponibles. Cette incertitude provient essentiellement de l'incertitude sur les données et sur la structure du modèle. En effet, le processus de calage propage les incertitudes sur les données sur les paramètres du modèle. D'autre part, certaines caractéristiques du modèle comme les processus de seuil ou des paramètres interdépendants conduisent à de multiples zones d'attraction et d'optimum locaux ; ce qui rend la localisation de l'optimum global du modèle difficile.
- Incertitude sur la structure du modèle introduite lors des simplifications et des approximations faites sur la description des processus réels.
- Incertitude due à la détermination des conditions initiales (par exemple l'humidité initiale du sol) car ces états sont généralement inconnus au début de la période de calage ou de simulation.

Plusieurs approches ont été proposées pour propager l'incertitude présente dans les différentes composantes du processus de modélisation dans les prédictions du modèle (Melching et al., 1990, Beven et Binley, 1992, Gupta et al., 1998). Des approches classiques d'estimation de l'incertitude des prévisions consistent à estimer la moyenne et la variance des prévisions en propageant les incertitudes sur les entrées en utilisant des dérivées au premier ordre. Les écarts types sont des mesures directes pour caractériser l'incertitude sur les paramètres d'entrée. Cependant ces méthodes sont limitées par la non-linéarité du modèle et à une multimodalité de la surface de réponse. D'autres méthodes basées sur des simulations de Monte-Carlo ont été introduites : la méthode GLUE (Generalised Likelihood Uncertainty Estimation) de Beven et Binley (1992) (3.2.4.3), la méthode MCSM (Monte Carlo Set Membership) de Keesman (1989), la PU (Prediction Uncertainty) de Klepper et al. (1991).

2.5.6. Les incertitudes

Depuis les années 90, le calage des modèles hydrologiques a été associé, le plus souvent, aux calculs d'incertitudes. Ainsi, Melching (1995) puis Refsgaard et Storm (1996) ont identifié quatre types d'incertitudes dans l'application des modèles hydrologiques :

- Incertitude liée à la nature : c'est une conséquence de la variabilité spatio-temporelle du processus dans la nature (exemple : précipitation, température) qui introduit une fonction aléatoire dans le processus physique de genèse de ruissellement.
- Incertitude liée aux données : la plupart des auteurs s'accordent sur le constat qu'il est impossible d'identifier la variabilité et la complexité locale des données à travers quelques points de mesure. Donc la variabilité présentée dans les données d'entrée du modèle est une limite pour représenter la variabilité naturelle introduisant ainsi l'incertitude dans les données. Refsgaard et Storm (1996) soulignent l'existence d'incertitudes aléatoires ou systématiques au niveau des techniques d'acquisition des données et des méthodes d'interprétation et d'interpolation utilisées. Le développement de la technique de télédétection a contribué à réduire l'incertitude liée aux données.
- Incertitude liée aux paramètres du modèle : ce type d'incertitude est influencé par l'incertitude liée aux données à cause des caractéristiques d'optimisation du modèle pendant le processus de calage.
- Incertitude liée à la structure du modèle : l'incapacité du modèle de représenter les processus physiques réels de ruissellement est à l'origine de ce type d'incertitude.

La paramétrisation des processus hydrologiques pour réduire l'incertitude des modèles est un grand défi dans le domaine de la modélisation hydrologique. Si la paramétrisation des modèles hydrologiques conceptuels simples est rendue possible en utilisant essentiellement des algorithmes d'optimisation et les techniques de Monte Carlo, la paramétrisation des modèles hydrologiques à base physique reste encore sujet de recherche à cause de leur complexité et du grand nombre de paramètres.

3. Conclusion

Nous pouvons conclure, à travers cette synthèse bibliographique sur la modélisation hydrologique, à une variabilité de description des processus hydrologiques selon le type du modèle. Le choix dépend de l'échelle spatiale et temporelle de la modélisation. Concernant l'échelle temporelle, plus le pas de modélisation est long, plus la description des processus hydrologiques est simple. Au contraire, la modélisation des processus à un pas de temps court nécessite une description des

processus plus complexe. En ce qui concerne l'échelle spatiale, la relation entre l'échelle et le processus hydrologique reste encore un sujet de discussion dans la communauté hydrologique.

En effet, les hypothèses utilisées dans la spatialisation ou le concept de découpage du modèle distribué supposent qu'à une échelle spatiale donnée, il existe une homogénéité ou une similarité qui peut être approchée selon : le seuil de processus, l'interprétation de la variabilité des données topographiques, la définition d'unités de réponse hydrologique et l'analyse des comportements hydrologiques du bassin (Indarto, 2002). Il faut noter aussi que certains modèles peuvent utiliser un mélange de deux ou plusieurs concepts pour modéliser les processus. Ainsi, l'espace peut être discrétisé selon différentes hypothèses dans le modèle afin de comprendre la variabilité des processus hydrologiques à une échelle spatiale donnée. Mais, cette discrétisation est souvent limitée par la disponibilité des données. Le choix de la résolution est encore une décision pragmatique pour un problème spécifique (Indarto, 2002). En plus de ce problème d'échelle spatiale, le calage et la validation d'un modèle hydrologique distribué sont encore délicats à établir.

Compte tenu des différents problèmes existants dans la modélisation hydrologique distribuée et des données disponibles sur notre bassin d'étude. Nous souhaitons apporter quelques éléments de réponse à la question suivante : Pouvons-nous contraindre un modèle distribué à travers des investigations de terrain et améliorer ainsi ses simulations ? Le but recherché est donc non pas d'aboutir infinie à un modèle qui reproduit correctement les débits à l'exutoire du bassin versant mais plutôt un modèle qui reproduit ces débits en tenant compte des processus hydrologiques pouvant y avoir lieu. Ainsi, cette approche peut aider à éviter les problèmes de non-unicité des paramètres et d'équifinalité de la solution. Nous pouvons espérer qu'en validant par rapport à différentes variables à différentes échelles, les modèles hydrologiques distribués pourront mieux représenter la réalité (Chahinian, 2004)

Chapitre II : Le modèle et le site

1. Introduction

Un modèle hydrologique peut être défini comme une représentation théorique simplifiée d'une réalité physique. En hydrologie, la modélisation concerne généralement la relation pluie-débit, c'est à dire que les modèles utilisent la pluie comme variable d'entrée et calculent un hydrogramme en sortie du bassin. Ces modèles reposent en général sur deux fonctions distinctes :

- Une fonction de production qui sépare la pluie en une partie infiltrée et en une partie ruisselée.
- Une fonction de transfert qui achemine la pluie ruisselée à l'exutoire de l'unité hydrologique (le bassin versant)

Les Modèles développés sous le HEC-HMS se basent sur trois fonctions essentielles : Modèles pour calculer les précipitations, le volume de ruissellement, le ruissellement direct et les modèles de calcul des écoulements souterrains (Usace2000).

2. Présentation du modèle

Le modèle *HEC-HMS*, est un modèle hydrologique déterministe et conceptuel *HEC-HMS (Hydrologic Modeling System)* (USACE). Afin de simuler le comportement hydrologique d'un Bassin Versant (BV), la plateforme *HEC-HMS* prend en compte les différents paramètres suivants :

- Les précipitations : ces données peuvent correspondre à des relevés pluviométriques réels d'évènements pluvieux ordinaires ou exceptionnels mais aussi à des évènements pluvieux théoriques basés sur une étude statistique.
- Les pertes (par infiltration, retenue ou évapotranspiration) qui permettent d'évaluer le ruissellement à partir des précipitations et des caractéristiques du BV.
- Les ruissellements directs qui prennent en compte les écoulements de surface, les stockages et les pertes de charge.
- L'hydrologie fluviale, c'est à dire le comportement de l'eau lorsqu'elle se trouve dans le lit de la rivière.

Ces différents paramètres sont ensuite modélisés mathématiquement par un ensemble d'équations (dont celles de Saint-Venant) qui permettent d'obtenir la réponse du système hydrogéologique global à un changement de conditions hydrométéorologiques.

En outre, un modèle est constitué des éléments suivants :

- Les variables d'état qui représentent l'état hydrologique du système dans les équations ;
- Les paramètres qui sont des mesures numériques des propriétés du système réel (elles peuvent avoir une signification physique ou non) ;
- Les conditions aux limites ;
- Les conditions initiales.

2.1. Modélisation des précipitations

Parmi les paramètres fondamentaux à prendre en compte dans la modélisation hydrologique d'un bassin versant, on retrouve bien sûr les précipitations.

On peut fournir à la plateforme trois types de données concernant les précipitations :

- Des relevés pluviométriques d'un événement réel ;
- Des hauteurs d'eau théoriques obtenues à partir d'une étude fréquentielle ;
- Des données relatives à un événement extrême (pluie de projet).

2.2. Calcul des volumes de ruissellements

HEC-HMS calcule les volumes d'écoulements en soustrayant aux précipitations les quantités d'eau qui sont stockées, infiltrées ou évaporées lors de leur trajet sur le bassin versant.

Par ailleurs, les surfaces d'un bassin versant sont classées en 2 catégories :

- Les surfaces directement connectées et imperméables où l'écoulement est direct et se fait sans pertes.
- Les surfaces perméables soumises à des pertes décrites par les différents modèles suivants :
 1. Modèle de perte initiale et à taux constant
 2. Modèle basée sur le Curve Number (CN)
 3. Modèle de Green et Ampt
 4. Le modèle continu SMA (Soil Moisture Accounting)

Pour tous ces modèles les pertes sont calculées pour chaque intervalle de temps et soustraites à la moyenne surfacique de précipitations pour cet intervalle.

2.2.1. Le modèle de pertes initiales, à taux constant

Dans ces modèles les hypothèses sont les suivantes :

- Le taux de pertes potentiel maximum, noté f_c , est constant.
- Il existe une perte initiale I_a qui représente l'interception et le stockage dans les dépressions du bassin versant. Tant que I_a n'est pas atteint il n'y a pas de ruissellement.

On peut résumer ce fonctionnement de la manière suivante :

On note : p_t la moyenne surfacique des précipitations au temps t

p_{et} le ruissellement au temps t

$$\bullet \text{ si } \sum_i p_i \leq I_a \text{ alors } p_{et} = 0 \quad (2.1)$$

$$\bullet \text{ si } p_i \geq I_a \text{ et } p_t \geq f_c \text{ alors } p_{et} = p_t - f_c \quad (2.2)$$

$$\bullet \text{ si } p_i \geq I_a \text{ et } p_t \leq f_c \text{ alors } p_{et} = 0 \quad (2.3)$$

La difficulté de ces méthodes réside dans :

- La détermination des pertes initiales. Elles dépendent des conditions qui ont précédé l'évènement pluvieux à étudier (par exemple si le sol était déjà saturé en eau par des pluies précédentes, les pertes initiales seront quasiment nulles). Ces pertes dépendent aussi de l'aménagement et de la nature des sols.

A titre indicatif, on estime que ces pertes sont égales à 10 ou 20% de la pluie totale pour une forêt, alors qu'en zone urbaine elles sont comprises entre 2 et 5 mm de hauteur d'eau.

- La détermination du taux de perte constant qui correspond au pouvoir d'absorption du sol exprimé en mm/h. On peut toutefois se servir des valeurs données dans le **tableau 2.1** suivant:

Tableau 2.1. Taux de perte par rapport au type de sol

Type de sol	Ordre de grandeur du taux de perte (cm/h)
Sable profond, loess profond, limons agrégés	0.75 à 1.1
Loess peu profond, terre sableuse	0.35 à 0.75
Terre argileuse, terre sableuse peu profonde, sols à faible teneur en matière organique, sols argileux	0.12 à 0.35
Sols gonflant fortement sous l'effet de l'eau, argiles plastiques lourdes, sols salins.	0 à 0.12

Une variante de ce modèle est le modèle quasi continu qui prend en compte des périodes sans pluie au cours de l'évènement et qui intègre donc une régénération (avec un taux à fixer) des pertes initiales. C'est le modèle "Déficit".

2.2.2. Le modèle du Curve Number (CN)

Ce modèle estime l'excès de précipitations comme une fonction des précipitations cumulées, de la couverture des sols et de l'humidité initiale du sol.

On a :

Excès de précipitations, P_e , donnée par :

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (2.4)$$

Où P est le total des précipitations accumulées au temps t

I_a est la perte initiale et S le potentiel maximum de rétention.

On a par ailleurs la relation empirique suivante :

$$I_a = 0,2 S \quad (2.5)$$

On obtient donc :

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (2.6)$$

Or le potentiel S et les caractéristiques du bassin versant sont reliés par le nombre de courbe CN par :

$$S = \frac{25400 - 254CN}{CN} \quad (2.7)$$

CN peut être défini à partir des tables fournies en annexe A du manuel de références techniques.

Pour un bassin versant composé de différents types de sols, on peut aussi établir un CN composite par moyenne pondérée :

$$CN_{comp} = \frac{\sum_i A_i CN_i}{\sum_i A_i} \quad (2.8)$$

où i représente l'indice associé à la subdivision du bassin en sous-bassin de type de sol uniforme, A_i est l'aire de la subdivision i .

2.2.3. Le modèle de perte de Green et Ampt

Il s'agit d'un modèle d'infiltration des pluies conceptuel, fondée sur la loi de Darcy et la conservation de la masse.

Il calcule les pertes sur la zone perméable par la formule :

$$f_t = K \left[\frac{1 + (\phi - \theta_i)S}{F_t} \right] \quad (2.9)$$

K est la conductivité hydraulique saturée, ϕ est la porosité, S est un paramètre tabulé (wetting front suction), F_t représente les pertes cumulées au temps t .

$\phi - \theta_i$ est le volume de déficit hydrique, il est égal à la porosité moins le taux d'eau contenue initialement. θ_i vaut 0 si le sol est sec, et ϕ à saturation.

Les valeurs des différents paramètres intervenant dans cette formule sont données pour plusieurs types de sols.

2.2.4. Le modèle continu SMA (Soil Moisture Accounting)

Contrairement aux modèles précédents, SMA est un modèle qui peut étudier de longues périodes avec alternance de pluie et de temps sec. SMA simule le mouvement de l'eau à travers les différents

éléments d'un bassin versant. A partir des données de précipitations et d'évapotranspiration, il calcule le ruissellement de surface, les infiltrations, l'évaporation et la percolation profonde.

Le bassin versant est représenté par une série de couches de stockage :

- Stockage par interception végétale: cette couche représente l'eau retenue par la végétation (arbres, herbes...) et qui n'atteint donc pas le sol. L'évaporation est le seul moyen de vider cette couche.
- Stockage par interception de surface (i.e: dans les petites dépressions du sol): cette couche se remplit quand l'infiltration maximale est atteinte. Lorsqu'elle est pleine, elle déborde pour créer le ruissellement de surface.
- Stockage de sub-surface (soil-profile storage) : il représente l'eau retenue dans le sol à faible profondeur et susceptible d'être soumise à l'évapotranspiration.
- Stockage d'eau souterraine : cette eau est obtenue par percolation (dont le taux est à définir) et considérée comme perdue pour le système.

Les taux d'infiltration, de percolation et d'évapotranspiration sont calculés à chaque instant à partir des taux potentiels maximum respectifs et de l'état du système au temps précédent. Cela permet de simuler les flux entre les différentes couches à chaque pas de temps.

2.3. La modélisation du ruissellement direct

Cette partie présente le ruissellement direct sur un bassin versant de ce qui est qualifié d'excès de précipitation.

2.3.1. Les modèles liés à la méthode de l'hydrogramme unitaire (HU)

Ces modèles donnent une relation entre l'excès de précipitations et le ruissellement sans considération détaillée des processus internes. En conséquence les équations et les paramètres introduits ont une signification physique limitée.

L'hydrogramme unitaire donne le débit de ruissellement par unité de hauteur d'eau en excès tombée sur le bassin versant. Cette méthode repose donc principalement sur l'hypothèse de linéarité entre l'excès de précipitations et le ruissellement.

On a donc l'équation de convolution suivante :

$$Q_n = \sum_{i=1}^n P_i U_{n-i+1} \quad (2.10)$$

où Q_n est le débit de ruissellement au temps $n \Delta t$

P_i est l'excès de pluie entre $i\Delta t$ et $(i+1) \Delta t$ (en hauteur d'eau)

U_j est la valeur de l'hydrographe unité au temps $j\Delta t$

Détermination de l'hydrogramme unitaire (les différents modèles)

- Hydrogramme unitaire spécifié par l'utilisateur : ce modèle consiste à déterminer l'hydrogramme unitaire à partir de la formule ci-dessus et de données complètes d'un évènement pluvieux. En pratique cette méthode n'est que très peu utilisée car elle nécessite des données beaucoup trop complètes. De plus l'hydrogramme obtenu ne pourra s'appliquer qu'à des évènements pluvieux qui ont la même durée.
- Hydrogrammes unitaires paramétriques et synthétiques :

Un hydrogramme unitaire paramétrique est obtenu par calcul à partir de plusieurs paramètres. Par exemple, l'amplitude et l'instant du pic suffisent à calculer entièrement un hydrogramme unitaire triangulaire.

Un hydrogramme unitaire synthétique met en relation les paramètres d'un hydrogramme unitaire paramétrique et les caractéristiques du bassin versant. Cette méthode permet d'adapter l'hydrogramme unitaire obtenu dans certaines conditions pour un bassin versant à d'autres conditions et d'autres bassins versants. Par exemple on peut relier l'amplitude du pic d'un hydrogramme unitaire triangulaire à l'aire drainée par le bassin.

Dans le HEC-HMS on trouve 4 modèles d'HU synthétiques:

- Le modèle de SNYDER : il est basé sur 3 paramètres : l'amplitude du pic, la base de temps totale et le décalage entre le maximum du hydrographe d'excès de pluie et le pic de l'hydrographe. Ce modèle se fonde par ailleurs sur un évènement standard tel que le décalage temporel défini ci-dessus est égal à 5.5 fois la durée de l'évènement pluvieux. Pour ce type d'évènement Snyder a établi une relation entre le décalage temporel et le pic de l'hydrogramme unitaire. Il a par ailleurs fourni des formules permettant d'adapter ces résultats à des évènements non standard. La détermination des divers paramètres se fait essentiellement par calage.

- Le modèle du SCS (Soil Conservation Service): il repose sur l'hydrogramme unitaire normalisé (qui est la moyenne de nombreux HU calculés pour différents bassins versant) donné ci-dessous.

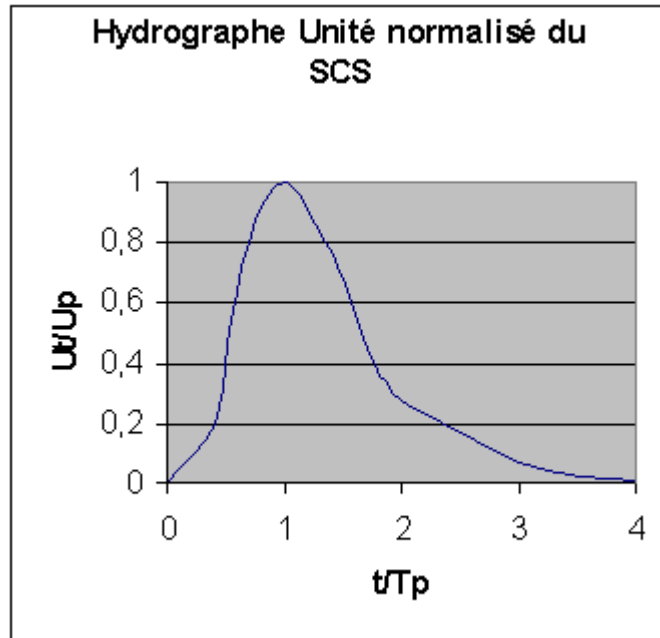


Figure 2.1. hydrogramme normalisé représentant le débit d'écoulement

U_t , comme une fraction du débit maximal, U_p . T_p est l'instant du pic. On a par ailleurs les relations empiriques suivantes :

$$U_p = 2,08 \frac{A}{T_p} \quad \text{et} \quad T_p = \frac{\Delta t}{2} + 0,6T_c \quad (2.11)$$

où A est l'aire du bassin versant, Δt est la durée de l'excès de précipitation et T_c le temps de concentration.

Ainsi il suffit de connaître le temps de concentration pour remonter à T_p et U_p et obtenir ainsi l'hydrogramme unitaire désiré par simple multiplication de l'hydrogramme unitaire normalisé.

- Le modèle de CLARK (et ModCLARK): il s'agit d'un modèle quasi-conceptuel puisqu'il prend en compte les 2 processus intervenant dans la transformation d'un excès de précipitation en ruissellement, à savoir: le mouvement de l'eau de son origine jusqu'à l'exutoire du bassin versant et l'atténuation de cette quantité d'eau par stockage lors de son parcours. Le modèle de Clark modifié, ModClark, fait intervenir un maillage du bassin versant qui permet de mieux modéliser les temps de parcours.

- Le modèle de l'onde cinématique est 'un modèle conceptuel qui représente le bassin versant comme un canal à surface libre dont le débit entrant correspond à l'excès de précipitations. Il résout donc les équations qui régissent les écoulements instationnaires en eau peu profonde pour tracer l'hydrographe de ruissellement.

Un bassin versant est modélisé de la manière suivante :

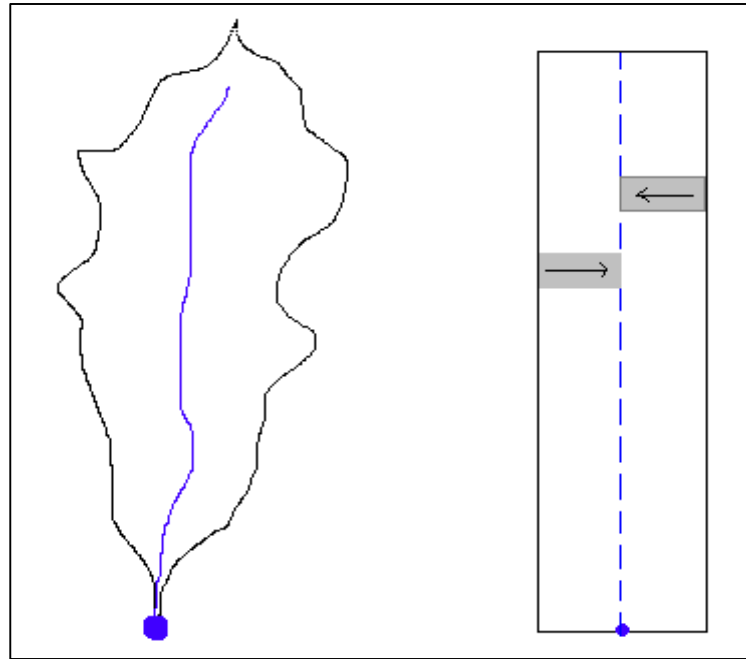


Figure 2.2. Modélisation d'un bassin par le modèle de l'onde cinématique

Le bassin est constitué de 2 plans séparés par le cours d'eau dans lequel les écoulements se déversent. Le modèle de l'onde cinématique représente les écoulements de surface sur ces plans.

Sans entrer dans la théorie complète, on retiendra que sous quelques hypothèses simplificatrices, l'équation des moments et celle de continuité donnent:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \alpha^{m-1} \frac{\partial A}{\partial x} = q \quad \text{avec } \alpha = 1,486 \frac{S^{0,5}}{N} \quad \text{et } m = 5/3 N \quad (2.12)$$

A est la section transverse, S est la pente, N est un coefficient de rugosité tabulé dans le manuel de références techniques

q est le débit d'apport latéral par unité de longueur du canal.

3. La modélisation des écoulements souterrains

Le HEC-HMS permet aussi de modéliser (en plus des ruissellements et des précipitations) les écoulements souterrains. Ces écoulements prennent en compte à un instant donné :

- Les précipitations antérieures stockées temporairement dans les nappes souterraines;

- Les ruissellements dans le sous-sol dû à la tempête actuelle.

HEC-HMS propose trois modèles d'écoulement souterrain au choix:

3.1.1. Le modèle constant

Cette modélisation est la plus simple des trois. Elle considère l'écoulement souterrain comme constant pendant des durées d'un mois. Ce débit supplémentaire est ainsi additionné au ruissellement direct issu des précipitations à chaque itération du calcul global.

Pour pouvoir utiliser ce modèle, on doit connaître la valeur du débit de ces écoulements souterrains lorsqu'il n'y a pas de tempête, grâce à des mesures sur le terrain. Pourtant cet écoulement peut être négligé dans le cas de petits bassins versants et pour la plupart des bassins versants dits urbains.

3.1.2. Le modèle à récession exponentielle

Dans ce cas, on modélise le débit souterrain à un instant t , Q_t par la formule :

$$Q_t = Q_0 k^t \quad (2.13)$$

où Q_0 est le débit souterrain à l'instant $t = 0$, et k est défini comme le rapport du débit souterrain au temps t sur celui du lendemain.

Cette modélisation de Q_t peut être appliquée à la fois au début du modèle ou après un certain laps de temps appelé seuil, défini comme le temps au bout duquel le débit global a atteint une certaine proportion de son pic d'intensité maximale (10% par exemple).

Q_0 est défini comme le débit moyen qui existe au début des précipitations mais est souvent ajusté à la valeur du débit moyen annuel. La constante k dépend quant à elle du bassin versant étudié et varie de 0.3 à 1 : $k \neq 1$ pour des grands bassins versants ; et k se rapproche de 0.3 pour des petits bassins versants.

3.1.3. Le modèle à réservoir linéaire

Ce modèle est utilisé en relation avec le modèle SMA vu plus haut. Il compare le stockage et le mouvement de l'eau souterraine aux stockages et aux mouvements de l'eau dans un réservoir. Ce réservoir est dit linéaire car le débit sortant à chaque itération est une fonction linéaire du stockage moyen durant un pas de temps.

3.2. La modélisation des écoulements fluviaux avec HEC-HMS

Les différents modèles d'écoulements fluviaux suivants permettent de calculer un hydrographe en aval du bassin versant, connaissant l'hydrographe amont. Tous ces modèles utilisent comme on va le voir les équations de continuité et de quantité de mouvement.

3.2.1. Equations de base des écoulements à surface libre

On se sert ici, pour modéliser des écoulements 1D à surfaces libres, des équations de Saint Venant :

Equation de quantité de mouvement :

$$\frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial x} = S_0 - S_f \quad (2.14)$$

avec S_f perte de charge linéaire, S_0 pente, V vitesse, x distance longitudinale, y hauteur d'eau, g accélération due à la gravité.

Equation de continuité :

$$A \frac{\partial V}{\partial x} + VB \frac{\partial y}{\partial x} + B \frac{\partial y}{\partial t} = q \quad (2.15)$$

avec B largeur au miroir, q débit d'apport latéral par unité de longueur, A surface mouillée.

De plus pour résoudre ces équations, on prend les hypothèses suivantes :

- On suppose que la vitesse V reste constante ($dV/dx=0$), et que la surface de l'eau est toujours horizontale ;
- L'écoulement est graduellement varié, et on a une répartition de pression hydrostatique ;
- Les circulations secondaires ne sont pas prises en compte ;
- Les phénomènes d'érosion et de dépôt de sédiments n'altèrent pas la forme du lit de la rivière ;
- La masse volumique de l'eau est constante et les pertes de charge linéaire seront modélisées à partir de formules empiriques telles que celles de Manning ou de Chézy.

La résolution de ces équations se fera par la méthode des différences finies, à l'aide de schémas implicites ou explicites.

En résumé, les différents paramètres à connaître pour utiliser ces différents modèles sont : la pente, la forme du lit de la rivière, les constantes relatives aux formules de pertes de charge linéaire, le débit aval (condition initiale), les conditions aux limites (débits latéraux, évènements historiques,...).

3.2.2. Le modèle de Puls (modified puls)

Ce modèle est basé sur une approximation en différences finies de l'équation de continuité, et sur une représentation empirique de l'équation de quantité de mouvement.

On considère qu'il n'y a pas d'apport par débit latéral. L'équation de continuité devient alors :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad (2.16)$$

On utilise alors la méthode des différences finies en écrivant que :

$$I_t - O_t = \frac{\Delta S_t}{\Delta t} \quad (2.17)$$

où I_t et O_t sont les débits moyen respectivement amont et aval pendant une période Δt , ΔS_t , étant la variation du stock d'eau durant le même laps de temps.

On obtient alors l'équation suivante :

$$\left(\frac{S_t}{\Delta t} + \frac{O_t}{2}\right) = \left(\frac{I_{t-1} + I_t}{2}\right) + \left(\frac{S_{t-1}}{\Delta t} - \frac{O_{t-1}}{2}\right) \quad (2.18)$$

Ainsi, au temps t , on connaît les termes de gauche, et l'on cherche à déterminer les termes de droite. On a donc 2 inconnues S_t et O_t , et l'on doit donc connaître une relation supplémentaire entre ces deux variables. Une fois cette relation déterminée, on résout le nouveau système d'équations par récurrence.

En ce qui concerne la relation liant S_t à O_t , on peut la déterminer par :

- Des observations historiques des valeurs des débits et du volume d'eau stocké au cours du temps ;
- Une observation des hydrographes amont et aval et une recherche de S_t par itérations successives.

3.2.3. Le modèle Muskingum

Ce modèle utilise comme le modèle précédent une approximation simple en différences finies de l'équation de continuité :

$$\left(\frac{I_{t-1} + I_t}{2}\right) - \left(\frac{O_{t-1} + O_t}{2}\right) = \left(\frac{S_t - S_{t-1}}{\Delta t}\right) \quad (2.19)$$

On écrit ensuite que le volume d'eau stocké est la somme d'un volume stocké constant et d'une variation du stock :

$$S_t = KO_t + KX(I_t - O_t) = K(XI_t + (1 - X)O_t) \quad (2.20)$$

avec K temps de parcours, et X paramètres permettant une pondération ($0 < X < 0.5$). Ainsi, si le stockage d'eau dans la rivière est contrôlé par les conditions aval, on met $X=0$ (On retrouve alors le modèle de réservoir linéaire présenté plus haut). Au contraire, on prendra $X=0.5$, pour donner un poids similaire aux débits entrants et sortants.

Finalement on obtient l'équation suivante :

$$O_t = \left(\frac{\Delta t - 2KX}{2K(1 - X) + \Delta t}\right) I_t + \left(\frac{\Delta t + 2KX}{2K(1 - X) + \Delta t}\right) I_{t-1} + \left(\frac{2K(1 - X) - \Delta t}{2K(1 - X) + \Delta t}\right) O_{t-1} \quad (2.21)$$

Connaissant les valeurs de K, X, I_t pour tous les temps t, et de la condition initiale $O_t=0$. HEC-HMS calcule par récurrence l'hydrographe amont.

3.2.4. Le modèle du décalage (lag model)

Ce modèle est le plus simple de tous et est extrêmement utilisé surtout pour modéliser le drainage urbain : On considère que l'hydrogramme aval est simplement l'hydrographe amont décalé dans le temps d'une certaine durée (lag) comme le montre le schéma suivant :

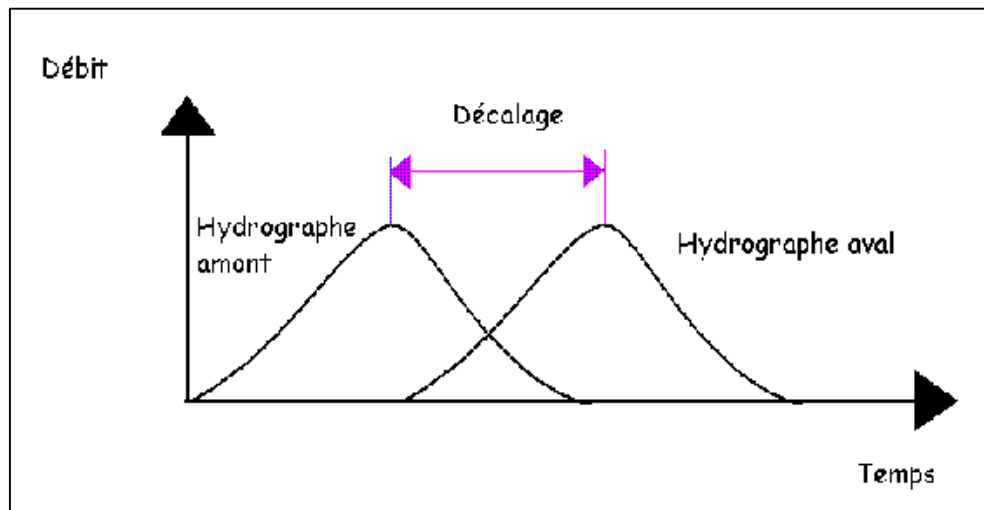


Figure 2.3. Représentation du modèle du décalage

La valeur de ce décalage peut être estimée comme la durée entre les deux pics des deux hydrographes (ou leurs centres de gravité respectifs) si ceux-ci sont disponibles.

3.2.5. Le modèle Kinematic-wave

On se reportera à l'explication fournie plus haut de ce modèle.

3.2.6. Le modèle Muskingum-Cunge

Comme on l'a vu plus haut, le modèle Muskingum est facile à utiliser mais emploie des paramètres qui n'ont pas de signification physique et qui sont donc difficiles à évaluer. De plus ce modèle est basé sur des approximations qui s'avèrent souvent fausses. Le modèle que l'on présente maintenant dit de Muskingum-Cunge évite ces erreurs. Il est basé sur l'équation de continuité incluant un débit latéral et sur la forme diffusive de l'équation de quantité de mouvement :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (2.22)$$

$$S_f = S_o - \frac{\partial y}{\partial x} \quad (2.23)$$

On obtient alors l'équation de diffusion-convection de Miller et Cunge, 1975, en combinant ces deux équations :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} = \mu \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + cq_L \quad (2.24)$$

avec c (célérité) et la diffusivité hydraulique définies par :

$$c = \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (2.25)$$

$$\mu = \frac{Q}{2BS_o} \quad (2.26)$$

L'approximation en différences finies des dérivées partielles permet d'obtenir l'équation suivante :

$$O_t = C_1 I_{t-1} + C_2 I_t + C_3 O_{t-1} + C_4 (q_L \Delta X) \quad (2.27)$$

Avec

$$C_1 = \frac{\frac{\Delta t}{K} + 2X}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1 - X)} \quad (2.28)$$

$$C_2 = \frac{\frac{\Delta t}{K} - 2X}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1 - X)} \quad (2.29)$$

$$C_3 = \frac{-\frac{\Delta t}{K} + 2(1 - X)}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1 - X)} \quad (2.30)$$

$$C_4 = \frac{2 \frac{\Delta t}{K}}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1 - X)} \quad (2.31)$$

$$K = \frac{\Delta x}{c} \quad (2.32)$$

$$X = 0,5 \left(1 - \frac{Q}{BS_o c \Delta x} \right) \quad (2.33)$$

C , Q et B étant variables, les quatre paramètres C sont aussi variables. Ils sont recalculés à chaque pas de temps et d'espace par HEC-HMS.

3.3. Le calage des modèles

Dans les modèles présentés précédemment, nous avons introduit de nombreux paramètres qu'il va falloir évaluer. Certains ont une signification physique réelle et d'autres sont purement conceptuels, pourtant, dans tous les cas, le calage à partir des données pluie-débit est la solution la plus utilisée pour les déterminer.

La première étape du calage d'un modèle est la collecte des données hydrologiques du bassin versant (précipitations, débits en fonction du temps, etc...). Puis à l'aide de conditions limites précédemment introduites, HEC-HMS effectue un premier calcul de l'hydrographe à l'exutoire du bassin versant. Il compare aussitôt cet hydrographe à l'hydrographe réel observé. Dans le cas où ces deux hydrographes ne correspondent pas, HEC-HMS ajuste automatiquement les différents paramètres et recalcule l'hydrographe aval, et ce jusqu'à caler exactement les deux hydrographes.

Les algorithmes qui permettent le calage des modèles ne seront pas exposés ici, et l'utilisateur voudra bien se reporter au manuel de références techniques pour de plus amples informations à ce sujet. Nous nous contenterons de donner ici quelques astuces pour collecter les données hydrologiques afin d'obtenir des résultats rapidement lors de la première utilisation.

Tableau 2.2 : suivant donne les valeurs minimales et maximales acceptées par le HEC-HMS :

Modèle	Paramètre	Minimum	Maximum
Perte initiale et à taux constant	Perte initiale	0 mm	500 mm
	Taux de perte constant	0 mm/h	300 mm/h
Modèle de perte SCS	Rétention initiale	0 mm	500 mm
	Curve Number (CN)	1	100
	Déficit hydrique	0	1
Modèle de perte de Green et Ampt	Conductivité hydraulique	0 mm/mm	250 mm/mm
	Weitting front suction	0 mm	1000 mm
Hydrograph Unitaire de CLARK	Temps de concentration	0,1 h	500 h
	Coefficient de stockage	0 h	150 h
Hydrograph Unitaire de SNYDER	Décalage	0,1 h	500 h
	Cp	0,1	1.0
Hydrograph Unitaire du SCS	Décalage	0,1 min	30 000 min
Onde cinématique	Nombre de Manning (n)	0	1
Ecoulement souterrain	Ecoulement souterrain initial	0 m ³ /s	100 000 m ³ /s
	Facteur de recession	0,000011	-
	Rapport debit/pic max	0	1
Modèle de Muskingum	K	0,1 h	150 h
	X	0	0,5
	Nombre de pas	1	100
Onde cinématique pour les écoulements fluviaux	Facteur N	0,01	10
Décalage	Décalage	0 min	30 000 min

4. Présentation du cadre général de la zone d'étude

4.1. Situation géographique de la zone d'étude

Le bassin versant Oued Ressoul est situé à Annaba en partie nord-est de l'Algérie et il représente un petit affluent de rive gauche de Oued Seybouse (un des dix-sept bassins versants de l'Algérie). La superficie totale du réseau de drainage Oued Ressoul est d'environ 103,96 Km², l'altitude de la zone d'étude pour le présent travail varie de 55 et 925m qui se situe entre 7°27'40,81" à 7°36'56,24" E de longitude et 36°32'55,13" à 36°41'19,4" N latitude nord.

Le Bassin versant de Oued RESSOUL de la ville d'AIN BERDA est situé au Sud-Est de la wilaya de Annaba à une distance de 20 Km du chef-lieu de la wilaya. Il est constitué de trois communes (Ain Berda, Nechmaya et Selmoune Elhachemi), environ 1% de surface urbanisé sur la totalité de surface du bassin versant.

Elle est limitée par :

- **EST** : La commune de DHARAN (wilaya d'EL-TARF).
- **NORD** : La commune d'EL-HADJAR.
- **NORD-OUEST** : Lac de FETZARA.
- **OUEST** : Wilaya de SKIKDA.
- **SUD** : La commune de Gulaat Bousbaa (wilaya de GUELMA).

La figure (2.4) représente les limites géographiques de Bassin versant d'Ain Berda

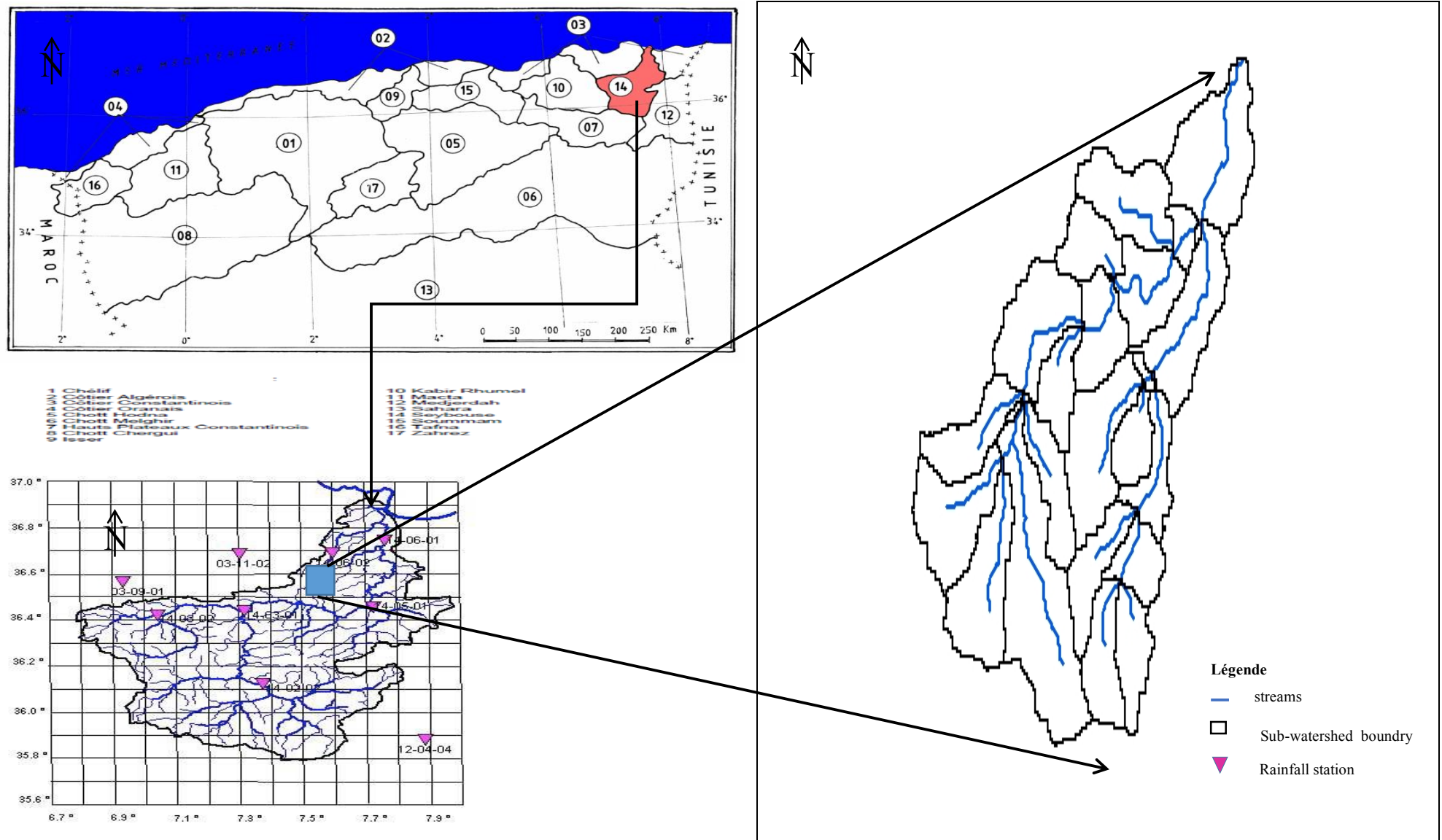


Figure 2.4. Situation de la zone d'étude

4.2. Etudes antérieures

Parmi les études effectuées sur ce site, on relève celle de Boulmaiz (2016) où il a testé trois différentes approches à savoir : la modélisation conceptuelle, la modélisation avec deux modèles d'intelligence artificielle 'réseau de neurone artificiel (RNA) et système d'inférence flou à base de réseau adaptatif (ANFIS)' et enfin une combinaison du modèle conceptuel et le modèle neuronal. Après calibrage du modèle conceptuel (GR4j) avec l'algorithme de Nelder Mead, l'utilisation de l'algorithme de Levenberg-Marquardt pour l'apprentissage des deux modèles RNA et l'algorithme hybride (retropropagation et méthode des moindres carrés) pour celui du modèle ANFIS, il a été démontré que la combinaison du modèle conceptuel et le modèle neuronal était l'approche la plus robuste parmi les autres approches. Alors que le modèle ANFIS a effectué la meilleure performance au niveau des apports mensuels et annuels. Cependant, aucune conclusion n'a pu être tirée pour la meilleure méthode de représentativité de la pluie étant donné qu'en variant cette variable en entrée, les performances varient d'un modèle à un autre (Boulmaiz, 2016).

4.3. Données du site

4.3.1. Retenues collinaires agricoles

Le sous bassin de Oued Ressoul compte sept retenues collinaires agricoles officielles (figure 2.5) d'une capacité globale qui dépasse 785000 m³, mais vue d'en haut il existe beaucoup plus que ça, alors de la mise en œuvre du modèle le débit simulé est supérieur au débit réel ce qui nous a amené à ajouter et modifier la capacité des retenues collinaires pour aboutir à un modèle satisfaisant.

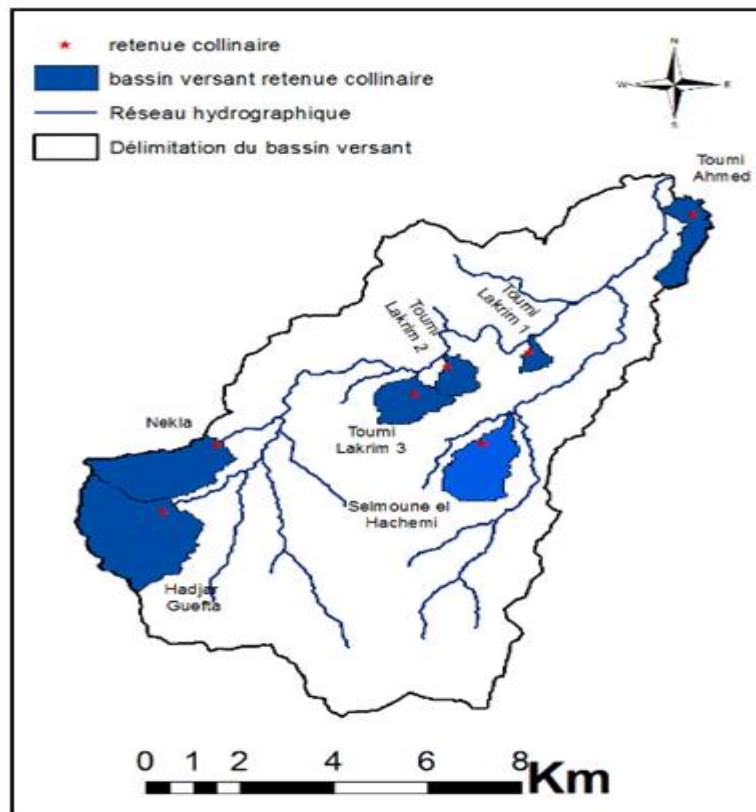


Figure 2.5. Les différents bassins des retenues collinaires du bassin de Oued Ressoul (Boulmaiz et al., 2016)

4.3.2. Géologie du site

Pour toutes indications stratigraphique et tectonique relatives à la zone montagneuses principales. Cet ensemble montagneux de structure complexe (faillé, plissé) affecté par toutes les phases tectoniques depuis le paléozoïque apparaît comme tout à fait indépendant du reste de la région de Annaba dont l'orogénie se lie à la terminaison orientale de la chaîne Numidique.

La nappe Numidienne avec son flysch habituel argilo-gréseux mise en place à la suite des poussées tectoniques d'origine alpine. Elle correspond à la partie Ouest du massif d'Edough.

- Les roches éruptives intrusives mises en place au Mio-pliocène ne sont représentées que par trois petits affleurements au sein du périmètre d'étude (un affleurement de pyroxénite et deux affleurements de Magnétite)
- Les plaines, les vallées et les dépressions marécageuses correspondent à un bassin de remplissage alluvionnaire qui a débuté à la fin de l'ère tertiaire (pliocène) et se poursuit tout au long du Quaternaire suite aux phénomènes de néotectonique responsable de l'orographie actuelle.

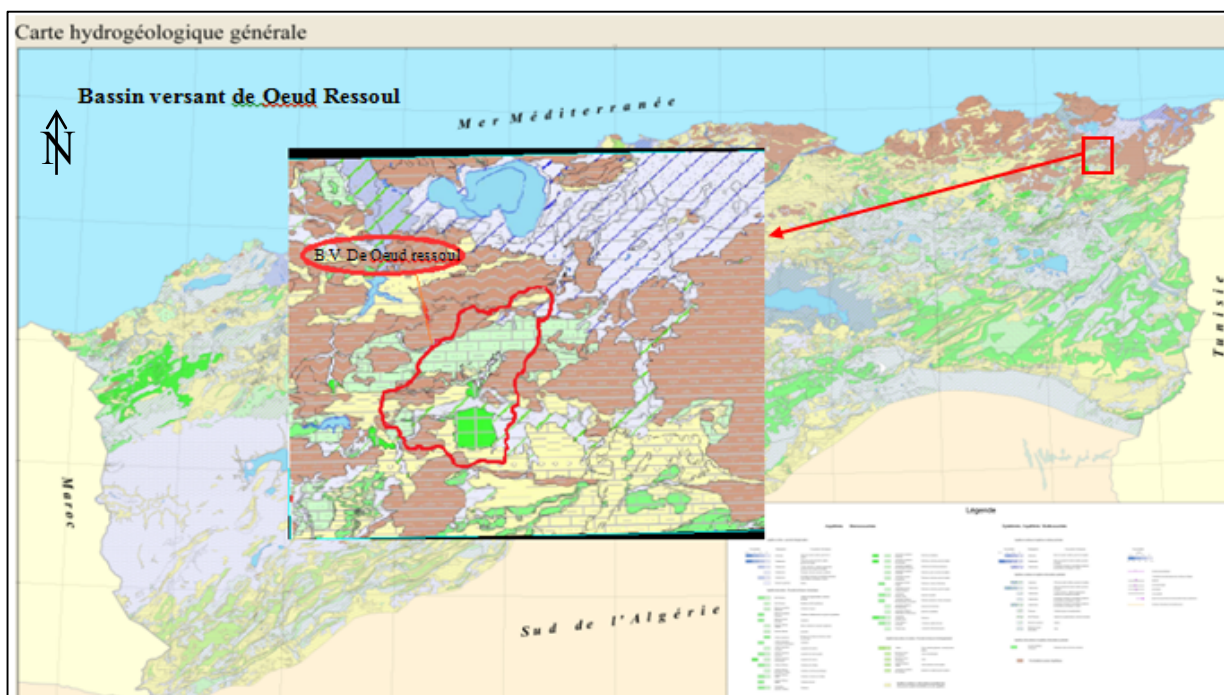


Figure 2.6. Carte géologique de la commune de Ain Berda

4.3.3. Séismicité

Les règles parasismiques (R.P.A) établies en 1999 par le ministère de l'habitat montre que la région d'étude du projet "Annaba (La commune de Ain Berda)" est classée dans la zone séismique «0» de faible séismicité.

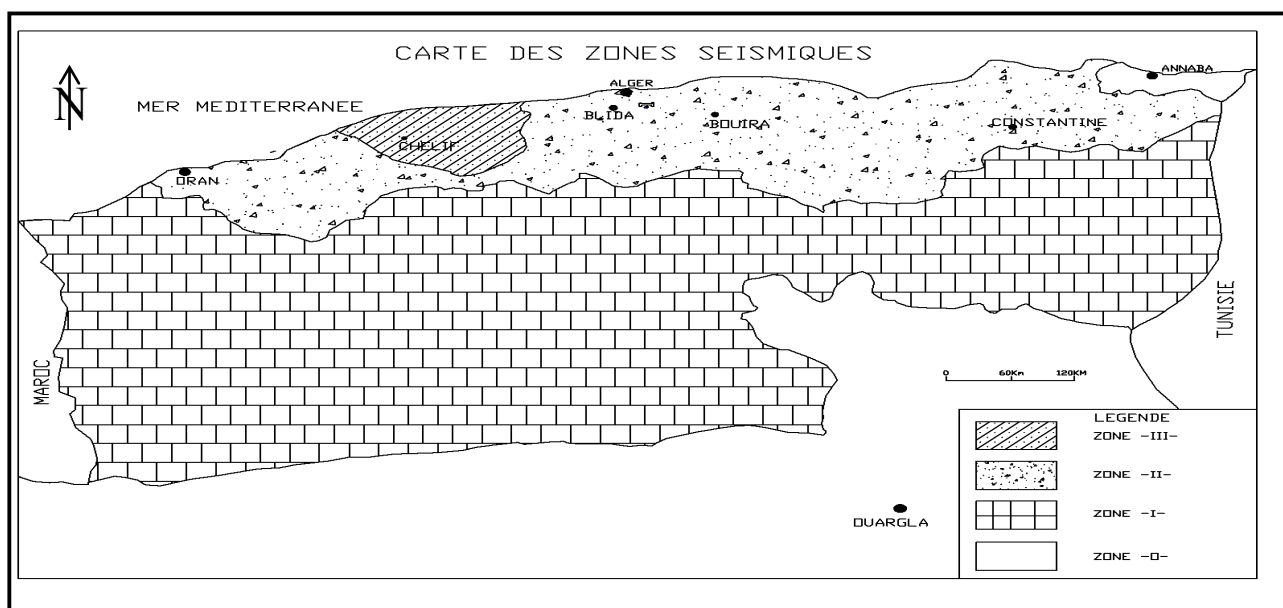


Figure 2.7. Carte de classement des zones sismiques.

4.3.4. Le couvert végétal

La résistance de tout bassin versant à l'érosion est fonction de son couvert végétal cette dernière joue un rôle vital de protecteur dans la mesure où il protège le sol du point de vue mécanique contre l'écoulement en diminuant la force de cet écoulement et favorisant l'infiltration des eaux, ainsi que le rôle que joue le feuillage qui diminue l'impact des précipitations sur le sol en diminuant leur énergie cinétique.

Dans leur ensemble, les versants montagneux existant dans le bassin sont dominés par une forêt de maquis et de broussailles de type méditerranéen qui s'étend sur une superficie, assez importante : 23.32 km² soit 22% du périmètre d'étude.

Les espèces végétales les plus répandues sont les Cistes, Bruyères, Lentisque, Myrtes Arbousiers, «Diss», Genêts (Guendouls) et les Oléastres.

Les terres de plaine en dehors des tissus urbanisés représentent la quasi-totalité des terres agricoles du périmètre d'étude qui s'étendent sur une superficie de 44.19 km² soit 41,7%.

4.4. Facteurs hydroclimatologiques

L'étude de la climatologie est très importante car la connaissance de la pluviométrie, les températures, le vent, les jours de sirocco (vent très chaud et très sec, chargé de poussières qui souffle de Sahara lorsque des basses pressions règnent sur la méditerranée) et de gelée, nous permet de bien dimensionner les collecteurs et les ouvrages hydrauliques.

D'une manière générale, la région de Ain Berda, vu sa situation géographique est bénéficié d'un climat méditerranéen. Elle est connue par ses longs étés chauds et secs. Les hivers sont doux et humides, la neige est rare mais pas impossible. Les pluies sont abondantes et peuvent être diluviennes. Il fait généralement chaud surtout de la mi-juillet à la mai-août.

4.4.1. Présentation de la station hydrométrique

Pour notre étude nous avons choisi la station de Oued Ressoul (Ain Berda). Le profil du cours d'eau est stabilisé par un seuil bétonné de type et d'un limnigraphe Bulle à bulle. Dans cette station on dispose d'une série de mesure des débits à partir de 2001 à 2011 à des pas de temps horaire.

Tableau 2.3 : caractéristique de la station Ain Berda

Nom	Code	x	y	z
Oued Ressoul	14 06 06	937.3	383.2	55

L'oued Ressoul est un petit affluent de rive gauche de l'oued Seybouse, important fleuve côtier de l'Est Algérien. La station d'Ain Berda, installée en 1968 pour l'étude des ressources en eau superficielle de la plaine d'ANNABA, contrôle un bassin versant de 103,96 Km².

Etant donné l'instabilité du lit et la nécessité de connaître avec précision les débits les plus faibles, la station a été équipée d'un seuil-jaugeur du type Parshall. Le seuil est en béton. C'est un Parshall de 90 cm.

La figure (2.8) donne le plan détaillé du seuil, ainsi que les profils en long et en travers représentés dans les figures (2.9) et (2.10).

L'équipement limnométrique comprend (figures 2.9 et 2.10) :

- Une échelle composée de quatre éléments verticaux : le premier d'une hauteur de 88 cm, est fixé sur la paroi du convergent, le second à une hauteur de 112 cm et les deux autres éléments sont métriques ;
- Un limnigraphe pneumatique Telimnip (Neyrpic), avec réduction 1/5 ;

La section de l'échelle et la prise de pression du limnigraphe sont situés au premier tiers du convergent.

Le profil en travers de la section de l'échelle est parfaitement stable, grâce du seuil et au perré qui protège les berges. Au droit de l'échelle, le lit mineur est bien encaissé (débordement en rive droite à la cote 270 cm) mais ce n'est pas le cas à l'amont, car le lit majeur se met en eau dès la cote 160.

Le profil en long (figure 2.11) est assez régulier, avec une pente relativement forte, de 9,2 (3,27 m de dénivelée en 355 m).

Les jaugeages sont faits :

- Soit à gué, à 15 m à l'amont du seuil ;
- Soit avec une potence depuis le pont routier, situé à 34 m à l'amont de l'échelle (pont d'une seule portée de 14,9 m).

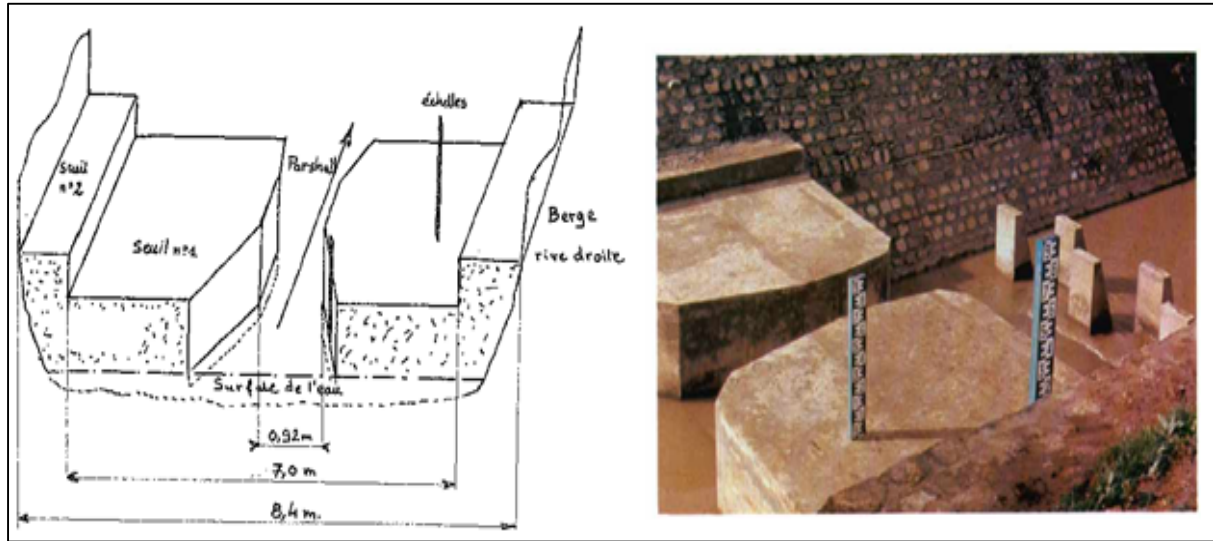


Figure 2.8. Seuil PARSHALL (station d'Ain Berda) (source ANRH)

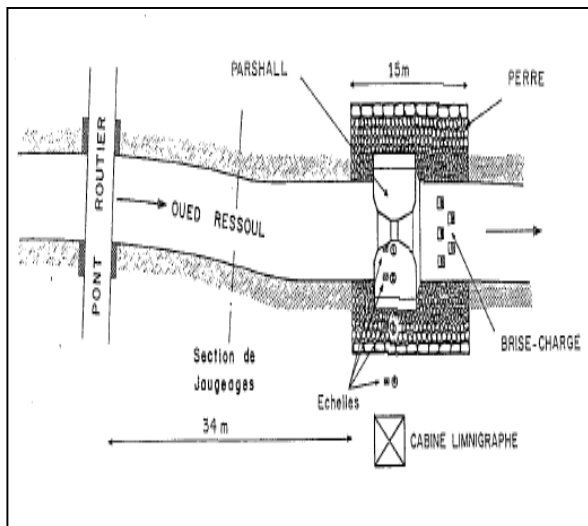


Figure 2.9. Oued Ressoul Ain Berda (source ANRH)

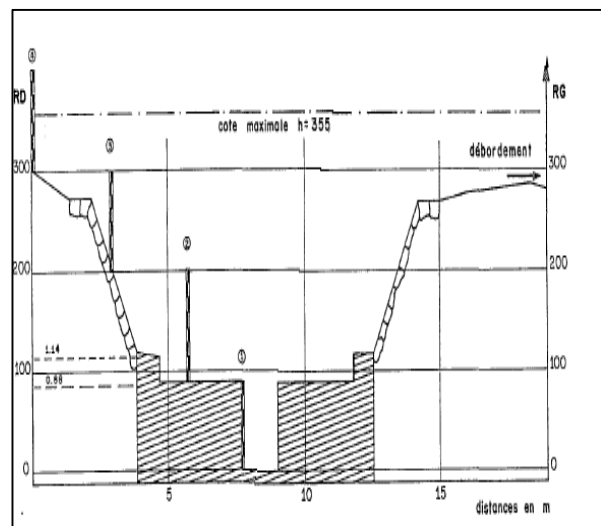


Figure 2.10. Profil en travers (section de l'échelle) (source ANRH)

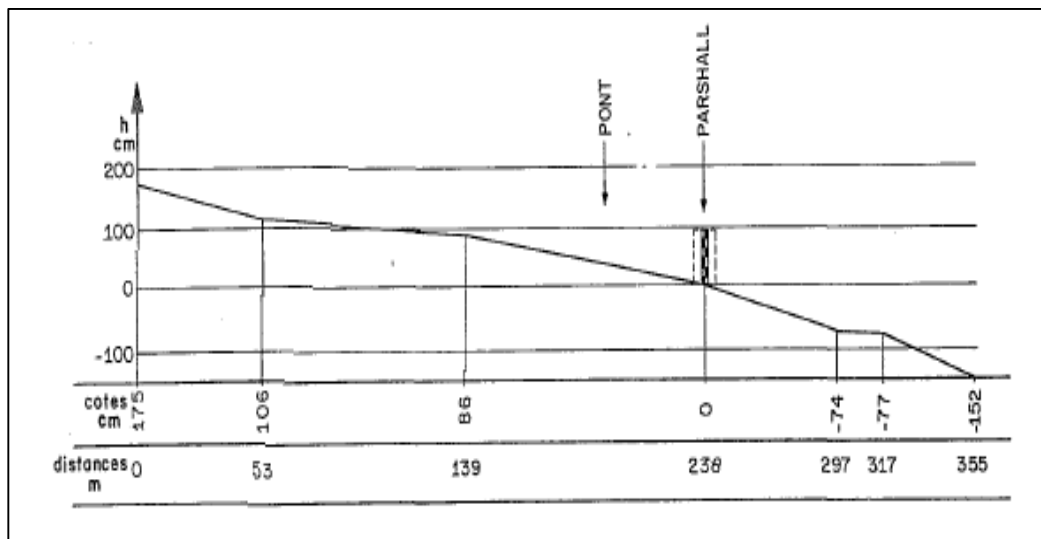


Figure 2.11. Profil en long (source ANRH)

4.4.2. La température

Le bassin versant d'Ain Berda est situé dans le climat méditerranéen chaud avec des températures pouvant atteindre 45 C°. Les températures les plus basses sont enregistrées en altitude durant l'hiver, avec 5 à 6 mois de gelée blanche par an. Les mois les plus froids sont janvier et février tandis que juillet et août sont les plus chauds.

Dans le tableau suivant sont portées les températures moyennes mensuelles à la station d'Annaba.

Tableau 2.4 : Température moyenne mensuelle (Source : Centre météorologique)

Mois	jan.	fév.	ma.	avr.	mai	jui.	jui.	août.	sep.	oct.	nov.	déc.	année
m (°C)	7	7	8	10	13	16	19	21	18	15	11	8	12
$\frac{M + m}{2}$	11	12	13	15	18	21	27	33	24	20	15	12	17
M(°C)	15	16	17	19	22	26	35	38	30	24	20	16	22

Avec **m** : température minimale et **M** : température maximale.

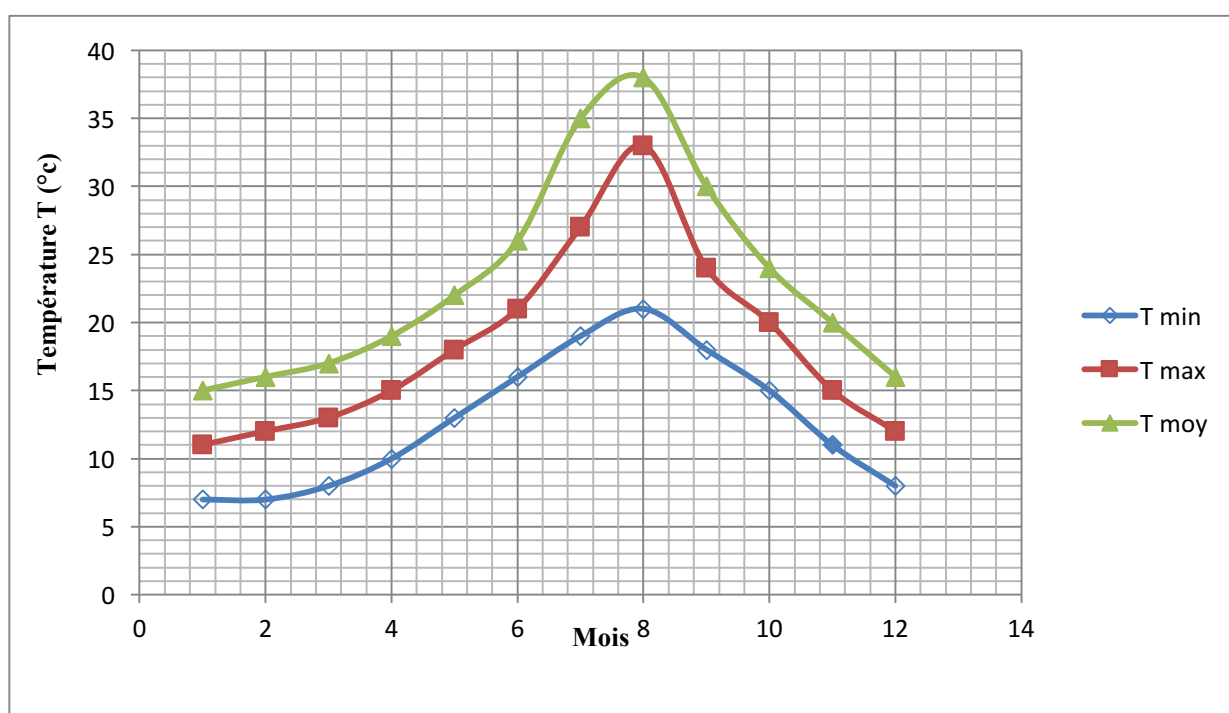


Figure 2.12. Température moyenne mensuelle - température minimale et maximale

La température maximale moyenne peut atteindre l'ordre de 35 à 38°C pendant les mois de Juillet et août. Les températures minimales moyennes peuvent descendre au-dessous de 7°C.

4.4.3. L'humidité

L'humidité moyenne inter annuelle à Ain Berda est de 75.5%. Elle est représentée dans le tableau suivant :

Tableau 2.5 : Humidité moyenne mensuelle (Source : Centre météorologique de Annaba)

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Humidité (%)	46,5	61,5	65,8	71,5	73,2	75,5	80,2	81,6	75,2	67,3	59,2	47,3

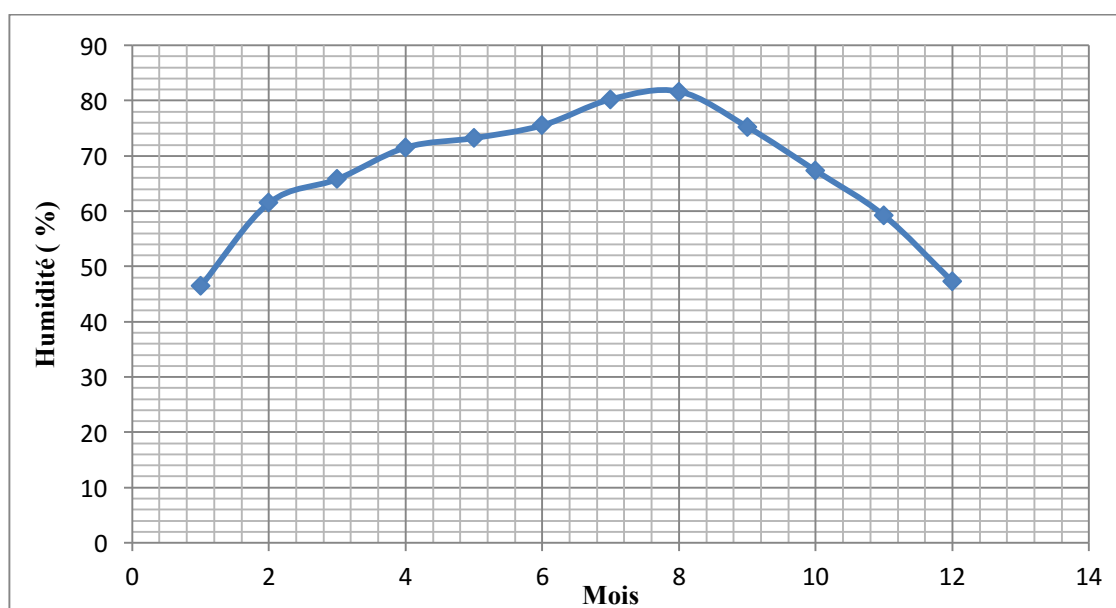


Figure 2.13. Humidité moyenne mensuelle

4.4.4. Évaporation

De même l'évaporation est l'un des facteurs constitutifs du climat. On constate que le pouvoir évaporant de l'atmosphère atteint des valeurs maximales surtout pendant la saison chaude qui s'étend de Mai à Octobre, ou elle atteint 70% de l'évaporation annuelle, et en interaction avec les autres facteurs météorologiques (évapotranspiration, insolation, fréquence du vent, etc...).

L'évaporation représentée dans le tableau 2.7.

Tableau 2.6 : L'évaporation moyenne mensuelle (Source l'A.N.R.H de Constantine)

Mois	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juil	aout	sept	oct	nov	dec
Evaporation (mm)	239.4	164.5	108.8	87.3	78.5	95	136.3	152.5	229.2	310.8	380.8	266.4

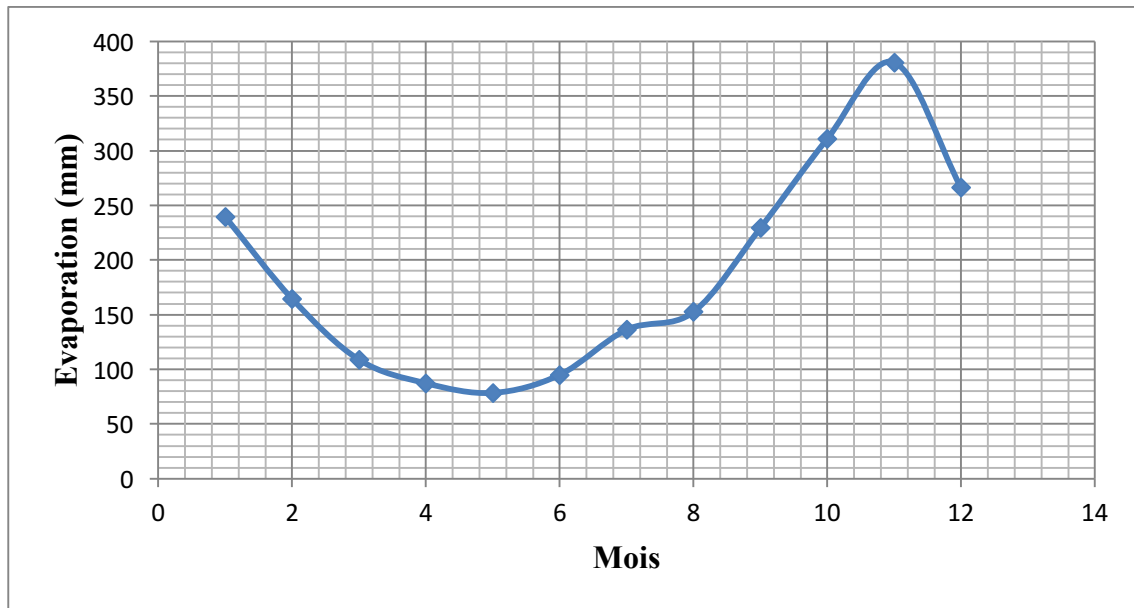


Figure 2.14. L'évaporation moyenne mensuelle

4.4.5. Les vents

Les vents dominants sont de Nord-Ouest, avec une vitesse moyenne variant de 3.3 à 4.8 m/s. En été ils deviennent de secteur est - nord-est. Parfois ils tournent au secteur sud et deviennent un dangereux facteur déclenchant d'incendies de forêts.

Le maximum de force des vents est enregistré en hiver et au printemps. Les vents de sable sont rares.

4.4.6. Les précipitations et leur variabilité

Les précipitations liquides sont l'un des facteurs essentiels du climat et ça se manifeste par leur intervention dans :

- La détermination de l'abondance fluviale par leur hauteur totale annuelle.
- L'influence directe sur les régions hydrologiques par la répartition mensuelles et saisonnières.

On constate une individuation nette dans le bassin versant en mois de Juin, Juillet et Août qui sont les mois les plus secs de l'année, et on remarque ainsi la diminution de la pluviométrie on allant du Nord vers le Sud, ce qui ne montre la liaison intime entre les altitudes et la hauteur de la lame précipitée.

D'après les données de la station pluviométrique de Ain Berda les précipitations maximales ont été mesurés durant la période septembre-mars donc la période de sécheresse est la saison d'été mois du Mai, Juin et juillet.

- Pluviométrie moyenne en 660 mm.
- Apport moyen en 12.9 Hm³.

Tableau 2.7 : La pluviométrie journalière maximale mensuelle (Source l'A.N.R.H de constantine)

Années	Sesptembre	octobre	novembre	décembre	janvier	Février	mars	avril	mai	juin	juillet	aout	Moy Annuelle
1970	3,5	19,5	3,5	13,5	25	20,2	25,1	26,9	15,5	1,3	1,4	0,3	26,9
1971	15,1	50,4	5,8	16,3	33,5	15	21,3	32,7	15	11,9	1,8	6,5	50,4
1972	23,5	53,3	0,8	33,7	40,8	13	60,2	17,6	0	37,9	0,3	1,8	60,2
1973	11	24	6	39	8	12,5	10,5	7,5	11,5	1,5	1,3	0	39
1974	16,7	17,3	27	8,8	11,8	24,4	12,5	3	19	1,2	0	6,7	27
1975	2,3	3,2	12,5	16	21,7	20	35,3	12,8	29	8	8,7	15,3	35,3
1976	22,4	73	52	12	11	7,7	9,7	18,7	31,5	11,5	0	24,5	73
1977	14	3,5	19,5	6	25,6	16	27	16,7	16,5	7,2	0	0,3	27
1978	14	3,5	19,5	6	25,6	16	27	16,7	16,5	7,2	0	0,3	27
1979	14	9,5	29	5,6	9	17,7	23	22,2	27,5	0,7	0	7,5	29
1980	30,5	11	43,5	36,5	12	12,5	15	11	17,5	21,5	0	4,7	43,5
1981	8	11	7,3	41	26,5	25	19,5	22,5	12,5	2	0	2,8	41
1982	9	87	49	30	11,5	16	32,5	5,3	13	8	1,7	1	87
1983	19	54	41	21	26	33	17	16,5	5,5	8	0,3	0	54
1984	20	33	25,5	38	19	21	24,5	14,5	17,5	0	0	0	38
1985	6,5	25	5	9	33	8,5	28	14	4,5	11,5	0,8	1,3	33
1986	8,3	21	19,5	20	26	41	28,5	15,5	33,5	0	1,5	1	41
1987	15	16	14,5	5	17	15	7,5	4	8,5	18,5	3	0	18,5
1988	11,5	2,5	11,5	78	16,5	17	10	21	15	8,5	3,5	6,5	78
1989	4,5	44	29	27,5	45	4	10	11,5	8	7	0	11	45
1990	11	12,5	14	31	54	31,5	34	17,5	7,5	6	0	3,5	54
1991	25	21	18,5	4	14,5	48	19	34	71,5	5,5	10,5	0,5	71,5
1992	0,4	23	93	41	13,5	16,5	15	13	47	4	0	1	93
1993	15	31	3,5	42,5	22	33	5	19,5	8,5	0,5	0	4,5	42,5
1994	5	10,5	12	26	51,5	9,5	27	10,5	6	7	0	2	51,5
1995	28	15,5	15,5	13,5	26,5	31	19,5	38	29,5	15	2,5	3	38
1996	19	16	7	16	24	17	13,5	10	7	14,5	0	5	24
1997	52,5	41	34,5	48	27	15,5	9	30	17,5	1,5	0	11,5	52,5
1998	24,5	12	40,5	26,5	27,5	31	24	27,5	22,5	2,5	1,5	7,5	40,5
1999	9,5	9	22,5	29	18,5	3,5	9	7,5	111	3,5	0	6	111
2000	22	37	14,5	21	25,5	14	23	20,5	7	0,3	0	1	37
2001	10,5	2	15,5	18,5	16,5	36,5	26,5	15,5	6,5	0	13,5	7	36,5
2002	22,5	17,5	104,5	28,5	39,5	27	13,5	84	13	0	0	0	104,5
2003	76,5	28	8	64	28	8,5	17,5	18,5	27	54	0,5	3	76,5
2004	23,5	4,5	37	21,5	22	25	15	46,5	7,5	5	6,5	22	46,5
2005	9,5	5	18,5	46	26,5	39,5	9,5	6	18	1	1	30	46
2006	4	14,5	6,5	53,5	17,5	18	71	14	8	12,5	1,5	2,5	71
2007	14,5	22	11,5	51	12	8,5	49	17,5	25,5	3,5	3	0,5	51
2008	30,5	11,5	33	15	42,5	17,5	19,5	42,5	47,5	0	0	43	47,5
2009	58	20	17	29,5	17	5,5	15,5	14,5	17	21,5	0,5	2	58

Remarque

- Les données naturelles du site sont recueillies du P.D.A.U de Ain Berda.
- Les données pluviométriques sont recueillies auprès de l’A.N.R.H de Constantine (A.N.R.H : Agence Nationale des Ressources Hydriques).
- Les données climatiques sont recueillies auprès du Centre de météorologique d’Annaba.

5. Caractéristique hydrologiques du bassin versant

Le bassin versant de Oued Ressoul fonctionne comme un collecteur chargé de recueillir les pluies et de les transformer en écoulement.

Cette transformation ne va pas sans perte en eau, et ces pertes dépendent des conditions climatologiques régnant sur le bassin, mais aussi des caractéristique physiographiques morphométriques du bassin (forme, réseau hydrographique, etc....).

5.1. Caractéristiques de forme du bassin de oued Ressoul

La forme du bassin versant influence fortement l’écoulement global, et notamment le temps de réponse du bassin versant. C’est la configuration géométrique projetée sur un plan horizontal. Un bassin versant allongé ne réagira pas de la même manière qu’un bassin ramassé même s’ils sont placés dans les mêmes conditions météorologiques.

5.1.1. Indice de compacité de Gravelius « K_c »

Appelé aussi l’indice de forme, cet indice caractérisant la forme du bassin versant. On l’établit par la relation suivante :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (2.34)$$

A : est la surface du bassin (103,96 km²).

P : est le périmètre du bassin versant (65,89 km).

Le calcul du coefficient de compacité du bassin de Oued Ressoul nous donne les résultats suivant :

$$K_c = 0,28 \frac{65,89}{\sqrt{103,96}} = 1,81$$

La valeur de l’indice de compacité qui est : $K_c = 1.81$ permet de montre que le bassin versant de l’oued Ressoul présente une forme plus au moins allongée ce qui a une influence sur le temps de concentration des eaux de ruissellement, mais l’influence du relief est encore plus déterminante.

5.1.2. Rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius

C'est une transformation purement géométrique en un rectangle de dimensions L et l ayant la même surface que le bassin versant. On peut calculer par la formule suivant :

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (2.35)$$

$$l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (2.36)$$

K_C : indice de compacité ($K_c = 1.81$)

A : surface du bassin versant ($103,96 \text{ Km}^2$).

Le calcul de rectangle équivalent du bassin versant de Oued Ressoul nous donne les résultats suivant :

– La longueur du rectangle équivalent :

$$L = \frac{1,81 \sqrt{103,96}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{1,81} \right)^2} \right]$$

L= 29,42 Km

• La largeur du rectangle équivalent :

$$l = \frac{1,81 \sqrt{103,96}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{1,81} \right)^2} \right]$$

l= 3,53 Km

5.2. Caractéristiques du réseau hydrographique de Oued Ressoul

Les différences relief ont pour la conséquence de réseau hydrographique, et la variabilité du climat dans le bassin de Oued Ressoul.

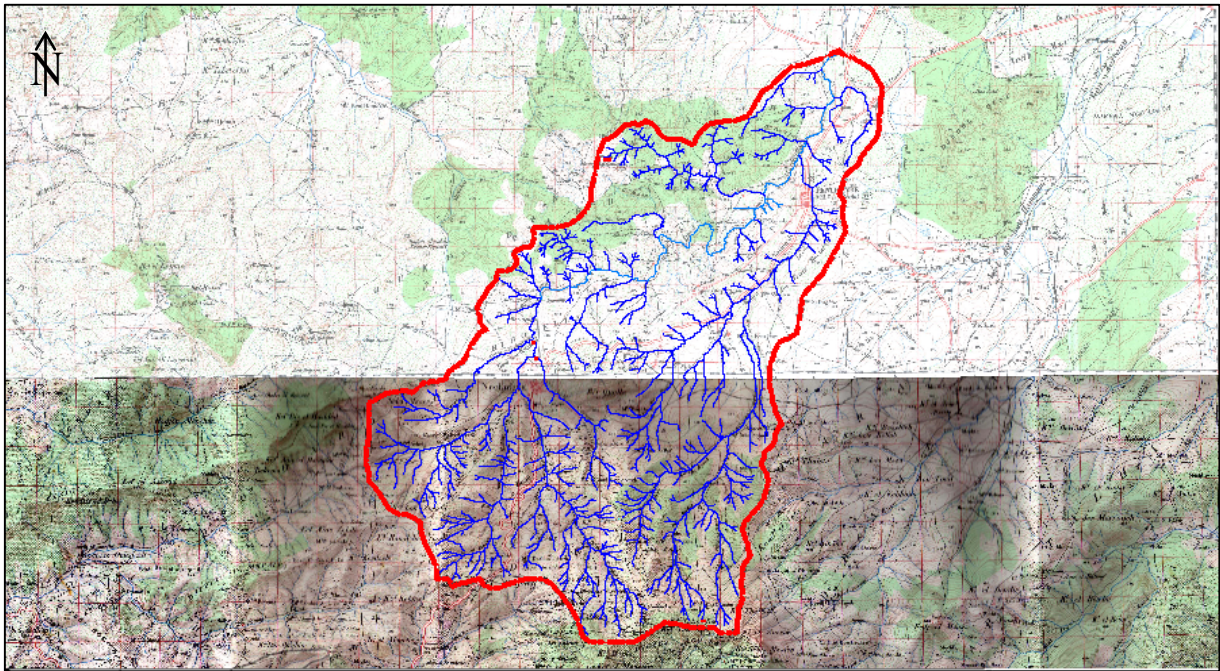


Figure 2.15. Carte du réseau hydrographique de Oued Ressoul

5.3. Topographie et relief

La topographie joue un rôle déterminant dans la conception du projet vu que l'évacuation doit s'effectuer généralement par la gravité sauf dans le cas où le relief n'assure pas les pentes limite. Les plaines et colline occupent 18.08%, les montagnes 52.15%, les Collines et piémonts 25.82%, ses altitudes varient entre 55m et 925m.

5.3.1. La pente hydrographique

Le bassin versant de Oued Ressoul est défini topographiquement par la surface délimitée et par la ligne des partages des eaux qui passe par les lignes des crêtes et les lignes des plus grandes pentes, autrement dit, c'est la surface drainée par un cours d'eau et ses affluents, en amont d'une section donnée, par conséquent tout écoulement se manifestant à l'intérieur de cette surface doit forcément traverser la section normale considérée et s'écouler vers l'aval jusqu'à l'exutoire. L'altitude maximale se trouve dans la zone montagneuse du Bassin versant cette altitude s'élève à 927 m.

La pente hydrographique, ou le profil en long d'un cours d'eau, peut-être déterminée sur la carte ou mesurée sur le terrain par un nivellement de précision. Cette pente exprimée généralement en "m" au en "km", conditionne :

- la vitesse de l'eau dans le chenal.

- la vitesse de l'onde de crue.
- le tirant d'eau de la rivière: pour un même débit et une même largeur une rivière plus pentue a une vitesse d'écoulement plus grande et donc, généralement, une profondeur plus faible.

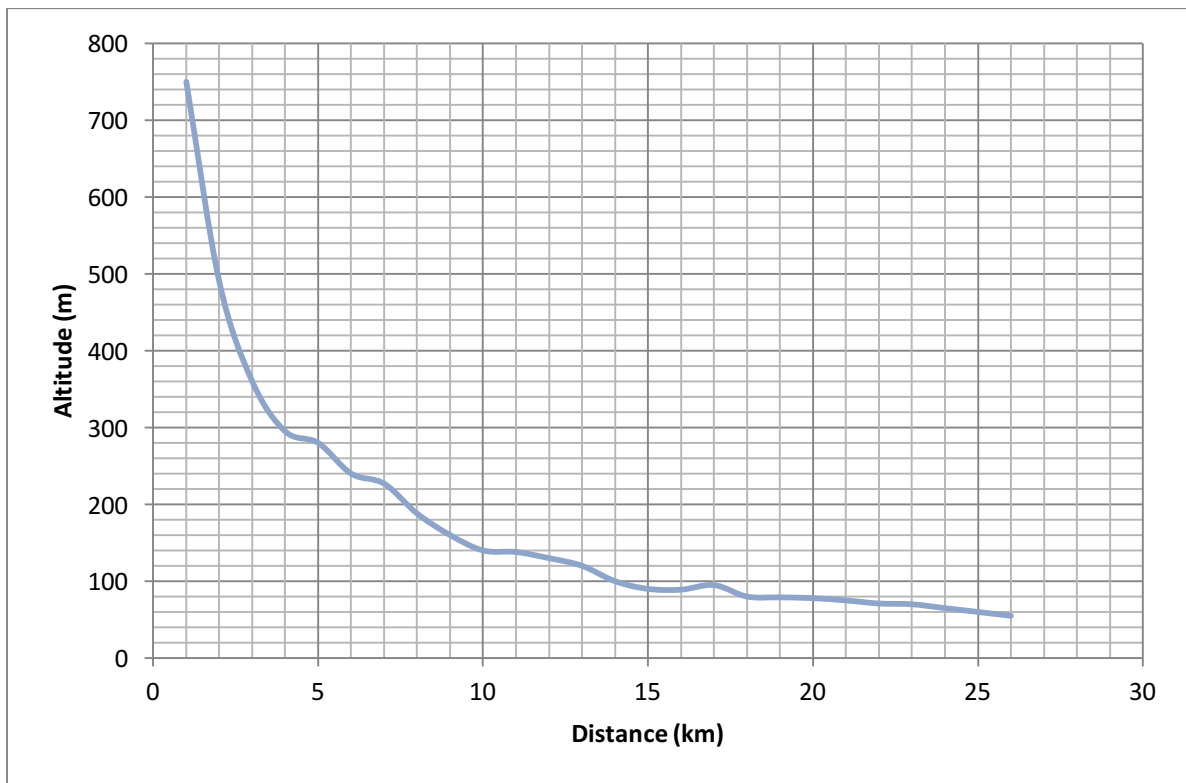


Figure 2.16. Profil en long de Oued Ressoul

5.3.2. La Répartition du bassin et la courbe hypsométrique

Le relief d'un bassin est souvent caractérisé par la courbe de sa répartition hypsométrique (figure 2.17). La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, cette courbe repose sur la répartition de la surface du B.V en fonction de son altitude, cette répartition hypsométrique est donnée par le pourcentage de la surface comprise entre les différentes courbes de niveau à la surface totale, dans notre cas nous avons choisie des tranches de 200 m.

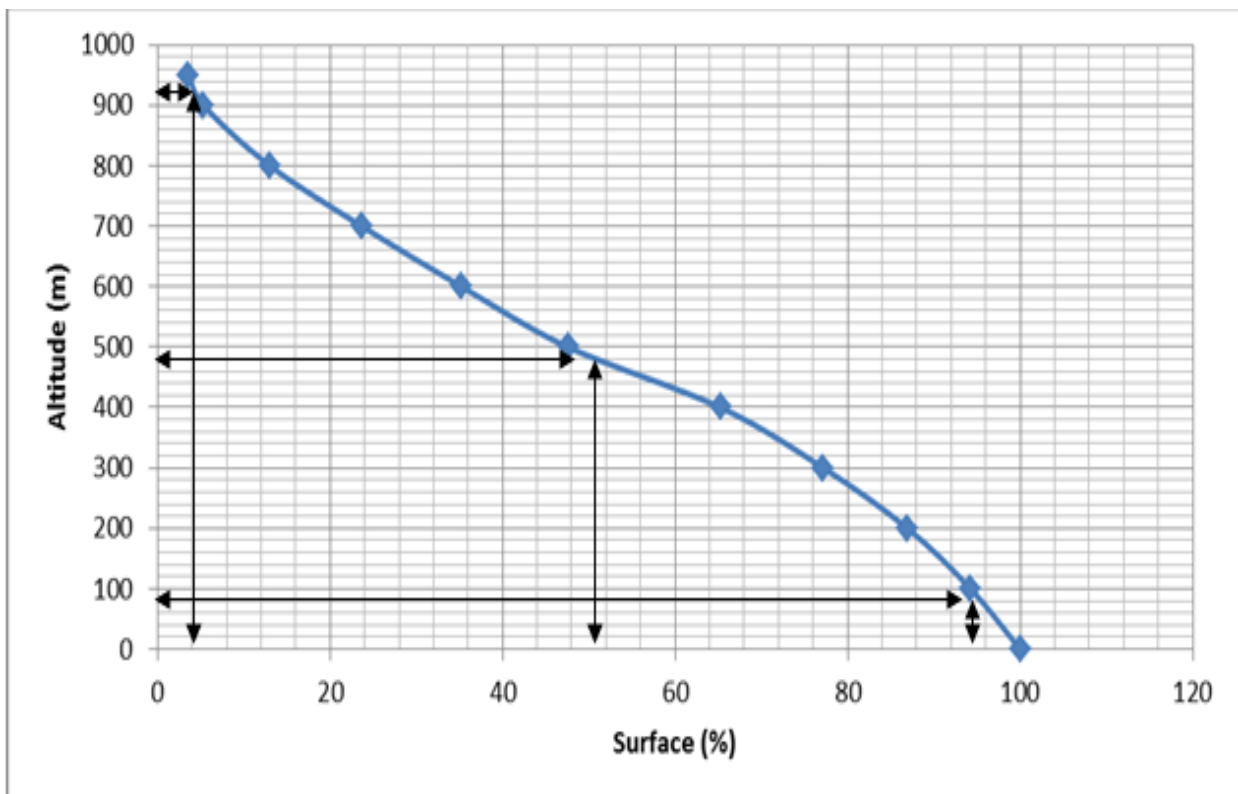


Figure .2.17. La courbe hypsométrique du bassin versant de Oued Ressoul

Les altitudes caractéristiques de la courbe hypsométriques :

- L'altitude médiane : elle correspond à l'altitude liée au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin sur la courbe hypsométrique. $H_{50\%} = 480\text{m}$

- L'altitude maximale : $H(\text{max}) = 927\text{ m}$
- L'altitude minimale : $H(\text{min}) = 55\text{ m}$
- L'altitude moyenne : $H(\text{Moy}) = 305\text{ m}$
- $H_{95\%} = 80\text{ m}$
- $H_{5\%} = 915\text{ m}$

5.3.3. Indice de pente globale I_g

C'est un indice qui compte bien l'influence du facteur de pente sur le régime hydrologique du bassin, il est défini comme étant le rapport entre l'altitude comprise entre 5% et 95% de la surface du bassin à partir de la courbe hypsométrique, et la longueur du rectangle équivalent. L'indice de pente globale se calcule d'après la relation suivante :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (2.37)$$

D : dénivelé entre les deux altitudes $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$

L : la longueur du rectangle équivalent (22.54 Km)

$$I_g = \frac{915 - 80}{29,42} \Rightarrow I_g = \mathbf{28,38}$$

5.3.4. Dénivelée spécifique

La détermination de la dénivelée spécifique nous permet d'avoir une idée sur le relief du bassin versant. On calcule la dénivelée spécifique D_s qui est donnée par la formule suivante :

$$D_s = I_g \sqrt{A} \quad (2.38)$$

D_s : dénivelée spécifique.

I_g : Indice de pente globale.

A : superficie du bassin versant (103,96 km²).

$$D_s = 28,38 \sqrt{103,96} = 289,36$$

D'après la classification de L'Orstom ci-dessous (Tableau 2.8), le bassin versant de l'Oued Ressoul est classé parmi les bassins de relief fort ayant pour classe R6.

Tableau 2.8 : Classification des reliefs d'après ORSTOM

Classe de relief	Ds (m)	Type
R1	$D_s < 10$	Très faible
R2	$10 < D_s < 25$	Faible
R3	$25 < D_s < 50$	Assez faible
R4	$50 < D_s < 100$	Modéré
R5	$100 < D_s < 2250$	Assez fort
R6	$250 < D_s < 500$	Fort
R7	$D_s > 500$	Très fort

5.4. Récapitulatif des caractéristiques hydrologiques du bassin versant

La connaissance des paramètres morphométriques d'un bassin versant est nécessaire afin de connaître leurs effets sur la variation du régime hydrologique. Les caractéristiques physiques d'un bassin versant influent fortement sur les caractéristiques hydrologiques et notamment le régime de l'écoulement en période de crue.

Ces caractéristiques sont représentées respectivement dans le tableau (2.9).

Tableau 2.9 : Caractéristiques morphométriques et hydrographiques du B.V

Type de parameter	Unité	Symbole	Valeur
Superficie du bassin versant	Km ²	A	103,96
Périmètre du bassin versant	Km	P	65,89
Altitude Max	m	H _{max}	927
Altitude Min	m	H _{min}	55
Altitude Moy	m	H _{moy}	305
Médiane	m	H ₅₀	480
Largeur de rectangle équivalent	Km	l	3,53
Longueur de rectangle équivalent	Km	L	29,42
L'indice de pente globale	m/Km	I _g	37.04
L'indice de compacité de Gravelius	-	K _c	1.81
Dénivelée spécifique	m	D _s	377,66

Chapitre III : La géomatique au service de l'étude des bassins versants

1. La télédétection au service de l'hydrologie

L'avènement de la télédétection, au début des années soixante-dix, a soulevé beaucoup d'espoir en vue de l'amélioration des connaissances dans tous les domaines où la surface du sol apparaît comme un paramètre prépondérant (Caloz et Puech, 1996).

1.1. La télédétection

Les données géographiques, dont la caractéristique principale est d'être liée à une localisation spatiale dans un référentiel géographique donné, sont aujourd'hui disponibles sous forme de cartes, bases de données et d'images. Ces images, qu'elles soient issues de photographies aériennes ou de prises de vues satellitaires, sont l'objet d'étude de la télédétection. Cette discipline intègre l'ensemble des théories, sciences et technologies relatives à l'acquisition et au traitement de l'information obtenues sur des objets ou phénomènes par des mesures effectuées à distance (Marechal, 2012).

En théorie, toute forme d'information acquise à distance peut être de la télédétection. En pratique, le terme fait référence à l'acquisition, au traitement et l'extraction d'informations sur l'environnement de la Terre, obtenues depuis une plateforme aéroportée (avion, satellite) (ccrs). La télédétection passive mesure l'énergie, exprimée par la luminance, émise ou réfléchi par un élément de la surface terrestre. Les systèmes actifs, comme le laser ou le radar, analysent la rétrodiffusion d'ondes artificielles émises par le capteur lui-même. Ces mesures sont intégrées au sein d'une unité géométrique : le pixel. La juxtaposition de pixels constitue une image sur laquelle les relations de voisinage sont implicitement connues grâce à la régularité de leur positionnement dans l'image.

En outre, grâce à la répétitivité des prises de vue satellitaires, ces informations sont disponibles à différentes dates, en fonction de la résolution temporelle du satellite, et permet l'établissement de suivis et d'analyses multi-temporelles (Charleux, 2001).

Les capteurs, de plus en plus nombreux, permettent d'obtenir des images à des résolutions radiométriques, temporelles et spatiales très variées. Certains capteurs, tels que les satellites SPOT et PLEIADES, offrent en plus des possibilités d'acquisition stéréoscopiques, permettant la création de modèles numériques de terrain (Charleux, 2001).

Enfin, la nature polyvalente des informations contenues dans une image encourage une vision pluridisciplinaire et intégrée de l'étude des objets ou phénomènes terrestres. Une même image peut ainsi avoir autant d'applications que les sciences en possèdent.

La disponibilité croissante de ces données ainsi que des logiciels de visualisation et de traitement favorise également l'utilisation des données d'observation de la terre (Marechal, 2012).

1.2. Le couplage télédétection/hydrologie

Afin de comprendre, représenter, simuler et prédire la complexité hydrologique d'un bassin, un important effort de développement de modèles hydrologiques a été entrepris depuis une quarantaine d'années, largement favorisé par le développement des moyens informatiques (Ambroise, 1999).

Les modèles hydrologiques les plus utilisés aujourd'hui sont des modèles distribués ou spatialisés. Ils discrétisent ainsi l'espace du bassin versant étudié en unité homogène : une unité hydrologique homogène (un bassin, une zone de saturation etc...) ou un pixel, dont la résolution détermine à la fois l'échelle d'étude et la précision des données. Sur chacune de ces unités sont calculés les différents processus responsables des écoulements ayant cours sur un bassin et le bilan hydrologique correspondant. Ces modèles requièrent ainsi de nombreuses données physiques spatialisées, souvent difficiles d'accès (Viné, 1997).

Dans ce contexte, la télédétection représente une opportunité intéressante pour les hydrologues, car elle donne accès à des caractéristiques physiques des états de surface directement compatibles avec la modélisation distribuée (Figure 3.1). L'importance du champ d'étude, relatif aux domaines spectraux (optique, infrarouge ou radar), l'exhaustivité de l'information recueillie ainsi que la multi-temporalité des acquisitions permet, en théorie, de cartographier les variables d'état du bassin versant, comme l'occupation du sol (Viné, 1997), l'humidité des sols (Temimi, 2010), la température de surface (Jacob, 1999), l'équivalent en eau de la neige (Loumagne & King, 1997), l'évapotranspiration (Stisen et al., 2008).

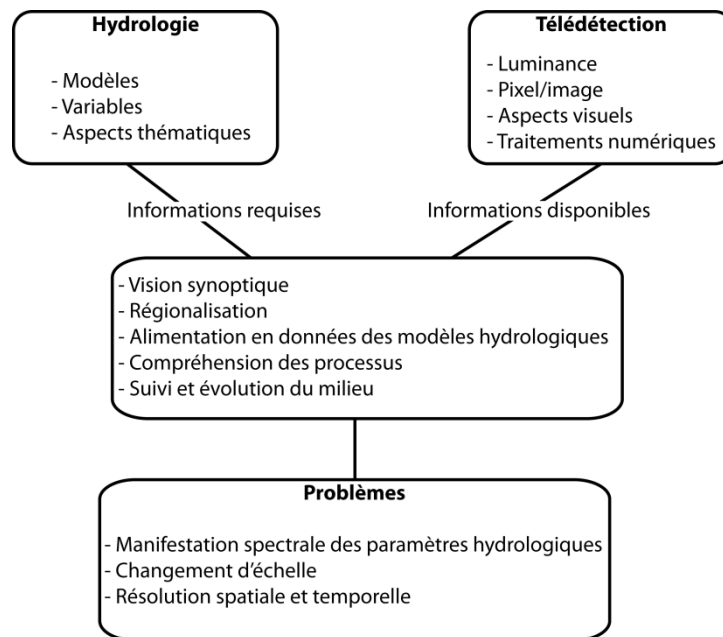


Figure 3.1: La télédétection au service de l'hydrologie (d'après Caloz et Puech, 1996)

Ainsi, l'hydrologie a besoin d'informations précises qui dépendent des domaines concernés : bassins versants, réseaux hydrographiques, couverture neigeuse, qualité de l'eau (etc...). Deux niveaux d'informations sont ainsi nécessaires à l'hydrologie : le contexte géographique au sein duquel sont étudiés les objets et phénomènes hydrologiques et qui permet une meilleure formulation du problème hydrologique et un ajustement plus rapide du modèle de simulation ; des caractéristiques locales précises, extraites au niveau du pixel et utilisées comme paramètres d'entrée, requises par les modèles de simulation.

En plus du problème de la compatibilité des échelles de travail, la télédétection fournit des informations primaires (indice de végétation, température de surface, coefficient de rétrodiffusion dans le cas de données radar) qu'il est nécessaire ensuite de transformer en informations secondaires pertinentes vis à vis de l'objectif de modélisation.

Plusieurs approches sont utilisées. Le modèle le plus simple et le plus efficace consisterait en une liaison mathématique directe entre les séries temporelles de données électromagnétiques télédétectées, et des séries temporelles d'une variable hydrologique correspondante, mais celui-ci n'existe pas (Schultz, 1987 dans Caloz et Puech, 1996).

2. Les traitements de modèles surfaciques

Après avoir abordé les méthodes de création de modèles numériques de terrain, sont présentées

dans cette partie les méthodes permettant de les analyser en vue d'en retirer des informations utiles à la majorité des projets de modélisation sur bassins versants.

2.1. La géomorphométrie numérique

Le terme de géométrie signifie littéralement « mesure de la terre » mais a toujours été appliqué à des surfaces artificielles et mathématiques. La géomorphométrie, elle, correspond à cette définition originelle de la géométrie. Elle est la science dédiée à l'étude quantitative de la surface terrestre. Elle tend à caractériser la morphologie de surface d'une portion de territoire par une analyse quantitative des formes du relief. Principalement utilisée en géographie physique, cette science fait partie intégrante de la géomorphologie quantitative (Thorn, 1988 ; Scheidegger, 1991 ; Leopold et al., 1995 ; Rhoads & Thorn, 1996 in Pike et al., 2009). Elle étudie ainsi la façon dont le champ gravitationnel interagit avec la surface terrestre, la gravité gouvernant les flux de surface qui à leur tour modifient les formes du relief (Mac Millan & Shary, 2009).

Bien que la géomorphométrie puisse être utilisée dans divers champs disciplinaires, de la géomorphologie aux applications militaires en passant par l'hydrologie, elle constitue aujourd'hui une science à part entière (Pike et al., 2009). Interdisciplinaire, elle intègre les géosciences, utilise des outils mathématiques et informatiques en vue de manipuler, traiter et analyser des données altitudinales géoréférencées (Figure 3.2).

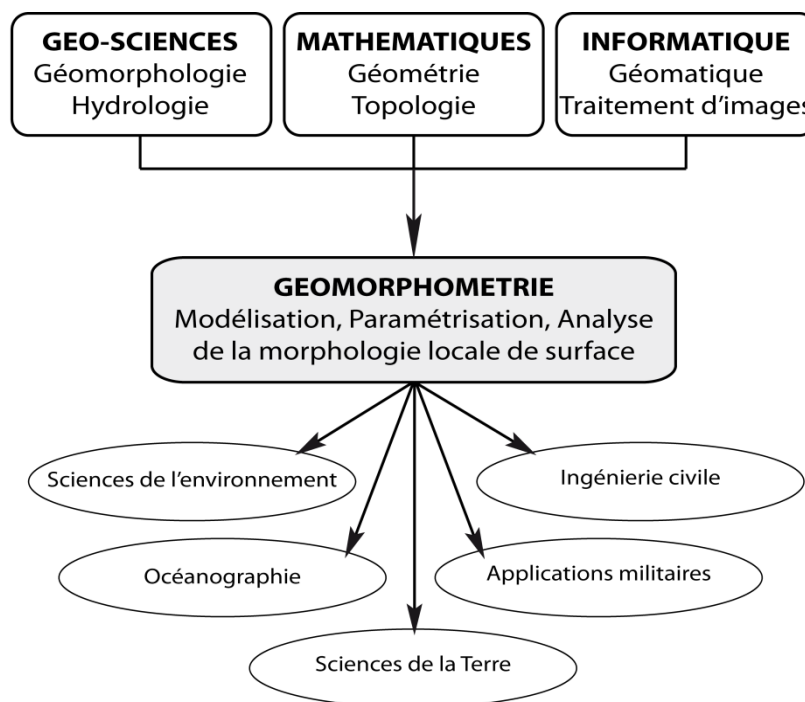


Figure 3.2: La géomorphométrie: une approche inter-disciplinaire au service de multiples applications

(d'après Pike, 1995)

Cette science moderne, utilisant données numériques et algorithmes informatiques, est basée sur une approche analytique et cartographique, afin de représenter la topographie de surface d'une portion de territoire grâce à la manipulation informatique de modèles surfaciques (Tobler, 1976, 2000 in Pike et al., 2009). La géomorphométrie est donc la science de la quantification topographique d'une surface, dont la principale application est d'extraire des objets géographiques et/ou des paramètres de surface par l'analyse de modèles numériques de terrain. L'action concomitante de processus géomorphologiques, géologiques, hydrologiques, écologiques et pédologiques à travers le temps crée différents types de formes de relief constituant la surface terrestre. Les analyses de modèles surfaciques s'attachent à quantifier ces formes caractéristiques du paysage, de telle sorte qu'elles soient reconnaissables et caractérisées par des attributs spécifiques communs (Lobeck, 1939 ; Weaver, 1965 ; Hammond, 1965 ; Leighty, 2001 in MacMillan & Shary, 2009). A leur tour, influant sur de nombreux processus naturels, elles partitionnent la surface terrestre en différentes unités fonctionnelles homogènes. Se différenciant par leurs attributs tels que la morphologie, la taille ou l'orientation, elles se différencient aussi par les processus à l'origine de leur création et par ceux qu'elles engendrent. La morphologie et la taille de ces formes du relief sont ainsi des indicateurs directs des processus qui ont conduit à leurs formations (MacMillan & Shary, 2009).

C'est pourquoi l'étude de ces formes s'est révélée particulièrement pertinente dans de nombreuses thématiques d'application. Les données d'entrée de la géomorphométrie représentant ces modèles surfaciques sont nombreuses. Les croissances des moyens informatiques et des données numériques ont facilité l'essor de cette science qui s'est particulièrement développée à partir des années 1970 lorsque les premières données altitudinales numériques ont été disponibles. En 1974, l'USGS (U.S Geological Survey) a en effet fourni les premiers Modèles Numériques de Terrain (Allder et al., 1982 in Pike et al., 2009).

2.2. Procédures d'extraction d'objets géographiques

En géomorphométrie, la surface terrestre est généralement décrite par un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Les MNT permettent à la fois une analyse discrète et continue des altitudes de la surface à étudier. La caractérisation fine des éléments morphologiques d'un site aussi bien

que la caractérisation des directions de flux sur l'ensemble d'un bassin versant est ainsi rendu possible grâce à l'utilisation de ce type de données.

En fonction de leur format et de leur structure, les MNT sont divisés en deux catégories principales : les MNT raster et les MNT vecteur. Ces deux structures permettent d'obtenir une valeur altitudinale pour n'importe quel point de l'espace (Hengl & Evans, 2009).

La méthodologie consiste en la création d'un modèle cartographique de bassin versant où les paramètres hydrologiques caractéristiques sont spatialisés, sur lequel on procède à l'application des fonctions.

Les données multi sources utilisées dans le cadre de la réalisation de ce travail sont les suivantes: Carte Ain Berda N ° 33, carte Guelma N ° 54 sur l'échelle de 1 / 50,000 et le modèle numérique du terrain (MNT) qui a été obtenu du Consortium du GCRAI pour l'information spatiale (<http://strm.csi.cgiar.org>). Toutes les données ont été projeté dans les Coordonnés du système Géographique mondiale 1984 (GCS WGS) Universal Transverse Mercator (UTM) zone32 Nord (figure .3.1)

A partir de ce MNT nous avons extrait des cartes dérivées très utiles pour caractériser la topographie du terrain. Ce produit a permis l'extraction de plusieurs paramètres tel le réseau hydrographique, le bassin versant et ses sous bassins versant, les pentes ainsi que les aspects (orientation des pentes ou direction des écoulements)

La modélisation cartographique du bassin versant est réalisée à partir du modèle numérique du terrain (MNT) pour la topographie, et de couches vecteur pour l'occupation du sol et la pédologie. Elle est effectuée grâce aux modules « spatial analyst » et « Arhydro » du logiciel ArcGis version 9.3 (Environmental Systemes Research Institue, Inc).

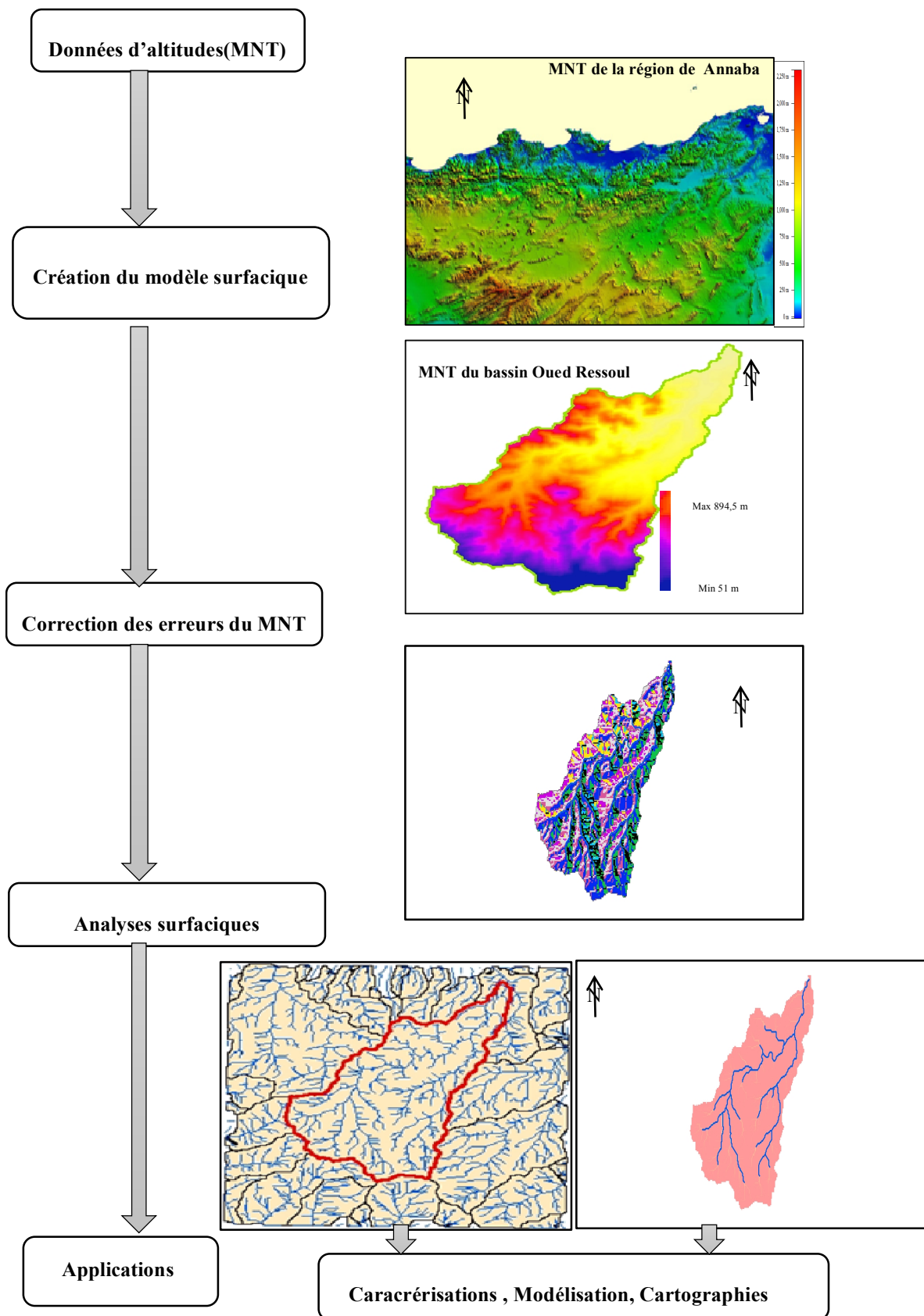


Figure 3.3. Procédure d'extraction du bassin versant de Oued Ressoul

3. Résumé

L'évolution des capacités satellitales a permis l'obtention de nouvelles données géoréférencées d'une précision permettant leur utilisation à l'échelle des versants.

De nombreux auteurs se sont penchés sur l'étude des formes de la croûte terrestre et ont fait émerger une science nouvelle, la géomorphométrie. Ses applications sont variées, allant de l'écologie à l'hydrologie. Dans ce cadre, le traitement numérique des MNT a connu une évolution particulièrement importante avec le développement de l'informatique.

De nombreuses méthodologies de traitement et d'analyse de ces MNT ont été éprouvées depuis le début des années 1970 et ont connus des évolutions importantes permettant d'affiner l'extraction de paramètres morphologiques ou de réseaux hydrographiques.

Ensuite, de nouvelles structures de données altitudinales ont vu le jour. C'est par exemple le cas des MNT (Modèle Numérique du Terrain) qui est très utilisé en modélisation.

Dans le but d'étudier l'influence de la morphologie sur la réponse hydrologique des bassins, on a fait l'extraction du bassin versant Oued Ressoul à partir du MNT afin de l'utiliser dans la modélisation dans la partie qui suit.

Chapitre IV : Paramétrisation et calage du modèle

1. Introduction

Le terme bassin versant s'applique à une unité hydrologique naturelle qui contribue les eaux de ruissellement à une seule voie classée sur la base de sa zone géographique (AIS et Lus 1990). Le manque d'eau dans la plupart des régions est non seulement causé par de faibles ou imprévisibles précipitations, mais aussi en raison du manque de capacité de conserver et de gérer l'eau de pluie disponibles d'une manière durable (Ibrahim-Bathis et Ahmed). L'estimation de ruissellement de surface en fonction de la pluviométrie est une des conditions préalables pour la planification et l'exécution des projets de ressources en eau (Manoharan et Murugappan 2012; Majidi et Shahedi 2012; Masoud 2015). La capacité de récupération des eaux pluviales est d'une importance vitale pour soutenir l'agriculture et d'autres activités économiques dans les zones sujettes à la sécheresse des régions arides et semi-arides (Keblouti et al. 2015).

L'avantage d'utiliser le système d'information géographique (SIG) dans la gestion hydrologique a été clairement indiqué par de nombreux chercheurs (Jayakrishnan et al 2005; Martin et al 2005; Reinelt et al. 1991). Des efforts ont également été faits pour intégrer certains modèles hydrologiques avec l'environnement SIG. La plupart de ces modèles sont physiquement basés sur des modèles distribués, par exemple HECHMS, SWAT, TOPMODEL, et le PPS. Cette intégration permet l'évaluation et la prévision de l'impact des aménagements dans les bassins versants pour la gestion (Verma et al 2010; Wheeler et al 1999; Zhang et al 2008 ; Arnold et al 1998). La présente partie tente d'étudier l'efficacité des modèles sous la plateforme HEC-HMS dans le bassin versant Oued Ressoul.

Le modèle du bassin a été créé à l'aide des HEC-GeoHMS (figure 4.1) puis importé dans le HEC-HMS avec tous ses éléments hydrologiques : 23 sous-bassins, 12 jonctions, 12 tronçons et des retenues collinaires utilisées pour représenter l'exutoire du bassin (figure 4.2).

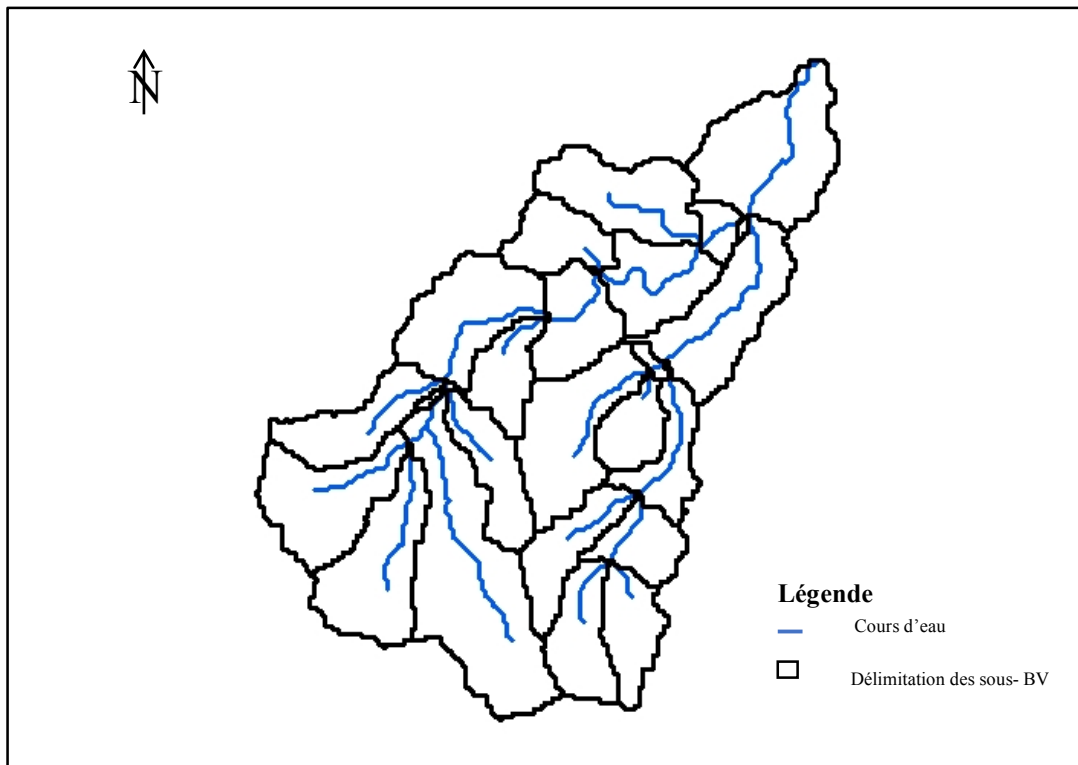


Figure 4.1. Délimitation des sous bv de Oued Ressoul avec le réseau hydrographique

Une fois que le prétraitement du MNT est parachevé, et les sous bassins sont bien déterminés, on passe à l'extraction des informations nécessaires à partir de la base de données précédente (les sous-bassins et les cours d'eau) présenter dans le tableau suivant :

Tableau 4.1 :

Bassin	A (Km ²)	Pente	CN	Longueur (m)	Tc (min)	S (mm)	T _{lag} (min)	I _a (mm)
270	8,65	7,15	80,5	17190,5	294,6	61,5	176,8	12,3
280	5,72	14,33	77,75	13819,8	190,2	72,7	114,1	14,5
290	1,16	12,67	83,67	5730,17	82,9	49,6	49,7	9,9
300	6,71	6,69	84,5	17021,9	264,8	46,6	158,9	9,3
310	4,37	11,81	81,25	11628,9	163,7	58,6	98,2	11,7
320	3,26	15,64	85	9943,5	110,7	44,8	66,4	8,9
330	4,02	10,12	84	10617,7	150,2	48,4	90,1	9,7
340	6,38	13,3	79,5	13819,8	187,2	65,5	112,3	13,09
350	2,98	10,09	81,25	9775	154,2	58,6	92,5	11,7
360	0,36	5,67	85,25	4044,8	88,8	43,9	53,25	8,8
370	3,13	8,84	89,9	13819,8	159,3	28,5	95,6	5,7
380	6,9	11,82	83,125	15673,7	195,4	51,6	117,3	10,3
390	2,54	6,97	83,9	8089,6	146,1	48,7	87,6	9,7
400	4,23	10,98	84	13482,7	174,5	48,4	104,7	9,7
410	0,21	6,81	82,125	4213,4	93,04	55,3	55,8	11,05
430	3,71	13,83	83,25	12134,5	146,6	51,1	87,9	10,2
450	13,19	16,39	85,25	24943,1	223,8	43,9	134,2	8,8
460	6,25	14,62	83	15336,6	173,4	52,02	104,05	10,4
470	6,63	15,39	85	15505,2	159,2	44,8	95,5	8,96
480	3,71	16,78	73	12977,1	191,7	93,9	115,04	18,8
490	2,74	17,12	78	9437,9	127,3	71,6	76,4	14,3
500	3,82	21,67	86	10786,2	96,9	41,3	58,1	8,3
510	3,29	18,47	86	10280,6	101	41,3	60,6	8,3

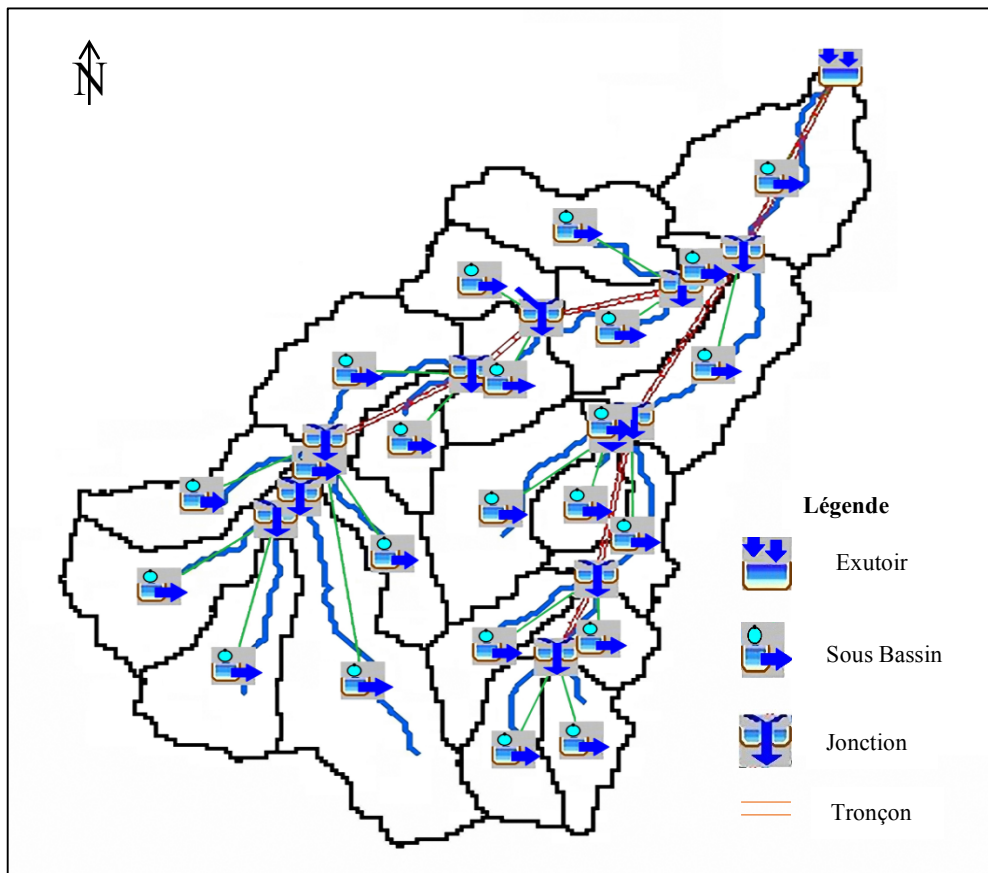


Figure 4.2. Schéma du bassin versant Oued Ressoul sur Hec-Hms.

2. Le calage

La modélisation hydrologique repose sur le choix et l'exploitation des fonctions de production et de transfert, les simulations, l'ajustement des paramètres le calage du modèle. Elle est réalisée après avoir transposé le modèle cartographique dans la plateforme HEC-HMS 3.5.

2.1. Choix des paramètres à caler

Le choix des paramètres à caler s'est fait d'après les analyses de sensibilité du modèle à l'échelle du bassin versant

2.1.1. Fonction de production

Dans le modèle HEC-HMS, la superficie du bassin peut être divisée en zones imperméables et en zones perméables. Dans les zones imperméables, l'eau s'écoule sans interception,

évaporation, transpiration ou infiltration. En zones perméables, l'écoulement est sujet à des pertes (USACE, 2001), HEC-HMS dispose de différentes méthodes pour les estimer : pertes initiales et constantes (*initial and constant*), déficit initial et constant (*deficit and constant*), Green et Ampt, SCS et un modèle continu de l'humidité des sols SMA (*soil moisture accounting*).

Dans le cadre de cette étude, le modèle de pertes SCS (USDA-SCS, 1985) a été retenu. De nombreuses études ont en effet utilisé avec succès ce modèle en contexte méditerranéen semi-aride (Brocca et al. 2009 ; Trambly et al. 2010). C'est un modèle qui repose sur une caractérisation empirique de la relation pluie-débit (Pouce et Hawkins, 1996). Les données nécessaires sont le type de sol et l'occupation du sol. Au final pour la fonction de production, notre choix s'est porté sur le modèle SCS-CN et les paramètres a calé dans cette fonction sont le Curve Number CN.

2.1.2. Fonction de transfert

La fonction de transfert permet d'établir le régime de transport du ruissellement vers l'exutoire du bassin versant. Elle s'intéresse à la transformation du volume ruisselé en débit. Compte tenu des caractéristiques du bassin versant, la méthode de l'hydrogramme unitaire a été adoptée (Kartiwa. 2004). Il correspond à un hydrogramme de crue résultant d'une averse uniforme sur le bassin qui donne une lame de ruissellement unitaire (Kartiwa. 2004). Il est basé sur un opérateur linéaire. Il est caractéristique de chaque bassin versant. Plusieurs méthodes peuvent être adaptées à la zone d'étude selon les besoins. Cette approche impose cependant d'admettre une linéarité entre les averses unitaires de différentes intensités et les débits correspondants, ainsi qu'une uniformité des averses sur toute la superficie du bassin. L'hydrogramme généré par une pluie nette, quelconque et uniforme sur le bassin versant, est obtenu par la propriété d'additivité. En décomposant un phénomène pluvieux complexe en une succession d'averses impulsionnelles, on peut calculer l'hydrogramme résultant de chacune. Leur somme permet d'en déduire l'hydrogramme total. Ce processus est appelé convolution. L'approche utilisée dans cette étude, le « SCS Unit Hydrograph », suggère une relation entre le pic d'hydrogramme unitaire et un paramètre retard qui dépend des caractéristiques du bassin.

$$Q_p = c \frac{A}{\left(\frac{\Delta t}{2} + t_{lag}\right)} \quad (4.1)$$

Avec

Q_p : débit de pic à l'instant t

A : superficie du BV

C : constante de conversion (2,08 en système international)

Δt : durée de l'excès des précipitations (c'est aussi l'intervalle de calcul dans la simulation)

T_{lag} : décalage du bassin défini comme étant la différence du temps entre le centre de gravité de l'excès des précipitations et le pic de l'hydrogramme unitaire.

Ce temps de retard « t_{lag} ou SCS lag » correspond au paramètre calibré lors de l'ajustement du modèle.

L'écoulement dans le bief a été calculé selon le modèle de Muskingum. Le modèle calcule l'emménagement de l'eau dans un bief par une méthode de différence finie, comme indiqué à l'équation (3.2). Le modèle calcule un volume d'eau provenant de l'onde de crue en calculant l'emménagement dans le bief.

$$S = KO_t + KX(I_t - O_t) \quad (4.2)$$

Où

S : emménagement dans le bief ;

K : temps de parcours ;

X : constante ;

I et O : débit d'entrée et de sortie du bief ;

t : temps.

Pour cette méthode présentée, le modèle nécessite de calibrer le paramètre temps de parcours K , c'est-à-dire ajustés, afin de reproduire le mieux l'hydrogramme observé.

2.2. La fonction objective

Elle mesure la qualité de l'ajustement de l'hydrogramme simulé à l'hydrogramme observé que ce soit en termes de débit, de volume ou du temps. Le HEC-HMS en compte 7 fonctions objectives à savoir :

- « Peak weighted RMS error » : modification de la fonction objective largement utilisée qui est l'erreur sur la racine moyenne des carrés de débit. Cette méthode donne plus de poids aux débits en dessus de la moyenne et moins de poids aux débits en dessous.
- « Sum of squared residuals » : la somme des résidus au carré, attribue plus de poids aux larges erreurs et moins aux petits erreurs.

- « Sum of Absolute Residuals » : la somme des résidus absolus, qui ne différencie pas entre les erreurs larges et celles restreintes.
- « Percent Error in Peak Flow » : le pourcentage d'erreur sur le débit de pointe, qui se focalise sur l'ajustement des débits de pointe.
- « Percent Error in Volume » : le pourcentage d'erreur sur le volume, qui se focalise sur l'ajustement des volumes de ruissellement.
- « RMS Log Error » : utilise l'erreur sur la moyenne de la racine carrée des logs des débits pour mettre en phase les débits faibles et forts.
- « Time weighted » : donne du poids aux erreurs proches de la fin de l'événement et moins aux erreurs du début.

Le choix de telle ou telle fonction est dicté par la problématique étudiée et/ou les objectifs de la modélisation. Par exemple, si on est amené à faire une délimitation des zones inondables, la fonction objective sur le volume est appréciée, si par contre l'objectif étant de déterminer le débit de projet d'un ouvrage quelconque, la fonction objective conseillée est celle jouant sur le débit de pointe. De l'autre côté si on est en présence d'une modélisation continue pour comprendre le fonctionnement hydrologique d'un bassin, il sera préférable d'opter par exemple à la première fonction qui va s'intéresser plutôt aux grands pics de débits. Ainsi, on choisit la fonction qui nous aidera à résoudre notre problématique et atteindre nos objectifs.

3. Choix des événements de crue

Les événements de crue mesurés sur le bassin versant de Oued Rssoul entre 2001 et 2011 ont été analysés. Parmi les événements disponibles, nous avons retenu ceux qui répondent aux critères suivants :

- une pluie cumulée de courte durée ;
- une pluie à l'origine d'inondation ;
- une pluie qui corresponde à un débit élevé ;
- une pluie uniforme sur tout le bassin versant.

Pour cette étude, on a pris les précipitations et le ruissellement de trois événements (23/9/2009 à 25/9/2009, 02/11/2010 à 03/11/2010 et 15/03/2011 à 16/03/2011) de la station pluviométriques de Ain El Berda (figure 4.3, figure 4.4 et figure 4.5) qui a été considérée comme exutoire du bassin versant qui est situé à $7^{\circ}36'19''$ E de longitude et $36^{\circ}41'4,34''$ N de

latitude nord et a une élévation de 55 m d'altitude moyenne au-dessus du niveau de la mer qui ont été obtenus de l'Agence nationale des ressources en eau (ANRH). Le type de climat dans la zone d'étude est de type méditerranéen où le rapport annuel des précipitations est de 660mm et de la moyenne annuelle de l'humidité relative est d'environ 75%, tandis que les températures minimales et maximales saisonnières sont 7 °C et 45 °C respectivement.

La durée des événements varie entre 24 et 48 h, les précipitations maximales sur 60 minutes varient entre 0 et 16,5 mm, et le débit de pointe entre 0,054 et 26,9 m³/s. Les événements ont été départagés en deux groupes, 2 événements pour le calage et 1 pour la validation.

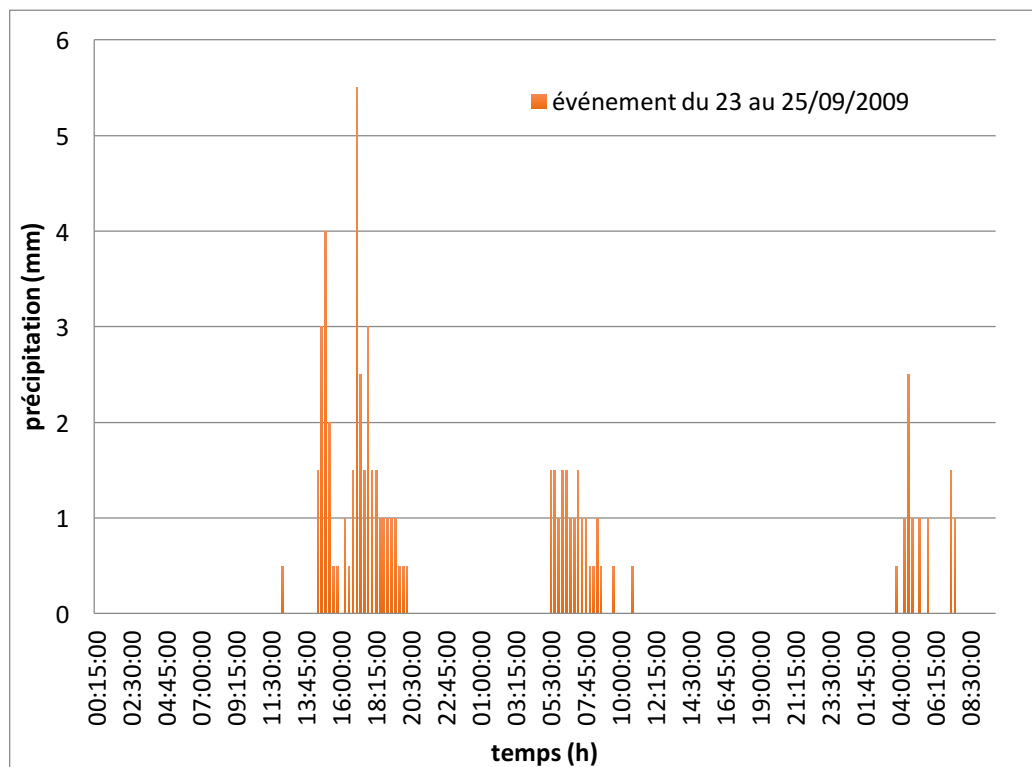


Figure 4.3. Hyétogramme de l'événement du 23 au 25/09/2009 qui a servi au calage

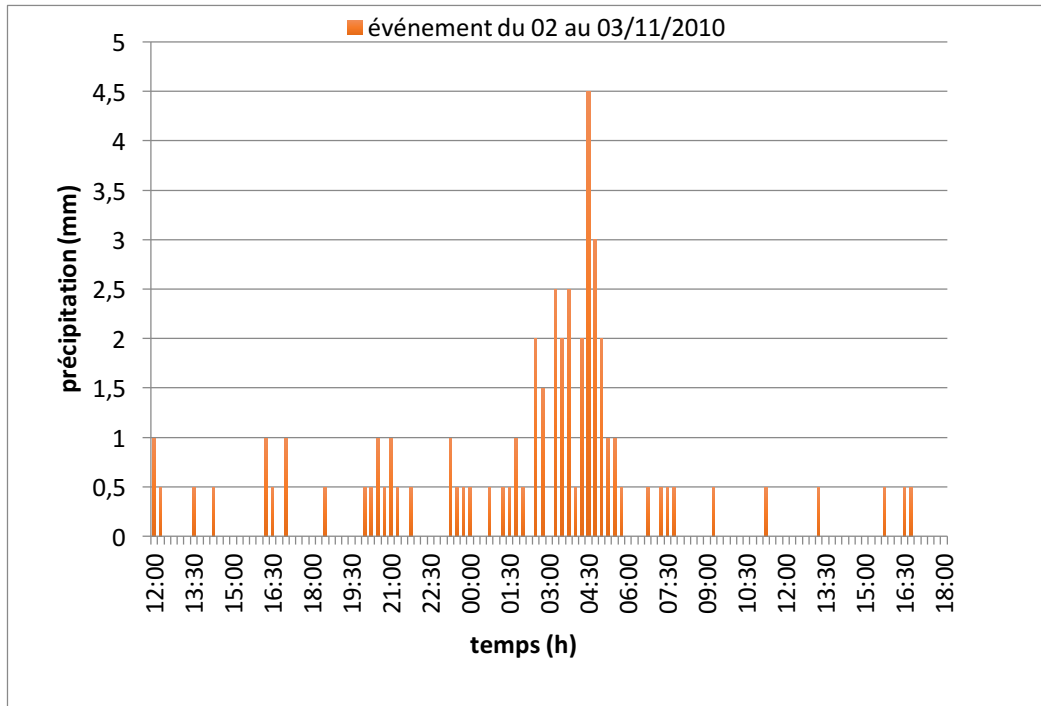


Figure 4.4. Hyétoqramme de l'événement du 02 au 03/11/2010 qui a servi à la validation

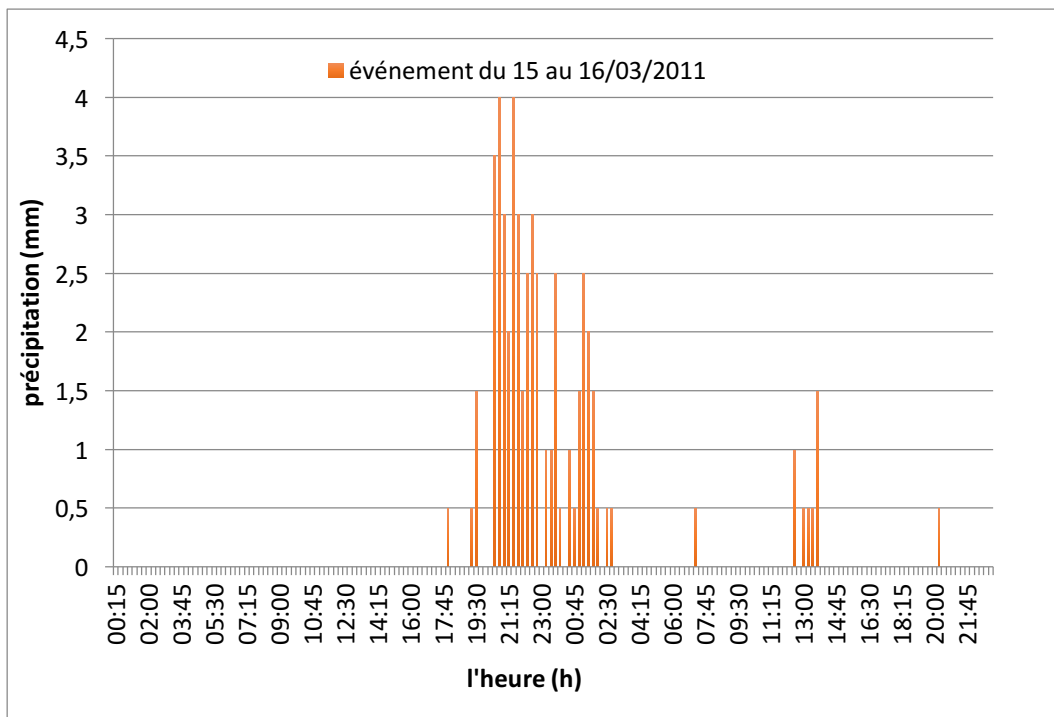


Figure 4.5. Hyétoqramme de l'événement du 15 au 16/03/2011 qui a servi au calage

4. Résultats et discussion

Pour restituer le fonctionnement hydrologique du bassin versant dans sa totalité, nous procédons à une validation multi-critère :

- en comparant les hydrogrammes mesurés et calculés sur les stations limnimétriques à l'exutoire lorsque ces données sont disponibles ;
- en estimant des valeurs moyennes des paramètres calés et en les appliquant sur les événements qui n'ont pas servi au calage. La validation s'effectue en étudiant les critères de l'hydrogramme à l'exutoire.

4.1. Calibration des modèles

La réussite de l'application du modèle d'un bassin versant hydrologique dépend de la façon dont le modèle est calibré qui à son tour dépend de la capacité technique du modèle hydrologique, ainsi que la qualité des données d'entrée. La modélisation de bassin versant sur HEC-HMS est basée sur le calibrage pour la simulation des événements. L'objectif de l'étalonnage du modèle est de faire correspondre les volumes observés avec les volumes simulés de ruissellement, et le pic et la variation dans le temps des hydrogrammes simulés avec les hydrogrammes observés.

Dans la présente étude, une combinaison de techniques manuelles et automatisées pour l'étalonnage a été utilisée. L'étalonnage automatisé, connu comme " trial optimization » à HEC-HMS, a été utilisé pour obtenir des valeurs optimales des paramètres qui donnent le meilleur ajustement entre les valeurs de débits observés et simulés (Ruelland et al. 2008). Après plusieurs combinaisons entre les fonctions objectives, on a opté pour l'utilisation de « Peak weighted RMS error » et « Time weighted » qui nous ont donné un résultat optimal pour le calibrage sur la plateforme Hec-Hms.

On a remarqué que les valeurs du CN ont diminué en amont tandis qu'elles sont restées stable au milieu et elles ont augmenté en aval, la même remarque pour le SCSlag résumées dans le tableau suivant et représentées dans les figures 4.6 et 4.7:

Tableau 4.2. Les valeurs étalonnées des paramètres du modèle (SCS Lag et CN)

Sous bassins ID	SCS Lag (min)		CN	
	Valeurs originales	Valeurs calibrées	Valeurs originales	Valeurs calibrées
W270	176,8	193,7	80,5	99
W280	114,1	114,1	77,7	77,7
W290	49,7	62,2	83,7	99
W300	158,9	169,1	84,5	81,6
W310	98,2	98,2	81,2	81,2
W320	66,4	66,4	85	85
W330	90,1	90,1	84	84
W340	112,3	112,3	79,5	79,5
W350	92,5	92,5	81,2	81,2
W360	53,3	53,3	85,2	85,2
W370	95,6	95,6	89,9	89,9
W380	117,3	98,8	83,1	99
W390	87,6	87,6	83,9	83,9
W400	104,7	84,2	84	77,5
W410	55,8	55,1	82,1	75,7
W430	87,9	70,8	83,2	76,8
W450	134,3	109,3	85,2	59,3
W460	104,1	86,02	83	72,1
W470	95,5	61,6	85	69,4
W480	115,0	95,1	73	67,3
W490	76,4	62,9	78	71,9
W500	58,1	57,4	86	79,3
W510	60,6	60,4	86	79,3

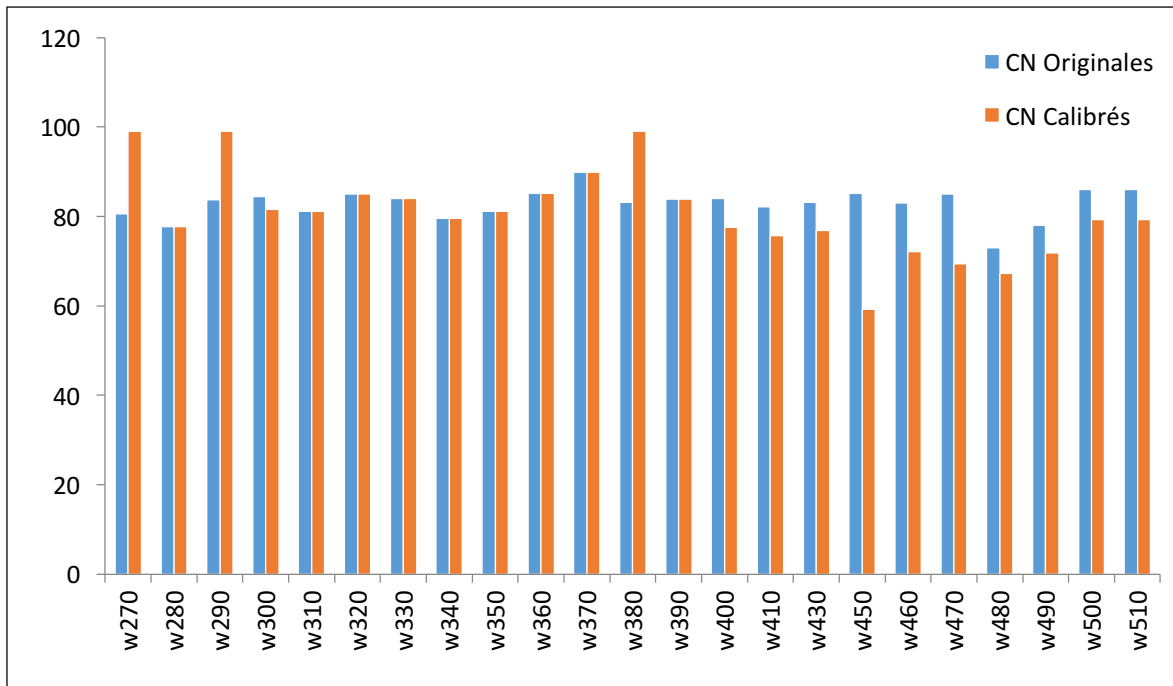


Figure 4.6. Variation de CN

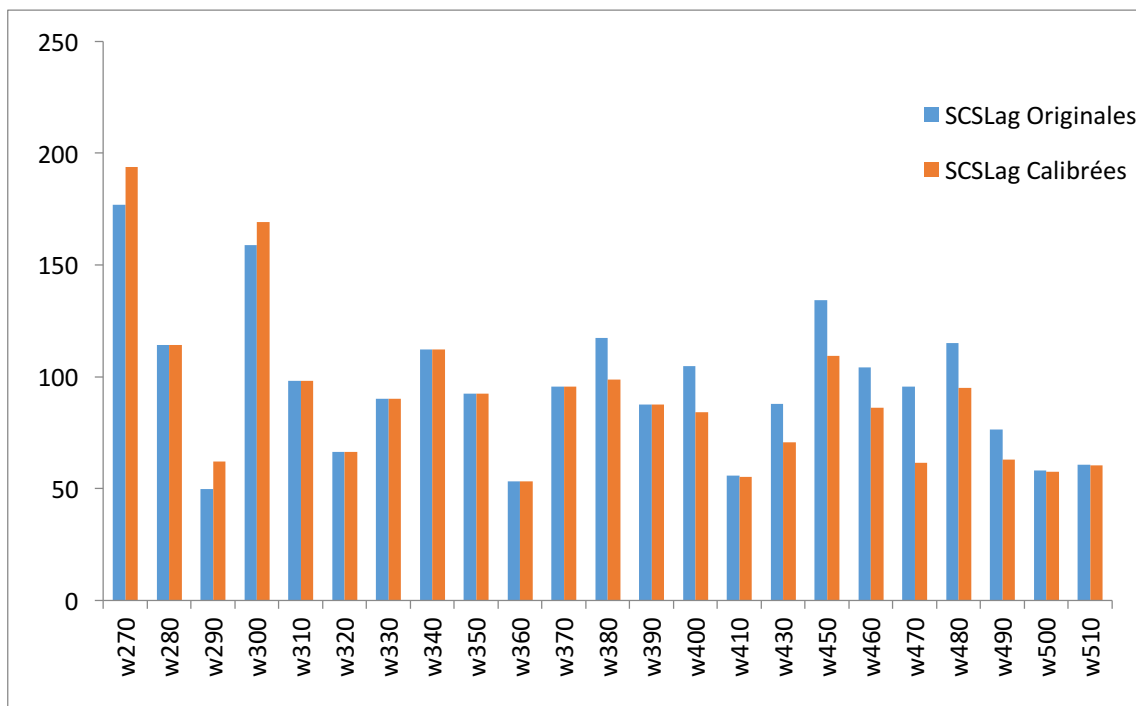


Figure 4.7. Variation de SCSLag

Par contre on a constaté une augmentation importante dans le paramètre K de Muskingum (temps de parcours) dans le Reach -11- situé en amont d'une valeur de K = 1,65 h à K = 12,59 h et une diminution dans le Reach -5- situé en aval d'une valeur de K = 2,44 h à K = 0,48 h. Cette variation peut s'expliquer par le revêtement des berges du lit en aval par contre en amont on peut dire que la propagation anarchique des retenues collinaires influence sur le temps de parcours. Sinon pour le reste presque stable. Le tableau suivant et la figure -4.8- résumant le résultat des paramètres calibrés.

Tableau 4.3 : Les valeurs étalonnées du paramètre du modèle (Muskingum K)

canal ID	Muskingum K (h)	
	Valeurs Originales	Valeurs Calibrées
Reach-1	2,39	2,45
Reach-10	0,33	0,50
Reach-11	1,65	12,59
Reach-12	0,19	0,04
Reach-2	0,67	0,68
Reach-3	1,9	1,94
Reach-4	1,02	1,04
Reach-5	2,44	0,48
Reach-6	0,22	0,06
Reach-7	1,85	1,89
Reach-8	0,13	0,20
Reach-9	0,5	0,76

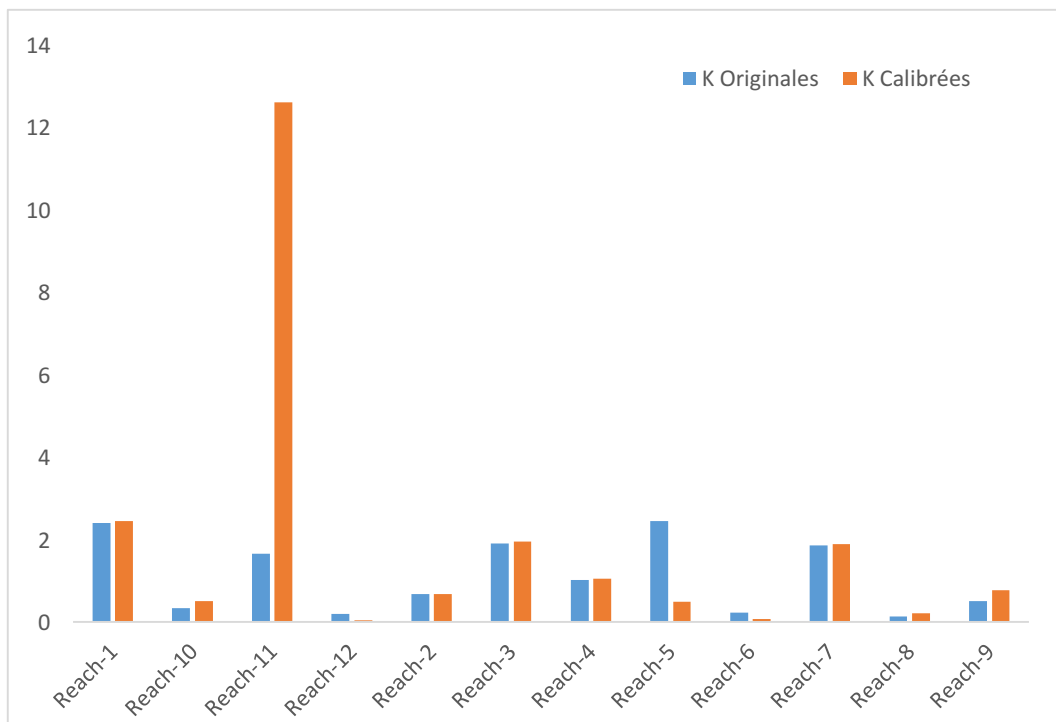


Figure 4.8. Variation de K

Les résultats du modèle hydrologique ont montré un ajustement raisonnable entre la forme simulée et observée de l'hydrogramme. On a comparé des séries chronologiques du débit simulé et observé à l'exutoire du bassin versant pour les périodes d'étalonnage 23/09/2009 au 25/09/2009 et 15/03/2011 à 16/03/2011 (nous nous limitons à la modélisation inondations de courte durée pour laquelle le processus d'évapotranspiration est négligeable), alors on a remarqué que les valeurs des débits mesurés sont inférieures aux valeurs des débits simulés, bien que le modèle ait tendance à surestimer le ruissellement simulé par rapport à l'observé avant le calibrage (figure 4.9 et figure 4.10).

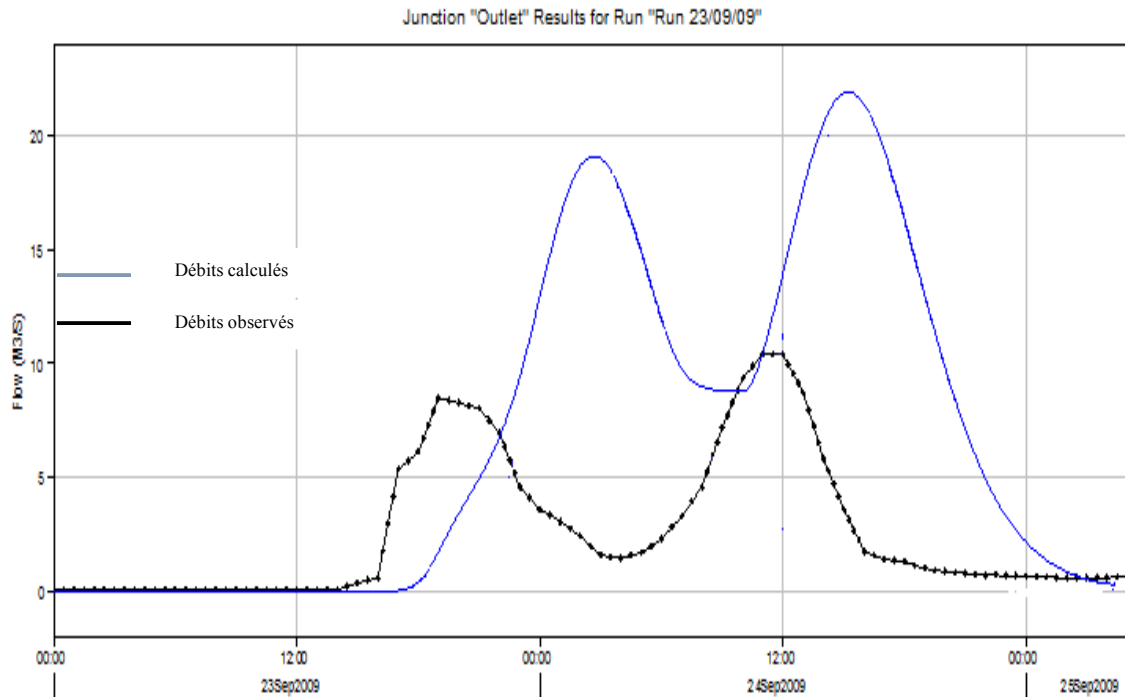


Figure 4.9. Les hydrographes observés et simulés pour la période (23/9/2009–25/9/2009)

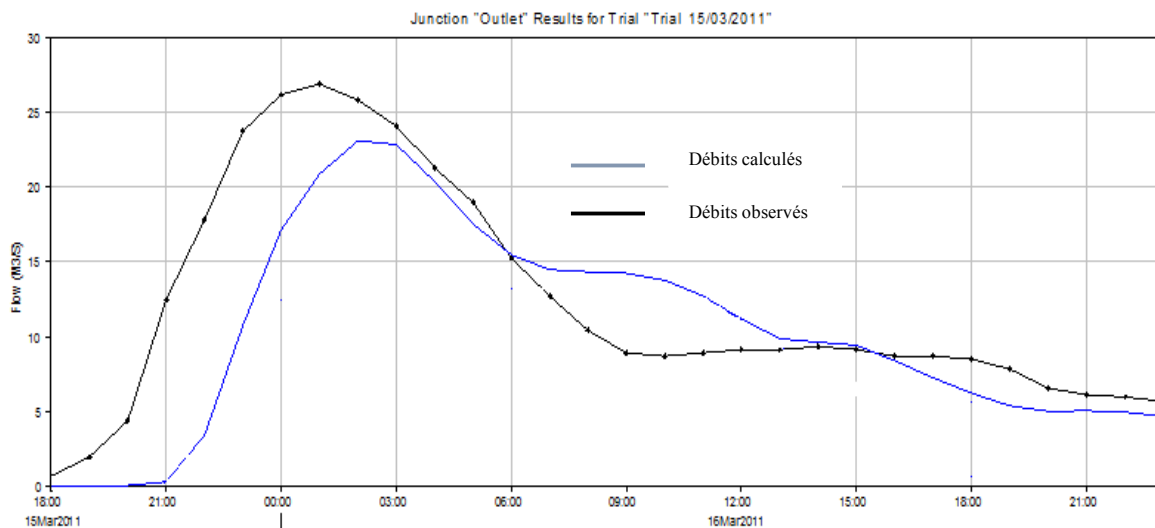


Figure 4.10. Les hydrographes observés et simulés pour la période (15/3/2011-16/3/2011).

Lors de l'ajustement du modèle, la sensibilité des paramètres intervenant dans la fonction de production s'avère être largement plus élevée que pour celles des paramètres de transfert. Ceci témoigne de l'influence dominante de l'occupation de l'espace.

4.2. La validation des modèles

Le modèle calibré a ensuite été utilisé pour estimer les débits du bassin versant Oued Ressoul en utilisant la période de précipitation 02/11/2010 à 03/11/2010.

Les résultats globaux témoignent de l'efficacité relative du modèle à décrire le comportement hydrologique du bassin versant. Le choix des approches utilisées s'est avéré judicieux et a permis d'aboutir à un modèle assez performant avec cet événement. Le modèle estime le débit de pluie à 20,7 m³/s à 10h00 contre 18,4 m³/s à 10h00 en réalité d'une différence de 12,5% et avec un volume ruisselé estimé à 848,2 (1000 m³) contre un volume observé à 743,32 (1000 m³) d'une différence de 14,11%. L'allure générale de l'hydrogramme est respectée (figure.4.12).

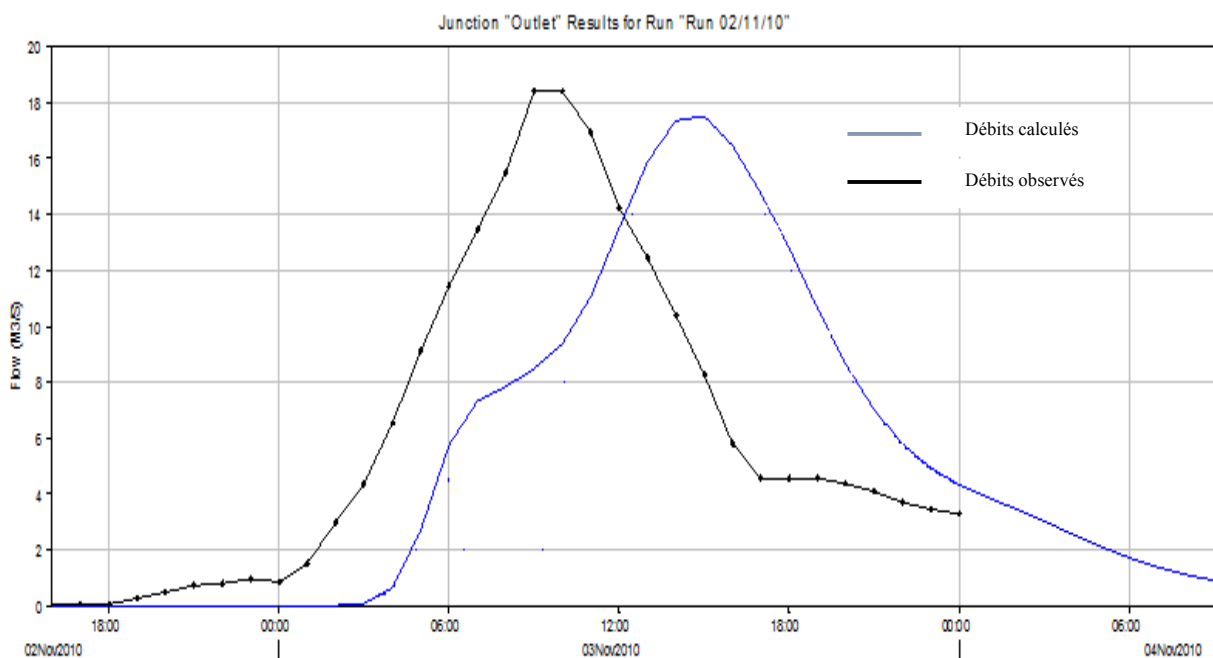


Figure 4.11. Les hydrogrammes des débits simulés et observés avant la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010)

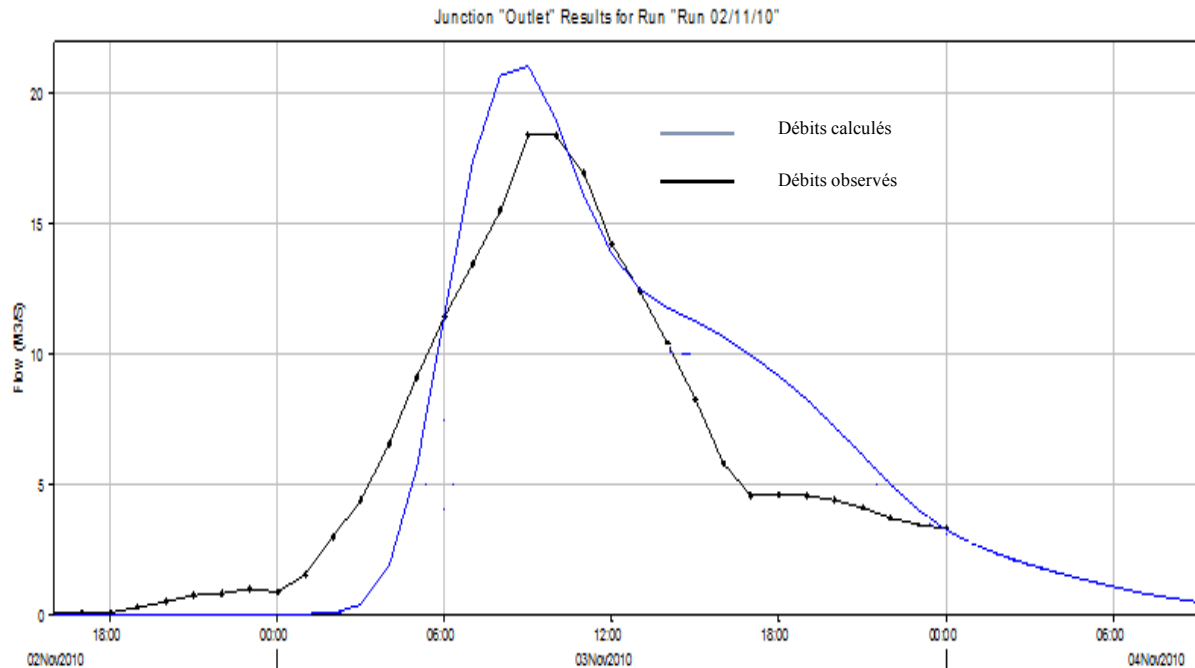


Figure 4.12. Les hydrogrammes des débits simulés et observés après la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010)

Après la validation du modèle on remarque d'après la figure 4.12 que les deux hydrogrammes ont relativement la même allure ; quoique la courbe de montée de l'hydrogramme simulé est au-dessous de celle de l'hydrogramme observé, cela est la conséquence de la non prise en compte de l'état d'humidité du sol. En réalité, les premières pluies sont acheminées directement vers l'exutoire, alors que pour le modèle, les premières pluies doivent être perdues, l'écoulement est dû juste au débit de base, le sol n'est pas encore saturé et lors du calage, le modèle minimise l'erreur entre les volumes ruisselés. Pour cela, la courbe de décrue de l'hydrogramme simulé est au-dessus de celle de l'hydrogramme observé. Par contre le débit de pointe est légèrement dépassé, le modèle a bien reproduit la pointe, le moment du débit de pointe est le même et la différence n'est pas importante.

Tableau 4.4 : Les résultats de l'hydrogramme à l'exutoire après la validation des modèles

éléments hydrologique	Surface de drainage km²	débit m³/s	Temps de pic	Volume (1000m³)
W450	13,19	4	03nov.2010, 06:00	73,9
W470	6,63	3,5	03nov.2010, 06:00	52,7
W460	6,25	3,2	03nov.2010, 06:00	50,7
J64	12,88	6,8	03nov.2010, 06:00	103,4
Reach-10	12,88	6,3	03nov.2010, 06:00	103,4
J118	12,88	6,3	03nov.2010, 06:00	103,4
Reach-9	12,88	5,9	03nov.2010, 07:00	103,4
W430	3,71	2,5	03nov.2010, 06:00	36,4
J69	29,78	11,1	03nov.2010, 07:00	213,7
Reach-8	29,78	11,4	03nov.2010, 07:00	213,7
W400	4,23	2,8	03nov.2010, 06:00	43,8
W410	0,21	0,1	03nov.2010, 05:00	1,9
J74	34,22	13,5	03nov.2010, 07:00	259,4
Reach-7	34,22	10,9	03nov.2010, 08:00	259,4
W340	6,38	3,2	03nov.2010, 06:00	59,8
Diversion-6	6,38	0	02nov.2010, 16:00	0
W350	2,98	2	03nov.2010, 06:00	32,4
Diversion-7	2,98	0	02nov.2010, 16:00	0
J89	43,58	10,9	03nov.2010, 08:00	259,4
Reach-4	43,58	10,2	03nov.2010, 09:00	259,4
W330	4,02	3,5	03nov.2010, 06:00	54,6
Diversion-4	4,02	0	02nov.2010, 16:00	0
W320	3,26	3,2	03nov.2010, 06:00	47,9
Diversion-5	3,26	0	02nov.2010, 16:00	0

J94	50,86	10,2	03nov.2010, 09:00	259,4
Reach-3	50,86	8,8	03nov.2010, 11:00	259,3
W280	5,72	2,4	03nov.2010, 07:00	45,8
Diversion-1	5,72	0	02nov.2010, 16:00	0
W310	4,37	2,9	03nov.2010, 06:00	47,6
Diversion-3	4,37	0	02nov.2010, 16:00	0
J99	60,95	8,8	03nov.2010, 11:00	259,3
Reach-2	60,95	8,6	03nov.2010, 12:00	259,2
W500	3,82	3,1	03nov.2010, 05:00	45,6
W510	3,29	2,6	03nov.2010, 06:00	39,3
Reach-12	7,11	5,7	03nov.2010, 05:00	85
J54	7,11	5,7	03nov.2010, 06:00	85
W480	3,71	0,8	03nov.2010, 06:00	14,7
W490	2,74	1,2	03nov.2010, 06:00	17,6
J59	13,56	7,8	03nov.2010, 06:00	117,3
Reach-11	13,56	2,1	03nov.2010, 10:00	104,4
W380	6,9	12,9	03nov.2010, 06:00	209,1
W390	2,54	2,2	03nov.2010, 06:00	34,2
Diversion-10	2,54	0	02nov.2010, 16:00	0
J79	9,44	12,9	03nov.2010, 06:00	209,1
Reach-6	9,44	12,8	03nov.2010, 06:00	209,1
W370	3,13	3,9	03nov.2010, 06:00	66,1
Diversion-8	3,13	0	02nov.2010, 16:00	0
W360	0,36	0,4	03nov.2010, 05:00	5,4
Diversion-9	0,36	0	02nov.2010, 16:00	0
J84	26,49	12,5	03nov.2010, 06:00	313,6
Reach-5	26,49	12,3	03nov.2010, 07:00	313

W300	6,71	3,6	03nov.2010, 07:00	83,8
Diversion-2	6,71	0	02nov.2010, 16:00	0
W290	1,16	2,4	03nov.2010, 05:00	35,6
J102	95,31	14,2	03nov.2010, 07:00	607,8
Reach-1	95,31	12	03nov.2010, 10:00	603,2
W270	8,65	10,2	03nov.2010, 08:00	245
Outlet	103,96	20,6	03nov.2010, 08:00	848,2

4.3. Paramètres de performance

Pour évaluer la performance de la simulation, des paramètres statistiques et graphiques ont été utilisés. Ces méthodes comparent les valeurs observées aux valeurs simulées par le modèle. Le coefficient Nash-Sutcliffe est la méthode la plus utilisée pour caractériser la performance d'un modèle hydrologique. Cette méthode prend en compte la moyenne des débits observés et la différence entre les débits observés et simulés. La valeur optimale de ce coefficient est 1, ce qui signifie que le modèle reproduit parfaitement les données observées. Sachant qu'il n'est pas toujours évident d'obtenir cette valeur avec une modélisation hydrologique, les scientifiques ont établi des critères en fonction de la valeur du coefficient de Nash-Sutcliffe :

- Très bonne performance : $0.75 < NSE \leq 1.0$;
- Bonne performance : $0.65 < NSE \leq 0.75$;
- Performance satisfaisante : $0.5 < NSE \leq 0.65$;
- Performance non satisfaisante : $0.65 < NSE \leq 0.5$.

L'équation (3.3) présente l'expression mathématique du coefficient Nash-Sutcliffe.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_o - Q_s)_i^2}{\sum_{i=1}^n (Q_o - \overline{Q_o})_i^2} \quad (4.3)$$

Où

NSE : coefficient Nash-Sutcliffe;

Q_o : débit observé;

Q_s : débit simulé;

$\overline{Q_o}$: moyenne des débits observés.

On a utilisé aussi le coefficient de corrélation R^2 pour l'évaluation. La valeur de R^2 est calculée à partir de l'équation suivante :

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_o - \overline{Q_o})_i (Q_s - \overline{Q_s})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_o - \overline{Q_o})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_s - \overline{Q_s})^2}} \right]^2 \quad (4.4)$$

Où

Q_o : debit observé,

Q_s : debit calculé,

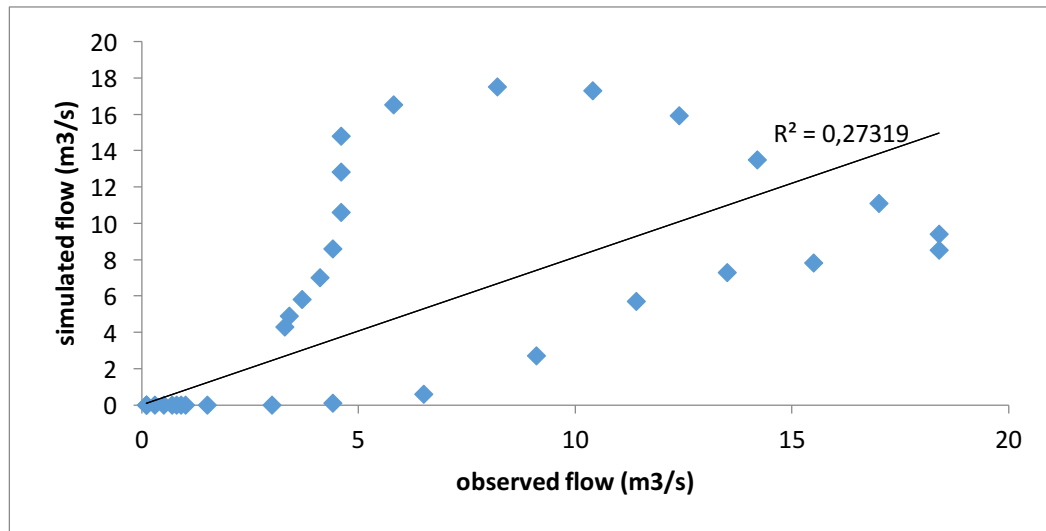
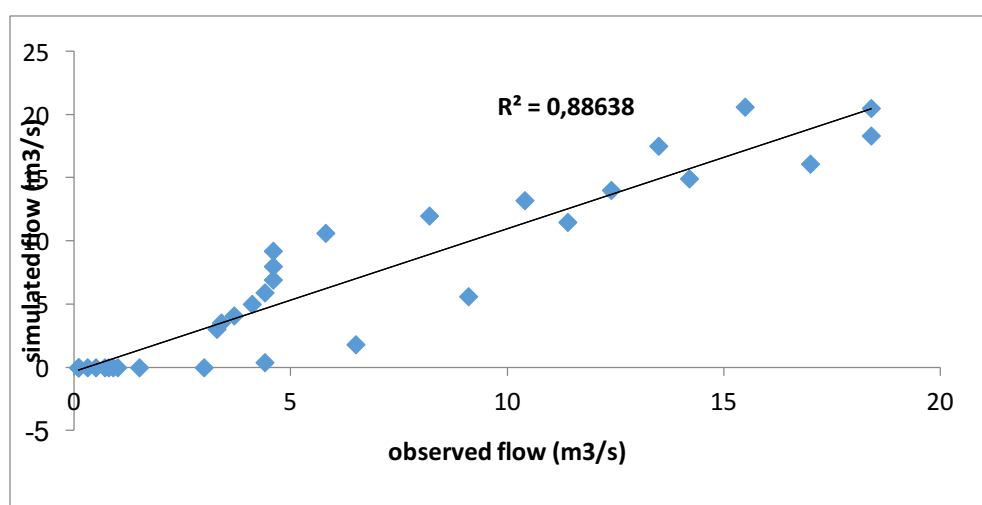
n : le nombre total des données observées

Les résultats globaux témoignent de l'efficacité relative du modèle à décrire le comportement hydrologique du bassin versant. Le choix des approches utilisées s'est avéré judicieux et a permis d'aboutir à un modèle assez performant

La performance du modèle est évaluée à l'aide de d'un indicateur de performance très courant en hydrologie, à savoir le coefficient de Nash qui est calculé avec la formule (4.3), qui nous a donné la valeur de **0,99** après la validation et un R^2 égale à **0,27** avant la validation du modèle et la valeur de **0,89** après la validation calculée avec l'équation (4.4) et représenté dans les figures (4.13) et (4.14) respectivement, le tableau suivant résume les résultats :

Tableau 4.5 : résultats de la période de validation

	Débit observé (m ³ /s)	Débit calculé (m ³ /s)	La différence en %	R ²	NSE	Volume observé (1000m ³)	Volume calculé (1000m ³)	La différence en %
Periode de validaiion	18,4	20,7	12,5	0,89	0,99	743,32	848,2	14,11

**Figure 4.13.** Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés avant la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010)**Figure 4.14.** Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010)

D'après les critères d'évaluation qui sont très satisfaisant, on constate que le modèle hydrologique reproduit bien la réalité.

5. Conclusion

L'objectif que nous nous sommes assigné était d'examiner les différents paramètres afin d'aboutir à un modèle qui puisse représenter le phénomène de la genèse des crues sur le bassin versant de Oued Ressoul.

En effet, cette partie est constituée de quatre étapes :

La première étape consiste en la création d'un modèle cartographique du BV où les paramètres hydrologiques caractéristiques sont spatialisés.

La deuxième étape procède au calage du modèle et l'application des fonctions de production et de transfert en choisissant les paramètres à caler, effectué à partir d'une analyse de sensibilité du modèle à l'échelle du bassin versant.

Dans la troisième étape, nous avons validé le modèle avec l'événement qui n'a pas servi au calage.

Enfin, la quatrième et dernière étape est consacrée pour l'évaluation de la performance du modèle.

Les résultats globaux témoignent de l'efficacité du modèle à décrire le comportement hydrologique du bassin versant. Le choix des approches utilisées c'est avéré judicieux et a permis à aboutir à un modèle assez performant. Bien que l'événement qui a servi au calage ne puisse être représentatif de toutes les crues du bassin durant toute l'année hydrologique, la performance est très bonne pour un critère de Nash de 0,99 et de corrélation égale à 0,89.

Lors de l'ajustement du modèle, la sensibilité des paramètres intervenant dans la fonction de production s'avère être largement plus élevée que pour celle des paramètres de transfert. La fonction de production est une méthode empirique et la fonction de transfert suppose des hypothèses telles que l'uniformité des averses sur toute la superficie du bassin ou la linéarité de la relation pluie-débit. L'hypothèse de linéarité est discutable car certains paramètres comme l'état de couverture végétale développent des relations conditionnelles non linéaires entre les précipitations et le débit. Elle est cependant efficace lors de la reconstitution de l'hydrogramme

comme peuvent en témoigner les résultats. L'hypothèse d'uniformité des pluies a beaucoup de chance d'être vérifiée compte tenu de la faible superficie du bassin étudié. La méthode du SCS distingue trois classes de conditions d'humidité des sols, associées à trois comportements hydrologiques différents : sèches, humides, très humides. Selon notre choix de période de calage nous avons considéré les sols humides. Une connaissance plus détaillée de l'état du sol avant chaque pluie pourrait améliorer le modèle par catégorisation du taux d'humidité. Ces pluies pourraient être utilisées pour une validation plus robuste.

Chapitre V : Comparaison entre le modèle du SCS et le modèle de CLARK

1. Introduction

Dans les deux chapitres précédents nous avons présenté les modèles utilisés par la plateforme Hec Hms puis nous avons procédé au calage et la validation. Dans ce chapitre nous présentons le modèle de CLARK et les données nécessaires pour son fonctionnement puis nous comparons les résultats obtenus par ce modèle avec le modèle du SCS.

Etant donné que les autres modèles nécessitent plusieurs données non disponibles à notre niveau pour notre site d'étude, notre choix s'est porté sur le modèle de CLARK vu qu'on dispose des éléments nécessaires pour son application.

2. Présentation du modèle

Il s'agit d'une méthode quasi-conceptuelle puisqu'il prend en compte les deux processus intervenant dans la transformation d'un excès de précipitation en ruissellement, à savoir le mouvement de l'eau dès son origine jusqu'à l'exutoire du bassin versant et l'atténuation de cette quantité d'eau par stockage lors de son parcours.

Modélisation de ruissèlement par le modèle de Clark (Fonction de transfert) avec HEC-HMS par le modèle de CLARK nécessite la détermination du temps de concentration et du coefficient de stockage des sous bassins versant.

La méthode de l'hydrogramme unitaire de Clark représente 2 processus ; la translation et l'atténuation. La translation est basée sur un histogramme synthétique temps-surface avec un temps de concentration T_c . L'histogramme représente la superficie du bassin qui contribue à l'écoulement à l'exutoire en fonction du temps. L'atténuation est modélisée par un réservoir linéaire. Le réservoir représente le stock à l'échelle du bassin, S_t . Le débit sortant moyen du réservoir pendant une période t est donné par :

$$O_t = C_A I_t + C_B O_{t-1} \quad (5.1)$$

Avec I_t , le débit entrant dans le réservoir au temps t , C_A , C_B , des coefficients calculés avec la relation :

$$C_A = \frac{\Delta t}{S_t + 0,5\Delta t} \text{ et } C_B = 1 - C_A \quad (5.2)$$

Δt est le pas de temps de calcul, ici 1 heure.

Les paramètres requis par la méthode de Clark sont donc :

- Le temps de concentration, T_c (heures)
- Le coefficient de stockage, S_t (heures)

3. Résultats et discussion

Pour pouvoir faire une comparaison entre les deux modèles, on a travaillé sur les mêmes paramètres à caler et on a choisi les mêmes événements de crue (deux pour le calage de la période de 23/9/2009 à 25/9/2009 et de 15/3/2011 à 16/3/2011 et un événement pour la validation de 02/11/2010 à 03/11/2010).

On a remarqué que les valeurs du CN ont diminué en amont tandis qu'elles sont restées stable au milieu et elles ont augmenté en aval, la même remarque pour le temps de concentration résumées dans le tableau suivant :

Tableau 5.1 : les valeurs calibrées des paramètres du modèle de CLARK (temps de concentration et CN) :

Sous bassins ID	Temps de concentration (h)		CN	
	Valeurs originales	Valeurs calibrées	Valeurs originales	Valeurs calibrées
W270	4,91	3,77	80,5	85,88
W280	3,17	3,17	77,7	77,75
W290	1,38	0,6	83,7	88,09
W300	4,41	4,41	84,5	56,33
W310	2,73	2,73	81,25	81,25
W320	1,84	1,84	85	85
W330	2,5	2,5	84	84
W340	3,12	3,12	79,5	79,5
W350	2,57	2,57	81,2	81,25
W360	1,48	1,48	85,2	85,25
W370	2,65	2,65	89,9	89,9
W380	3,26	2,04	83,1	76,68
W390	2,43	2,43	83,9	83,9
W400	2,91	1,86	84	77,48
W410	1,55	0,83	82,1	75,75
W430	2,44	0,76	83,2	76,79
W450	3,73	6,69	85,2	63,43
W460	2,89	6,37	83	76,56
W470	2,65	1,92	85	73,14
W480	3,19	1,69	73	67,33
W490	2,12	0,68	78	71,94
W500	1,21	0,94	86	79,32
W510	1,69	0,7	86	79,32

Par contre on a constaté une augmentation dans le paramètre K de Muskingum (temps de parcours) dans le Reach -10- de $K = 0,33$ h à $K=2,09$ h et Reach -9- de $K = 0,5$ h à $K = 2,54$ h situés en amont et une diminution dans le Reach -1- de $K=2,39$ h à $K=1,02$ h et Reach -11- de $K=1,65$ h à $K=0,60$ h. Sinon pour le reste presque stable. Le tableau suivant résume le résultat des paramètres calibrés.

Tableau 5.2 : Les valeurs étalonnées du paramètre du modèle (Muskingum K)

Canal ID	Muskingum K (h)	
	Valeurs Originales	Valeurs Calibrées
Reach-1	2,39	1,02
Reach-10	0,33	2,09
Reach-11	1,65	0,60
Reach-12	0,19	0,15
Reach-2	0,67	1,1
Reach-3	1,9	2,39
Reach-4	1,02	1,28
Reach-5	2,44	1,89
Reach-6	0,22	0,20
Reach-7	1,85	1,91
Reach-8	0,13	0,36
Reach-9	0,5	2,54

Après la calibration du modèle avec les deux événements choisis, on a procédé à la validation avec l'événement qui n'a pas servi au calage.

En ordre de synchronisation, le pic de crue est bien représenté, et la forme générale de l'hydrogramme est semblable à l'observation, même si le recouvrement n'est pas parfait et que le modèle sous-estime le débit (fig.5.1), avec un débit de pointe égale à $13,7$ m³/s le 03/11/2010 à 09h00 qui est inférieur de 25,54% au débit de pointe observé égale à $18,4$ m³/s le 03/11/2010 à 09h00 et un volume de 558200 m³ contre un volume observé de 7433200 m³ d'une différence de 24,90%.

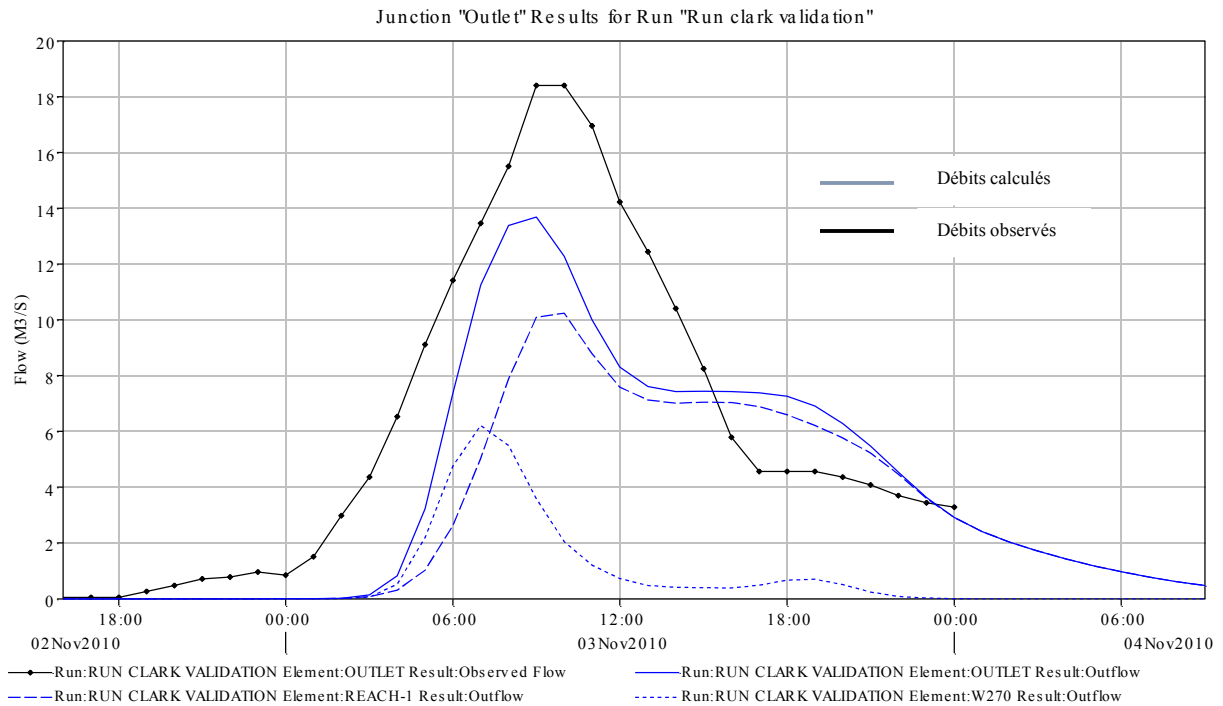


Figure 5.1. Les hydrogrammes des débits simulés et observés après la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010)

Tableau .5.3 Les résultats spatialisés du bassin versant Oued Ressoul après la validation des modèles

éléments hydrologique	Surface de drainage km ²	débit m ³ /s	Temps de pic	volume (1000m ³)
W450	13,19	3,5	03nov.2010, 09:00	85,4
W470	6,63	4,3	03nov.2010, 06:00	60,3
W460	6,25	2,5	03nov.2010, 09:00	60,2
J64	12,88	5,7	03nov.2010, 06:00	120,5
Reach-10	12,88	4,2	03nov.2010, 08:00	120,5
J118	12,88	4,2	03nov.2010, 08:00	120,5
Reach-9	12,88	3,5	03nov.2010, 11:00	120,4
W430	3,71	2,7	03nov.2010, 06:00	36,4
J69	29,78	6,9	03nov.2010, 09:00	242,2
Reach-8	29,78	6,8	03nov.2010, 10:00	242,2
W400	4,23	3,1	03nov.2010, 06:00	43,8

W410	0,21	0,1	03nov.2010, 06:00	1,9
J74	34,22	7,8	03nov.2010, 06:00	288
Reach-7	34,22	7	03nov.2010, 11:00	287,6
W340	6,38	3,5	03nov.2010, 07:00	59,8
Diversion-6	6,38	0	02nov.2010, 16:00	0
W350	2,98	1,9	03nov.2010, 06:00	32,4
Diversion-7	2,98	0	02nov.2010, 16:00	0
J89	43,58	7	03nov.2010, 11:00	287,6
Reach-4	43,58	6,9	03nov.2010, 12:00	287,3
W330	4,02	3,6	03nov.2010, 06:00	54,6
Diversion-4	4,02	0	02nov.2010, 16:00	0
W320	3,26	3,5	03nov.2010, 06:00	47,9
Diversion-5	3,26	0	02nov.2010, 16:00	0
J94	50,86	6,9	03nov.2010, 12:00	287,3
Reach-3	50,86	6,4	03nov.2010, 14:00	285,4
W280	5,72	2,6	03nov.2010, 07:00	45,8
Diversion-1	5,72	0	02nov.2010, 16:00	0
W310	4,37	2,8	03nov.2010, 07:00	47,6
Diversion-3	4,37	0	02nov.2010, 16:00	0
J99	60,95	6,4	03nov.2010, 14:00	285,4
Reach-2	60,95	6,3	03nov.2010, 15:00	284
W500	3,82	3,3	03nov.2010, 05:00	45,6
W510	3,29	2,9	03nov.2010, 05:00	39,3
Reach-12	7,11	6,2	03nov.2010, 05:00	85
J54	7,11	6,6	03nov.2010, 06:00	85
W480	3,71	0,7	03nov.2010, 06:00	14,7
W490	2,74	1,2	03nov.2010, 06:00	17,6

J59	13,56	8,6	03nov.2010, 06:00	117,3
Reach-11	13,56	7,5	03nov.2010, 06:00	117,3
W380	6,90	4,6	03nov.2010, 06:00	67,1
W390	2,54	2,3	03nov.2010, 06:00	34,2
Diversion-10	2,54	0	02nov.2010, 16:00	0
J79	9,44	4,6	03nov.2010, 06:00	67,1
Reach-6	9,44	4,4	03nov.2010, 06:00	67,1
W370	3,13	4,5	03nov.2010, 06:00	66,1
Diversion-8	3,13	0	02nov.2010, 16:00	0
W360	0,36	0,4	03nov.2010, 06:00	5,4
Diversion-9	0,36	0	02nov.2010, 16:00	0
J84	26,49	11,9	03nov.2010, 06:00	184,4
Reach-5	26,49	9,7	03nov.2010, 08:00	184,4
W300	6,71	1,7	03nov.2010, 07:00	33
Diversion-2	6,71	0	02nov.2010, 16:00	0
W290	1,16	1,4	03nov.2010, 06:00	18,8
J102	95,31	10,7	03nov.2010, 08:00	487,3
Reach-1	95,31	10,2	03nov.2010, 10:00	485,7
W270	8,65	6,2	03nov.2010, 07:00	112,5
Outlet	103,96	13,7	03nov.2010, 09:00	598,2

4. Evaluation de la performance du modèle

Pour l'évaluation de la performance du modèle on a choisi les mêmes paramètres utilisés dans le chapitre précédent ; le coefficient Nash-Sutcliffe et le coefficient de corrélation R^2 , qui comparent les valeurs observées aux valeurs simulées par le modèle.

Nous avons constaté que le modèle de CLARK est assez performant et reproduit efficacement le comportement hydrologique du bassin versant expliqué par la valeur du coefficient Nash-Sutcliffe qui est de 0,93 calculée avec la formule (4.3) et la valeur du coefficient de corrélation

R^2 égale à 0,78 calculée avec l'équation (4.4) et représenté dans la figure (5.2).

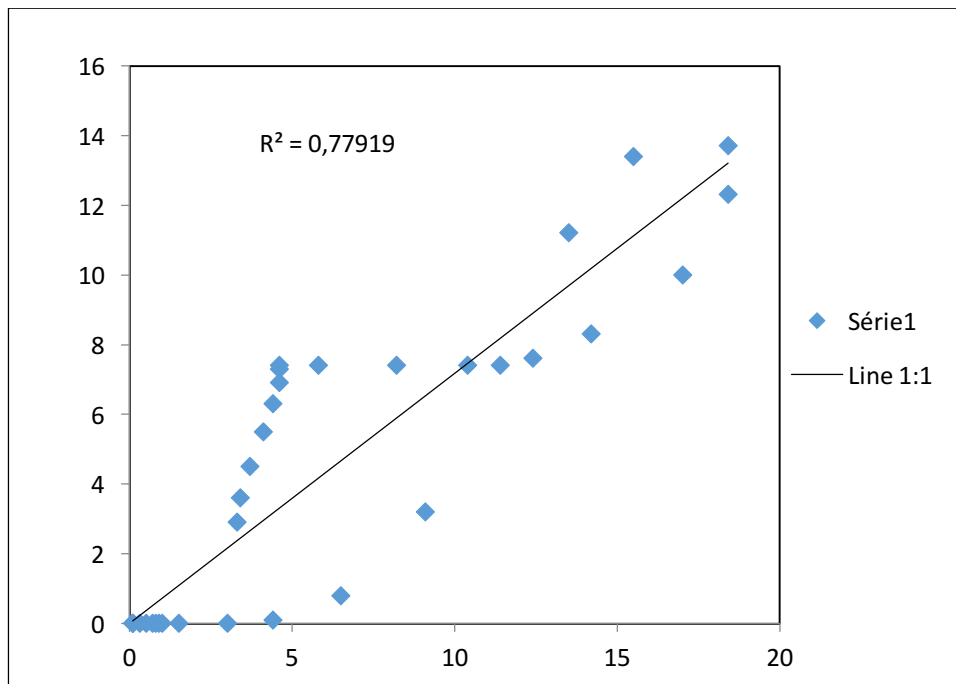


Figure 5.2. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010)

5. Comparaison des deux modèles

Le fonctionnement hydrologique du bassin versant de Oued Ressoul, est mieux représenté par le modèle SCS, observer à partir des débits simulés à l'exutoire du bassin et comparer par la suite avec les débits simulés par le modèle de CLARK qui ne reproduit pas aussi parfaitement les débits mesurés que l'autre modèle ces débits sont résumé dans le tableau 5.4.

Tableau .5.4 : Le résumé des résultats des débits des deux modèles

Heure	Débit observé	Débit calculé (modèle Clark)	Débit calculé (modèle SCS)
16:00	0,1	0	0
17:00	0,1	0	0
18:00	0,1	0	0
19:00	0,3	0	0
20:00	0,5	0	0
21:00	0,7	0	0
22:00	0,8	0	0
23:00	1	0	0
00:00	0,9	0	0
01:00	1,5	0	0
02:00	3	0	0
03:00	4,4	0,1	0,4
04:00	6,5	0,8	1,8
05:00	9,1	3,2	5,6
06:00	11,4	7,4	11,5
07:00	13,5	11,2	17,5
08:00	15,5	13,4	20,6
09:00	18,4	13,7	20,5
10:00	18,4	12,3	18,3
11:00	17	10	16,1
12:00	14,2	8,3	14,9
13:00	12,4	7,6	14
14:00	10,4	7,4	13,2
15:00	8,2	7,4	12
16:00	5,8	7,4	10,6
17:00	4,6	7,4	9,2
18:00	4,6	7,3	8
19:00	4,6	6,9	6,9
20:00	4,4	6,3	5,9
21:00	4,1	5,5	5
22:00	3,7	4,5	4,1
23:00	3,4	3,6	3,5
00:00	3,3	2,9	3

La différence constatée entre les deux hydrogrammes est significative et on remarque que l'hydrogramme issu du modèle de CLARK est sous-estimé comparant à l'hydrogramme observé d'une différence de 25,54% entre les deux pics et une différence de 24,90% entre le volume calculé et le volume observé, par contre l'hydrogramme issu du modèle de SCS est légèrement sur-estimé d'une différence de 12,5% entre les deux pics et une différence de 14,11% entre le volume calculé et le volume observé, le tableau suivant résume les résultats obtenues des deux modèles.

Tableau 5.5 : Le résumé des résultats des deux modèles

Modèle	Débit de pointe observé (m ³ /s)	Débit de pointe calculé (m ³ /s)	La différence en %	R ²	NSE	Volume observé (1000m ³)	Volume calculé (1000m ³)	La différence en %
SCS	18,4	20,7	12,5	0,89	0,99	743,32	848,2	14,11
Clark		13,7	25,54	0,78	0,93		558,2	24,90

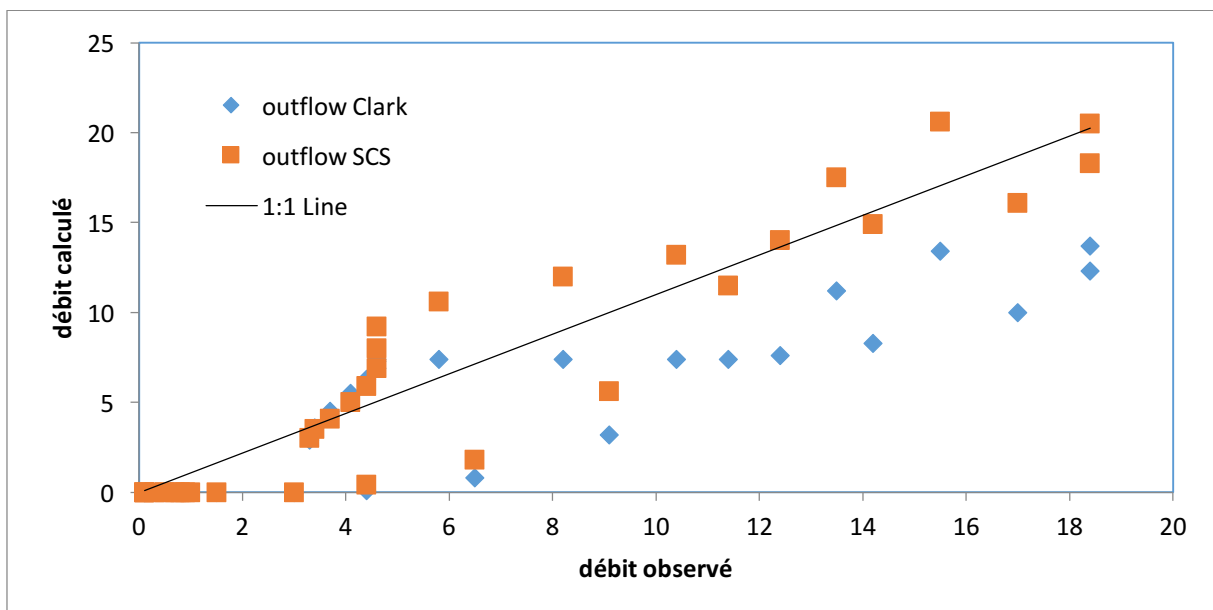


Figure 5.3. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés des deux modèles après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010)

D'après l'évaluation de la performance du modèle, le modèle de SCS reproduit mieux le fonctionnement hydrologique, avec un R² égale à 0,89 et NSE égale à 0,99, tandis que le modèle de CLARK a obtenu un R² égale à 0,78 et NSE égale à 0,93 qui constitue aussi des résultats très intéressants et non négligeables.

6. Conclusion

Le but de cette partie du travail est de tester les différents modèles de façon à déterminer lequel semble le plus adapté.

Afin de trancher sur ce point, nous avons réalisé des essais de simulations avec différents modèles hydrologiques disponibles sur la plateforme Hec-HMS et dont on dispose des données nécessaires pour leurs exécutions.

Le choix des approches utilisées c'est avéré judicieux et a permis à aboutir à des modèles assez performant. Le modèle SCS fournisse des résultats plus fidèle aux observations avec une performance très bonne, tandis que le modèle de CLARK ne reproduit pas si parfaitement les débits mesurés que le modèle SCS mais il constitue aussi une piste intéressante et non négligeable

Chapitre VI: Paramétrisation et calage à l'échelle de sous bassins versants

1. Introduction

Dans la présente partie, nous utilisons le système de modélisation hydrologique (HEC-HMS) pour simuler les inondations afin d'étudier l'effet de la subdivision du bassin hydrographique en termes de performance, sur l'hydrogramme de crue. Nous utilisons les mêmes événements des chapitres précédent comme entrée météorologique pour le modèle de SCS, qu'on a choisi suite à ses résultats très satisfaisants, avec des tailles de sous bassin variables. Les paramètres du modèle sont automatiquement optimisés pour s'adapter aux données observées. La stratégie est mise en œuvre dans le bassin hydrographique de Oued Ressoul.

La subdivision des bassins versants est fréquemment utilisée dans les modèles hydrologiques semi-distribués pour capter les hétérogénéités spatiales des couvertures terrestres et des ensembles de données sur le sol et pour caractériser les apports distribués dans les différentes zones du bassin hydrographique. Le partage des bassins versants affecte la mise en place des modèles hydrologiques de plusieurs façons ;

- 1) La délimitation des limites de la ligne de partage des eaux prédispose les modèles d'agrégation de l'information spatiale ;
- 2) Les valeurs des paramètres topographiques du sous-bassin (pente, aspect, etc.) sont contrôlées par la taille et l'étendue du sous-bassin ;
- 3) Les différentes orientations de la connectivité des réseaux fluviaux et de la taille des collines peuvent conduire à une fausse représentation de la production pluie / ruissellement sur les collines et au transport des flux dans les canaux.

Par conséquent, la délimitation des sous-bassins hydrographiques peut avoir une incidence sur les résultats des modèles (Zhang et al. 2013).

Plusieurs études ont utilisé divers modèles hydrologiques bien établis pour étudier l'effet de la taille des sous-bassins versants sur les résultats des modèles hydrologiques. Ces études comprennent le modèle SWAT (Tripathi et al., 2006, Muleta et al., 2007, Kumar et Merwade, 2009), MUSIC (Elliott et al., 2009), BTOPMC (Ao et al., 2003), le modèle de gestion des eaux de ruissellement (SWMM) (Ghosh et Hellweger, 2011) et le système de modélisation hydrologique (HEC-HMS) (Chen et al., 2011, Zhang et al. 2013).

2. Méthodologie

Dans cette partie, nous nous concentrons sur l'effet de l'échelle des sous-bassins versants sur la pertinence des différents processus hydrologiques

L'approche méthodologique peut être divisée en quatre grandes tâches :

- a) Créer les configurations avec différente subdivision de sous-bassins versants ;
- b) Simuler et calibrer le processus pluie-ruissellement ;
- c) Analyser les paramètres de sortie et la relation entre les valeurs de ces paramètres et les sous-bassins correspondants ;
- d) Déterminer le rôle de la sélection du modèle (taille du bassin versant) dans l'interprétation de l'hydrogramme de crue.

2.1. Subdivisions du bassin hydrographique

Dans HEC-HMS, un bassin fluvial est divisé en un certain nombre de sous-bassins versants basés sur un seuil de zone critique pour la génération du cours d'eau. Le seuil est la zone de drainage minimale en amont d'un canal et peut être spécifié par un pourcentage de la superficie totale du bassin versant (Kumar et Merwade, 2009). Dans notre travail, le bassin versant est subdivisé de trois différente manière en 2, 4 et 23 sous bassins représentés dans les figure 5.1, 5.2 et 5.3 avec des caractéristiques résumées dans les tableaux 5.1, 5.2 et 5.3.

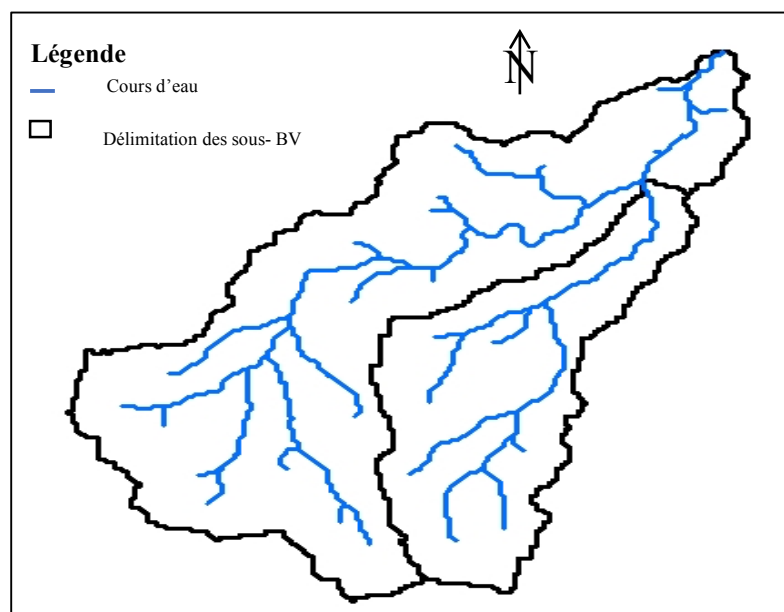
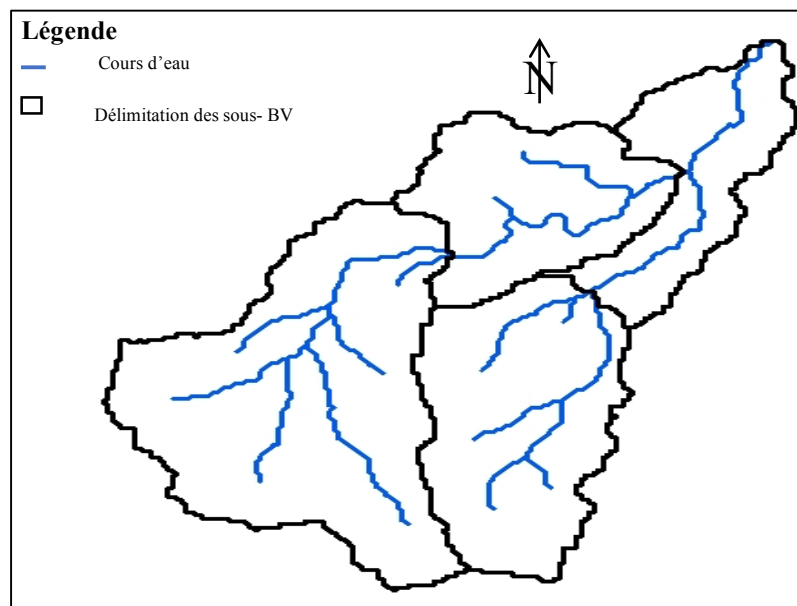


Figure 6.1. Schéma du bassin versant (a) avec 2 SB

Tableau 6.1 : Caractéristiques du bassin versant (a)

Sous Bassin	A (km ²)	pente	CN	Longueur (m)	Tc (min)	S (mm)	T _{lag} (min)	I _a (mm)
1	70,765	15,38	76,35	65896,96	667,67	78,68	400,6	15,73
2	33,195	12,67	86,49	38594,38	345,16	39,67	207,09	7,93

**Figure 6.2.** Schéma du bassin versant (b) avec 4 SB**Tableau 6.2** : Caractéristiques du bassin versant (b)

Sous Bassin	A (km ²)	pente	CN	Longueur (m)	Tc (min)	S (mm)	T _{lag} (min)	I _a (mm)
4	15,36	6,69	91,17	29999,13	322,89	24,6	193,73	4,92
7	18,54	10,12	82,54	24437,49	307,25	53,73	184,35	10,75
10	26,48	5,66	83,78	27976,71	439,17	49,17	263,5	9,83
21	43,58	19,14	73,72	40279,73	435,38	90,55	261,23	18,11

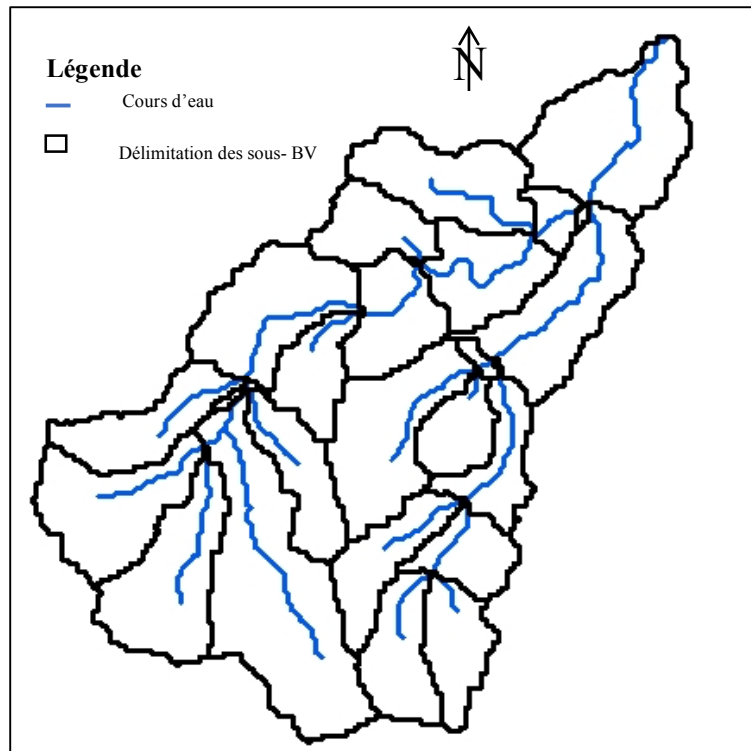


Figure 6.3. Schéma du bassin versant (c) avec 23 SB

Tableau 6.3 : Caractéristiques du bassin versant (c)

Bassin	A (km ²)	pente	CN	Longueur (m)	Tc (min)	S (mm)	T _{lag} (min)	I _a (mm)
270	8,65	7,15	80,5	17190,5	294,6	61,5	176,8	12,3
280	5,72	14,33	77,75	13819,8	190,2	72,7	114,1	14,5
290	1,16	12,67	83,67	5730,17	82,9	49,6	49,7	9,9
300	6,71	6,69	84,5	17021,9	264,8	46,6	158,9	9,3
310	4,37	11,81	81,25	11628,9	163,7	58,6	98,2	11,7
320	3,26	15,64	85	9943,5	110,7	44,8	66,4	8,9
330	4,02	10,12	84	10617,7	150,2	48,4	90,1	9,7
340	6,38	13,3	79,5	13819,8	187,2	65,5	112,3	13,09
350	2,98	10,09	81,25	9775	154,2	58,6	92,5	11,7
360	0,36	5,67	85,25	4044,8	88,8	43,9	53,25	8,8
370	3,13	8,84	89,9	13819,8	159,3	28,5	95,6	5,7
380	6,9	11,82	83,125	15673,7	195,4	51,6	117,3	10,3

390	2,54	6,97	83,9	8089,6	146,1	48,7	87,6	9,7
400	4,23	10,98	84	13482,7	174,5	48,4	104,7	9,7
410	0,21	6,81	82,125	4213,4	93,04	55,3	55,8	11,05
430	3,71	13,83	83,25	12134,5	146,6	51,1	87,9	10,2
450	13,19	16,39	85,25	24943,1	223,8	43,9	134,2	8,8
460	6,25	14,62	83	15336,6	173,4	52,02	104,05	10,4
470	6,63	15,39	85	15505,2	159,2	44,8	95,5	8,96
480	3,71	16,78	73	12977,1	191,7	93,9	115,04	18,8
490	2,74	17,12	78	9437,9	127,3	71,6	76,4	14,3
500	3,82	21,67	86	10786,2	96,9	41,3	58,1	8,3
510	3,29	18,47	86	10280,6	101	41,3	60,6	8,3

Les subdivisions du bassin hydrographique peuvent être modifiées pour améliorer l'utilité des informations d'entrée distribuées aux niveaux du bassin et de la rivière aux dépens de l'augmentation de la complexité du modèle (c'est-à-dire le nombre de paramètres). En conséquence, les sous-bassins à haute résolution peuvent soit augmenter, soit diminuer les performances du modèle, ce qui rend difficile la détermination d'une taille optimale du sous-bassin.

De plus, la difficulté de trouver des ensembles de paramètres uniques dans des modèles complexes a été rapportée dans la littérature (Gan et Bitfu, 1996; Vrugt et al., 2003) et a été attribuée aux diverses incertitudes inhérentes au modèle et Systèmes réels (Moradkhani et al., 2005). Par conséquent, les procédures de calibrage impliquant des ajustements «manuels» ou «automatiques» des valeurs des paramètres afin de faire correspondre étroitement le comportement du modèle de sortie aux observations compliquent ce problème.

2.2. Calage des différents schémas des bassins versants

L'étape initiale du calage est l'ajustement des paramètres du modèle, notre choix s'est porté sur la plateforme Hec-HMS, après avoir effectué plusieurs essais pour en choisir les paramètres à caler qui permette un ajustement approprié entre les valeurs observées et simulés. Nous avons choisi les mêmes paramètres utilisées dans le troisième chapitre c'est à dire le paramètre CN (curve number) de la fonction de production et les paramètres SCSlag (temps de retard) et K

(temps de parcours) de la fonction de transfert.

Nous commençons cette section par le calage des différents schémas du bassin versant (a) qui possède 2 sous bassins versants, (b) qui possède 4 sous bassins versants et ensuite (c) celui qui possède 23 sous bassins versants. Nous avons obtenu les paramètres optimisés pour les différents schémas représentés dans les tableaux 6.4, 6.5 et 6.6 respectivement.

Tableau 6.4 : Paramètres optimisés après le calage du schéma (a)

	CN		SCSlag (min)		K (h)	
	originales	calibrés	originales	calibrés	originales	calibrés
Sous bassin 4	76,35	76,35	400,6	400,6	-	-
Sous bassin 2	86,49	84,75	207,09	191,01	-	-
Reach 1	-	-	-	-	2,45	0,93
Reach 2	-	-	-	-	0,48	0,15

Tableau 6.5 : Paramètres optimisés après le calage du schéma (b)

	CN		SCSlag (min)		K (h)	
	originales	calibrés	originales	calibrés	originales	calibrés
Sous bassin 4	91,17	91,17	193,73	193,73	-	-
Sous bassin 7	82,54	91,31	184,35	78,53	-	-
Sous bassin 10	83,78	83,78	263,5	263,5	-	-
Sous bassin 21	73,72	58,93	261,23	206,44	-	-
Reach 1	-	-	-	-	1,04	0,39
Reach 2	-	-	-	-	1,94	5,87
Reach 3	-	-	-	-	0,68	0,28
Reach 4	-	-	-	-	0,48	0,48
Reach 5	-	-	-	-	2,45	1,12

Tableau 6.6 : Paramètres optimisés après le calage du schéma (c)

	CN		SCSlag (min)		K (h)	
	originales	calibrés	originales	calibrés	originales	calibrés
W270	80,5	99	176,8	193,7	-	-
W280	77,7	77,7	114,1	114,1	-	-
W290	83,7	99	49,7	62,2	-	-
W300	84,5	81,6	158,9	169,1	-	-
W310	81,2	81,2	98,2	98,2	-	-
W320	85	85	66,4	66,4	-	-
W330	84	84	90,1	90,1	-	-
W340	79,5	79,5	112,3	112,3	-	-
W350	81,2	81,2	92,5	92,5	-	-
W360	85,2	85,2	53,3	53,3	-	-
W370	89,9	89,9	95,6	95,6	-	-
W380	83,1	99	117,3	98,8	-	-
W390	83,9	83,9	87,6	87,6	-	-
W400	84	77,5	104,7	84,2	-	-
W410	82,1	75,7	55,8	55,1	-	-
W430	83,2	76,8	87,9	70,8	-	-
W450	85,2	59,3	134,3	109,3	-	-
W460	83	72,1	104,1	86,02	-	-
W470	85	69,4	95,5	61,6	-	-
W480	73	67,3	115,0	95,1	-	-
W490	78	71,9	76,4	62,9	-	-
W500	86	79,3	58,1	57,4	-	-
W510	86	79,3	60,6	60,4	-	-
Reach-1	-	-	-	-	2,39	2,45
Reach-10	-	-	-	-	0,33	0,50
Reach-11	-	-	-	-	1,65	12,59
Reach-12	-	-	-	-	0,19	0,04
Reach-2	-	-	-	-	0,67	0,68
Reach-3	-	-	-	-	1,9	1,94
Reach-4	-	-	-	-	1,02	1,04
Reach-5	-	-	-	-	2,44	0,48
Reach-6	-	-	-	-	0,22	0,06
Reach-7	-	-	-	-	1,85	1,89
Reach-8	-	-	-	-	0,13	0,20
Reach-9	-	-	-	-	0,5	0,76

2.3. Validation des différents schémas des bassins versants

Nous commençons cette section en montrant comment les attributs des sous-bassins versants changent pour les différents schémas de partage. Les attributs des bassins hydrographiques jouent un rôle important dans la détermination de la réponse hydrologique pour une situation météorologique donnée. Les figure 6.4, 6.5 et 6.6 représentent les hydrogrammes observés et calculés pour les différents schémas de subdivisions du bassin versant Oued Ressoul après la validation du modèle.

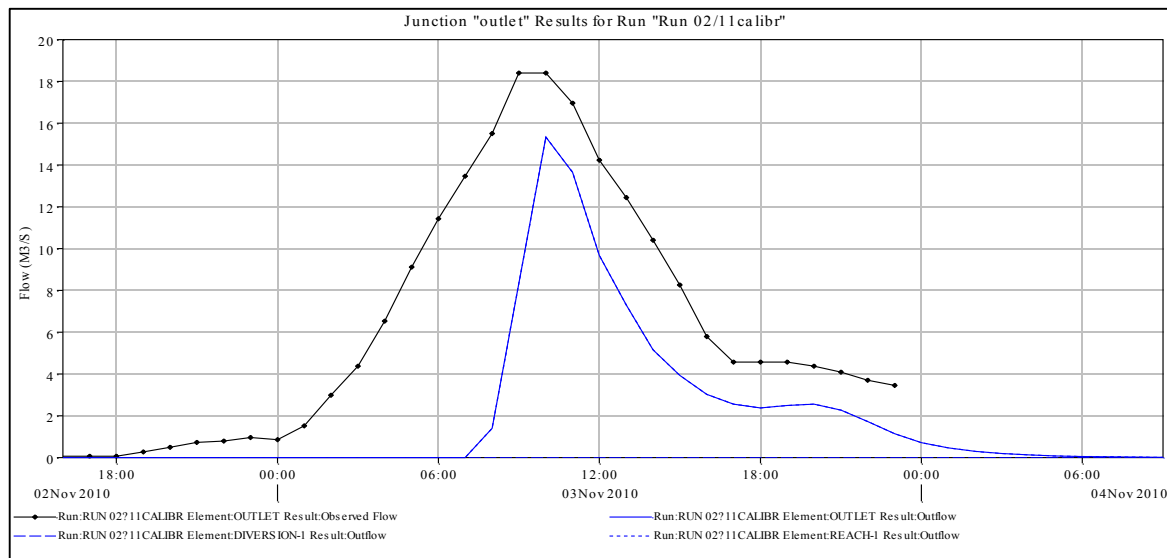


Figure 6.4. Les hydrogrammes des débits simulés et observés après la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (a)

On remarque pour ce cas de figure c'est à dire la subdivision en deux sous bassins versants que le pic est bien synchronisé et que la forme générale est respectée, malgré ça le modèle sous-estime l'hydrogramme calculé par rapport à l'hydrogramme observé, avec un débit de pointe égale à $15,3 \text{ m}^3/\text{s}$ à 10h00 contre $18,4 \text{ m}^3/\text{s}$ à 10h00 en réalité d'une différence de 16,85% et avec un volume ruisselé estimé à $282,2 (1000 \text{ m}^3)$ contre un volume observé à $743,32 (1000 \text{ m}^3)$ d'une différence de 62,03%. L'allure générale de l'hydrogramme est respectée (figure 6.4).

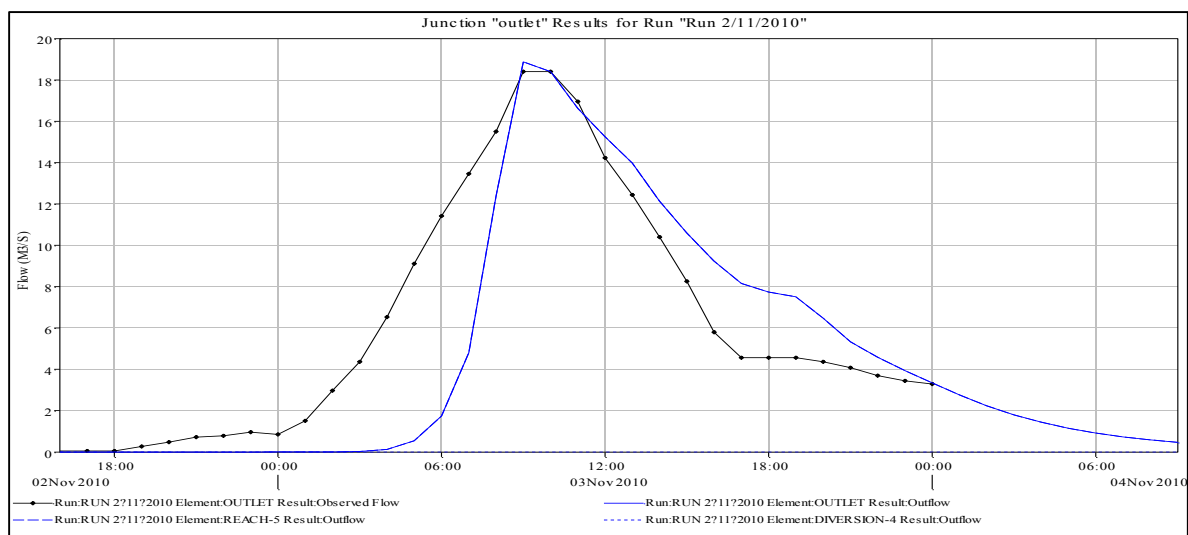


Figure 6.5. Les hydrogrammes des débits simulés et observés après la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (b)

Pour le schéma (b) celui qui se compose de quatre sous bassins versant, l'hydrogramme simulé est très satisfaisant, quoi que la forme de l'hydrogramme est modifiée sur la courbe de montée : l'hydrogramme observé monte plus rapidement, alors que l'hydrogramme calculé suppose que les pluie s'infilte encore par contre elles sont ruisselées et acheminées vers l'exutoire en réalité. Le débit de pointe est égal à 18,9 m³/s à 10h00 contre 18,4 m³/s à 10h00 en réalité d'une différence de 2,72% et avec un volume ruisselé estimer à 697,1(1000 m³) contre un volume observé à 743,32 (1000 m³) d'une différence de 6,22% (figure 6.5)

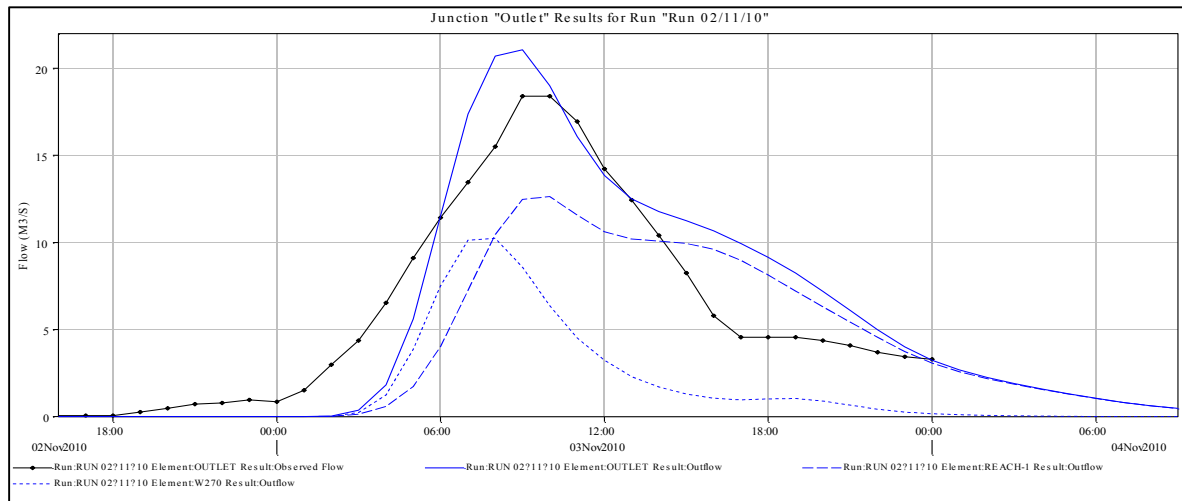


Figure 6.6. Les hydrogrammes des débits simulés et observés après la validation du modèle pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (c)

Le modèle estime le débit de pluie à 20,7 m³/s à 10h00 contre 18,4 m³/s à 10h00 en réalité d'une différence de 12,5% et avec un volume ruisselé estimer à 848,2 (1000 m³) contre un volume observé à 743,32 (1000 m³) d'une différence de 14,11%. L'allure générale de l'hydrogramme est respectée (figure6.6).

2.4. L'évaluation des différents schémas des bassins versants

L'évaluation des différents schémas des bassins versants a été effectuée par ; le coefficient Nash-Sutcliffe et le coefficient de corrélation R² (figure 6.7, 6.8 et 6.9), qui comparent les valeurs observées aux valeurs simulées par le modèle. Le tableau suivant résume les résultats d'évaluation des différentes échelles.

Tableau .6.7 : Le résumé des résultats des différentes échelles.

Schéma	Débit de pointe observé (m ³ /s)	Débit de pointe calculé (m ³ /s)	La différence en %	R ²	NSE	Volume observé (1000m ³)	Volume calculé (1000m ³)	La différence en %
a		15,3	16,85	0,55	0,62		282,2	62,03
b	18,4	18,9	2,72	0,71	0,98	743,32	697,1	6,22
c		20,7	12,5	0,89	0,99		848,2	14,11

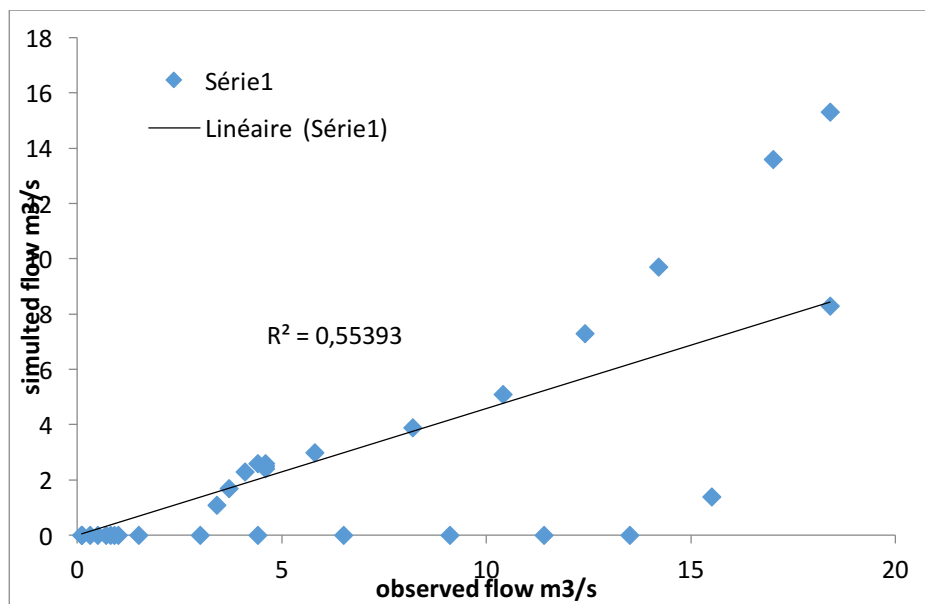


Figure 6.7. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (a)

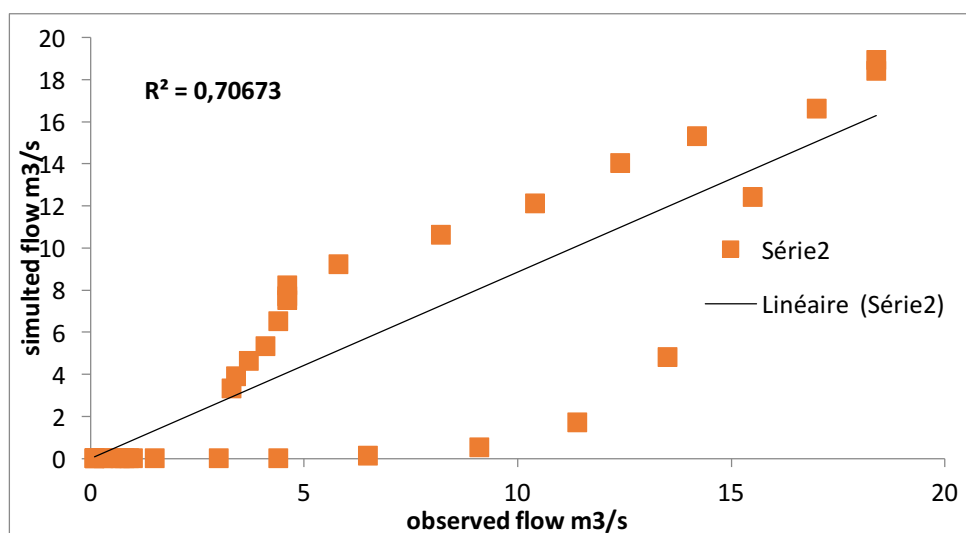


Figure 6.8. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (b)

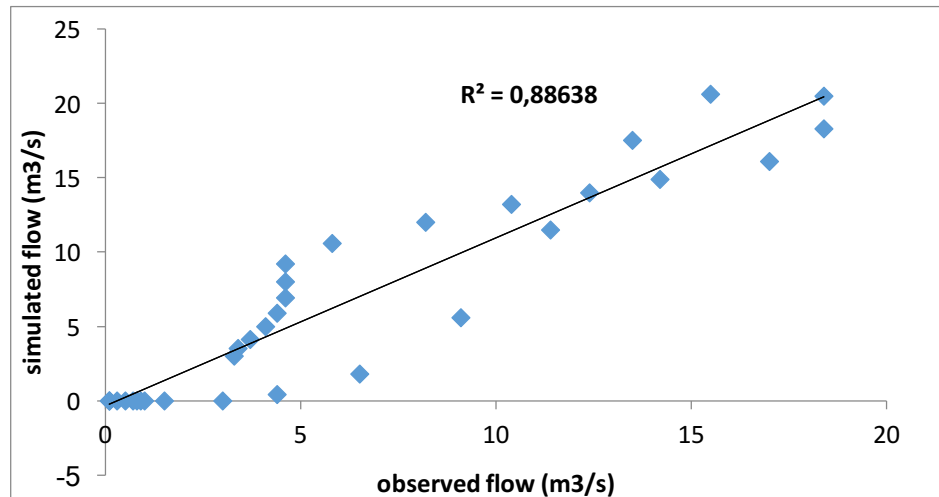


Figure 6.9. Graphe des débits observés par rapport aux débits simulés après la validation pour la période (02/11/2010-03/11/2010) pour le schéma (b)

3. Discussion des résultats

En dépit du consensus sur l'importance de choisir la taille correcte du cloisonnement des bassins hydrographiques, des lignes directrices concluantes pour le schéma de partitionnement le plus approprié pour les modèles hydrologiques semi-distribués n'ont pas encore été établies en raison de la diversité des structures de modèle utilisées, Le grand nombre de paramètres calibrés et les différentes caractéristiques topographiques et géospatiales des sites d'étude. Par exemple, il a été démontré que la taille des sous-bassins hydrographiques affecte la détermination de la magnitude du débit de pointe et que l'effet change pour différents types de tempêtes (Ghosh et Hellweger, 2011). Certains ont signalé que les grands sous-bassins hydrographiques diminuent le pic d'inondation (Muleta et al., 2007), tandis que d'autres ont conclu que l'effet peut être négligé (Cleveland et al., 2009). D'autre part, la plupart des études antérieures ont montré que le volume des crues est largement insensible à la répartition des bassins hydrographiques.

Nous analysons les différences dans ces interprétations tout en évaluant simultanément la performance du modèle en ce qui concerne l'ampleur du débit de crête et les volumes de ruissellement. Les résultats obtenus ne présente pas de différences marquées lorsque les échelles sont subdivisées en quatre et vingt-trois sous bassins versants, par contre une différence notable a été noté pour les grandes échelles c'est à dire le schéma (a) qui a deux sous bassins versants et qui peut être expliquer par la grande superficie des sous bassins versants ce qui nous mène à une grande diversification des paramètres (nature du sol, occupation du sol...etc) et qui influence d'une manière ou d'une autre sur les résultats.

4. Conclusion

Les crues éclaires, qui affectent les régions méditerranéennes, se produisent sur des pas de temps courts et peuvent concerner une gamme variée d'échelles spatiales régionales. Mais dans les bassins versants non-jaugés où les données sont rares voir non disponible, la modélisation spatiale est importante pour connaître le débit en chaque point et qui va être utile lors de la prévention contre les inondations dans ces régions.

Face à l'hétérogénéité du milieu (sol, topographie, végétation, pluie), les outils de modélisation spatialisés conçus pour prendre en compte cette variabilité ne sont pas toujours suffisants pour rendre compte de tous les mécanismes. Néanmoins, ils permettent d'apporter des éléments de réponse dans la compréhension des processus.

La comparaison des différents schémas de subdivisions du bassin versant devrait fournir l'échelle optimale de la répartition or dans notre cas les résultats étaient contradictoires en ce qui concerne l'effet de la taille du sous bassin versant sur la détermination des grandeurs de débit maximal, certains chercheurs affirment ces résultats (Ao et al., 2003; Koumar et Merwade, 2009; Ghosh et Hellweger, 2011).

Les résultats montrent que la plupart des valeurs des paramètres étalonnés sont sensibles au schéma de partage du bassin et que la pertinence relative des processus physiques, décrite par le modèle, varie en fonction de la subdivision du bassin hydrographique. En particulier, nos résultats montrent que les paramètres dérivés de différentes implémentations de modèle attribuent des pertes dans le système à des phénomènes physiques complètement différents sans un effet notable sur la performance du modèle. En comparant les trois raffinements du maillage, on remarque que la taille des sous-bassins hydrographiques affecte la détermination de la magnitude du débit de pointe et que la meilleure approche est pour le schéma (b) c'est à dire le raffinement moyen.

On note aussi que les indicateurs de performance révèlent que lorsqu'on diminue l'échelle le résultat est meilleurs.

Par contre on remarque que le coefficient de Nash diminue lorsque l'échelle des sous bassins est plus importante et qui peut être expliquer par la grande superficie des sous bassins versants ce qui nous mène à une grande diversification des paramètres (nature du sol, occupation du sol...etc) et qui influence d'une manière ou d'une autre sur les résultats.

Conclusion générale

L'estimation du Ruissellement est obligatoire pour maintenir les ressources en eau, mais dans cette région, les données surveillées sont limitées voir indisponible

L'objectif de cette étude était de mettre au point une procédure de spatialisation et de calage des modèles sous la plateforme HEC HMS à l'échelle du bassin versant de Oued Ressoul. A cet effet, nous avons pu choisir les paramètres à caler en fonction de la sensibilité du modèle et des données spatiales disponibles. Notre choix s'est porté sur les paramètres CN, SCS Lag et Muskingum K.

Les modèles ont été validé en se basent principalement sur les données hydrométriques issues de la station de mesures à l'exutoire du bassin. Nous avons choisi par la suite le modèle qui peut mieux prévoir la réponse du bassin. L'approche offre des paramètres spatialisés et véritables sur le site.

Une analyse de sensibilité a été réalisée en ajustant les différentes valeurs des paramètres à la fois sur HEC-HMS pour le bassin versant. Après avoir exécuté les modèles à plusieurs reprises, les résultats des débits simulés ont été comparés aux valeurs surveillées à l'exutoire du bassin (où la station hydrométrique est située) à chaque changement de paramètres. À cet égard, le CN, SCS Lag et paramètres K de Muskingum sont calibrés pour deux événements de précipitation, et un événement pour la validation du modèle. Les résultats de la mesure ont approuvé les résultats du modèle et ont montré que le modèle du SCS donne des résultats plus proche de la réalité que le modèle de CLARK qui donne des résultats non négligeables. Ces résultats laissent présager de la bonne efficacité du modèle, l'intégration des données, la mise en œuvre ainsi que l'ajustement des paramètres peuvent paraître relativement couteux en temps de traitement. La fonction de production du SCS CN couplé avec la fonction de transfert utilisant le paramètre de retard et le paramètre K de Muskingum permettent de modéliser de manière simple à la fois le volume ruisselé qu'infiltré du bassin d'étude. Le calage de la fonction de transfert s'avère être une bonne méthode pour ajuster le paramètre de retard et ainsi prédire plus efficacement le temps de pic. En outre, il peut aider à simuler le ruissellement dans des bassins versants de non-jaugé où il n'y a pas de station de jaugeage pour mesurer le ruissellement.

Le modèle spatialisé nécessite pour une application fiable une quantité importante de mesures. Cet outil de modélisation spatialisé permet de caractériser la variabilité des flux au sein du bassin et également de tenir compte de la variabilité spatio-temporelle des entrées.

Ce type d'approche est également adapté pour tester l'impact de l'occupation du sol sur l'échelle des sous-bassins versants.

À cet égard nous avons établi la paramétrisation à l'échelle des sous bassins versants, pour évaluer l'effet de la subdivision sur l'hydrogramme à l'exutoire.

La comparaison des différents schémas de subdivisions du bassin versant devrait fournir l'échelle optimale de la répartition or dans notre cas les résultats étaient contradictoires en ce qui concerne l'effet de la taille du sous bassin versant sur la détermination des grandeurs de débit maximal.

Par contre, on note que par rapport aux indicateurs d'évaluation, à savoir le coefficient de Nash et aussi le coefficient de corrélation R^2 , on a remarqué qu'en augmentant la subdivision ses indicateurs s'améliorent. Ce résultat s'ajoute au corpus de preuves démontrant que le changement de la taille des sous bassins versant étalonnés automatiquement dans les modèles hydrologiques peuvent conduire à une mauvaise prescription de la dynamique interne de la production et du transport du ruissellement. En outre, elle démontre que la mise en œuvre du modèle ajoute une nouvelle dimension au problème de la non-singularité dans les modèles hydrologique.

Référence bibliographique

- AIS and LUS, 1990. Watershed atlas of India, Department of Agriculture and Cooperation. All India soil and land Use survey. IARI Campus, New Delhi.
- Abbott, M. B., Bathurst, J. C, Cunge, J. A., O'Connell, P. E. & Rasmussen, J., 1986a. An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE". 1: History and philosophy of a physically-based distributed modelling system. *J. Hydrol.* 87, 45-59.
- Abbott, M. B., Bathurst, J. C, Cunge, J. A., O'Connell, P. E. & Rasmussen, J., 1986b. An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE". 2: Structure of a physically-based distributed modelling system. *Hydrol.* 87, 61-77.
- Amboise B., Gounot M., Mercier J.L., 1982. Réflexions sur la modélisation mathématique du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant. *Rech Géogr. À Strasbourg*, 19/20/21/, 5-24.
- Amboise B., 1991. Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré – Processus et modèles. Séminaire « Les Flux dans les Volumes Pédologiques et à leur limites : Approches à l'échelle spatiale du bassin versant » du Conseil Scientifique du Département « Science du Sol » de l'INRA, Dijon, 26-27/03/1991. CEREG, Strasbourg, 53p.
- Amboise B., 1999. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré. *Rev. Sci. Eau* 12/1, 123-153.
- Ao, T. Q., Yoshitani, J., Takeuchi, K., Fukami, K., Mutsuura, T., and Ishidaira, H., 2003: Effects of sub-basin scale on runoff simulation in distributed hydrological model: BTOPMC, Weather Radar Information and Distributed Hydrological Modeling, IAHS-AISH Publication, 282, 1–7.
- Arbind K., Verma Madan K., Jha Rajesh K., Mahana., 2010. Evaluation of HEC-HMS and WEPP for simulating watershed runoff using remote sensing and geographical information system, *Paddy Water Environ* (2010) 8:131–144 DOI 10.1007/s10333-009-0192-8.
- Aron, G., Miller, A.C., Lakatos, D.F., 1977. Infiltration formula based on SCS curve number. *Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE*, Vol.103, N IR4, pp.419-427
- Arnold JG, Srinivasan R, Muttiah RS, Williams JR (1998) Large area hydrologic modeling and

- assessment Part1: model development. *J Am Water Resour Assoc* 34:73–89.
- Baptista, M. (1990). Contribution à l' étude de la propagation de crues en hydrologie. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- Beven K.J., Kirkby M.J., 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 2/3, 43/69.
- Beven, K.J. et O'Connell, P.E., 1982. On the role of physically based distributed modeling in hydrology. Institute of hydrology, Wallingford, UK, 36p.
- Beven, K.J. and Binley, A.M., 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction, *Hydrological Processes*, 6, p.279–298.
- Beven K., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in hydrological modelling. *Advances in Water Ressources* 16: 41-51.
- Beven K., 2000. Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences* 4(2): 203-213.
- Blöschl G, Sivapalan M. 1995. Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes* 9: 251-290.
- Blöschl G. and Grayson R., 2000. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*, Cambridge University Press, 404 pp., Cambridge.
- Bouziane A., 2009 : Cours de modélisation hydrologique. École MOHMMADIA d'ingénieurs, Université Mohammed V, Rabat. 120p.
- Boulmaiz T., 2016. Contribution dans la modélisation de la relation pluie-débits. Thèse de Doctorat université Kasdi Merbah Ouargla.
- Brocca L., Melone F., Moramarco T., Singh V.P., 2009. Assimilation of observed soil moisture data in storm rainfall–runoff modelling. *Journal of Hydrologic Engineering* 14, 153–165.
- Bruneau P., 1992. Modélisation hydrologique distribuée influence de la topographie et des sols; application au transfert de nitrate. Thèse de doctorat:Université de Paris 6, 207p.
- Cappus, P., 1960. Etude des lois de l'écoulement - Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, A: 493-520.
- Cernesson F., Sempercs-Torres D., Lavabre J., 1993. Changes in the hydrological response of a small Mediterranean basin a year after a wildfire, *Journal of Hydrology*, Volume 142, Issue 1-4, 1993,pp. 273-299
- Chahinan N., 2004. Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole. Thèse de l'Ecole Doctorale de l'université de Montpellier II.

- Charlier J-B., 2007. Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical. *Hydrologie*.
- hen, F., Xie, J., and Chen, X., 2011. Effects of spatial scale on distributed flood simulation based on HEC-HMS Model: A Case of Jinjiang Watershed, Fujian, China, *Geoinformatics, 19th International Conference*, 1–5.
- Chocat B. 1997. *Encyclopédie de l'hydrologie urbaine et de l'assainissement*. Lavoisier, Paris.
- Chow, V.T., Maidment, D.R. et Mays, L.W., 1988. *Applied hydrology*. McGraw-Hill International Editions, New York, 572 pp.
- Chu, H. J. and Chang, L. C., 2009. Applying Particle Swarm Optimization to Parameter Estimation of the Nonlinear Muskingum Model, *J. Hydrol. Eng.*, 14, 1024–1027.
- Clarke R.T., 1973. A review of some mathematical models used in hydrology, with observation on their calibration and used. *J. Hydrol.*, 19, 1-20.
- Cleveland, T. G., Luong, T., and Thompson, D. B., 2009. Watershed subdivision for modeling, *World Environmental and Water Resources Congress, Great Rivers*, 6527–6536.
- Crawford, N.H. et Linsley, R.K., 1966. *Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV*, Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, California.
- Cunge, J. A., 1969. On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum Method), *J. Hydraul. Res.*, 7, 205–230.
- Di Castri, F. et Hadley, M., 1988. Enhancing the credibility of ecology: Interacting along and across hierarchical scales. *Geojournal*, 17 (1), 5-35.
- Diskin M.H. Krzysztofawics R., 1978. Moisture accounting watershed model for single storm events based on time area concept., *J Hydrol*, Volume 37, Issue 3-4, pp. 261-294.
- Diskin, M.H. et Nazimov, N., 1995. Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process. *Journal of Hydrology*, 172(1-4): 313-330.
- Dooge, J.C.I., 1983. On the study of water. *Hydrological Sciences Journal*, 28, 439-462.
- Duan, Q., Sorooshian, S. and Gupta, V.K., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.*, 28(4): 1015-1031.
- Dunne, T. et Black, R.D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, 6: 1296-1311.
- Dunne, T., 1983. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *Journal of Hydrology*, 65(1-3): 25-48.
- Edijatno E., Michel C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres, *Houille*

- Blanche, N°2, 113-122.
- Elliott, A. H., Trowsdale, S. A., and Wadhwa, S., 2009. Effect of Aggregation of On-Site Storm-Water Control Devices in an Urban Catchment Model, *J. Hydrol. Eng.*, 14, 975–983.
- Flügel, W.-A., 1995. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrol. Process.* 9 (3–4),423–436.
- Franchini M.,Pacciani M., 1991. Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models, *Journal of Hydrology*, N122, pp.161-219
- Gaume E., 2002. Element d'analyse des crues éclair Thèse de l'ENGREF : 359p.
- Gan, T. Y. and Biftu, G. F., 1996. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: Optimization algorithms, catchment conditions, and model structure, *Water Resour. Res.*, 32, 3513–3524.
- Genereux, D.P. et Jordan, M., 2006. Interbasin groundwater flow and groundwater interaction with surface water in a lowland rainforest, Costa Rica: A review. *Journal of Hydrology*, 320(3-4): 385-399.
- Ghosh, I. and Hellweger, F. L., 2007. Effects of spatial resolution in Urban hydrologic simulations, *J. Hydrol. Eng.*, in press, 2011. *Hydrology National Engineering Handbook*, Chapter 7: Hydrologic Soil Groups. National Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture.
- Gnouma, R., 2006. Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron. INSA Lyon.
- Green, W.A. et Ampt, G.A., 1911. Studies on soil physics, 1: The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4(1): 1–24.
- Gupta V.K., Waymire E., Wang C.T., 1980. A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology *Water Resources Research*. Vol 16 n°5 : 855-862.
- Haberlandt U., Klöcking B., 2002. Impact of land use changes on water dynamics--a case study in temperate meso and macroscale river basins - *Physics and Chemistry of the Earth B*, 27(9-10): 619-629.
- Hawkins R.H., 1978. Runoff Curve Numbers with Varying Site Moisture., *Journal of the Irrigation and Drainage division, ASCE*, Vol. 104, N° IR4, pp. 389-398.
- Henine H., Interfaçage entre un modèle hydrologique / modèle hydrodynamique au sein d'un

- système d'information intégré sous web incluent les SIG.
- Hewlett, J.D. et Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: W.E.S.a.H.W. Lull (Editor), *Forest Hydrology*. Pergamon Press, pp. 275-290.
- HJELMFELT A., 1987. Modeling hydrologic and water quality responses to grass waterways, *Journal of Hydrologic Engineering*, Volume 4, Issue 3, 1999, pp.251-256.
- Hreiche A., 2003. Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen. *Hydrologie*. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, Français.
- Holtan H., 1961. A concept for infiltration estimates in watershed engineering, US Department of Agricultural Research Service.
- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union*, 14: 446-460.
- Ibrahim-Bathis K and Ahmed S. A., 2016. Rainfall-runoff modelling of Doddahalla watershed—an application of HEC-HMS and SCN-CN in ungauged agricultural watershed Arab J Geosci 9:170. Doi :10.1007/s12517-015-2228-2.
- Indarto, 2002. Découpages spatiaux et conséquences sur le bilan hydrologique – Application au bassin de l'Orb à travers une démarche de modélisation 41 hydrologique distribuée, Thèse de doctorat, École nationale du génie rural, des eaux et des forêts, Montpellier, 258 p.
- Jayakrishnan R, Srinivasan R, Santhi C, Arnold JG., 2005. Advances in the application of the SWAT model for water resources management. *Hydrol Processes* 19:749–762.
- Jones N.L., Wright S.G., Maidment D.R., 1990. Watershed delineation with triangle-based terrain models. *Journal of Hydraulic Engineering*. Vol 116 n°10 : 1232-1251.
- Indarto K., 2002. Découpages spatiaux et conséquences sur le bilan hydrologique – Application au bassin de l'Orb à travers une démarche de modélisation hydrologique distribuée. Thèse : ENGREF Monpolier, p 252.
- Kartiwa B., 2004. Modélisation du fonctionnement hydrologique des bassins versants, Application sur des bassins versants de java et Sumatra. Thèse de l'Ecole Doctorale d'Angers, 179 p.
- Kashid, S., Ghosh, S., and Maity, R., 2010. Streamflow Prediction using Multi-Site Rainfall Obtained from Hydroclimatic Teleconnection, *J. Hydrol.*, 395, 23–38.
- Kablouti M., Ouerdachi L, Berhail S., 2015. The use of weather radar for rainfall runoff modeling, case of Seybouse watershed (Algeria). *Arab J Geosci* 8:1–11. Doi :10.

- 1007/s12517-013-1224-7.
- Klêmes V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences*, 31(1,3): 13-24.
- Kumar, S. and Merwade, V., 2009. Impact of watershed subdivision and soil data resolution on model calibration and parameter uncertainty, *J. Am. Water Resour. As.*, 45, 1179–1195.
- Legates, D.R., and McCabe G.J., 1999. Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Res.* 35(1): 233-241.
- Lerat J., 2009. Quels apports hydrologiques pour les modèles hydrauliques ? Vers un modèle intégré de simulation des crues. Thèse de doctorat Université Pierre et Marie Curie Ecole Doctorale 398 *Géosciences et Ressources Naturelles*
- Lerner, A., 1997. Groundwater recharge. In: S.O.M.d.C. P. (Editor), *Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments*. Balkema, Rotterdam.
- Madsen H., 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* 235: 276-288.
- Majidi and Shahedi, 2012. Simulation of rainfall-runoff process using HEC-HMS model for Balijore Nala watershed, Odisha, India.
- Manoharan A, Murugappan A., 2012. Estimation of runoff in an ungauged rural watershed, Tamil Nadu State, India. *Int J Eng Sci Technol (IJEST)* 4(02):449–456.
- Martin PH, LeBoeuf EJ, Dobbins JP, Daniel EB, Abkowitz MD., 2005. Interfacing GIS with water resource models: a state-of-the-art review. *J Am Water Res Assoc* 41:1471–1487.
- Masoud M., 2015. Rainfall-runoff modeling of ungauged Wadis in arid environments (case study Wadi Rabigh Saudi Arabia). *Arab J Geosci* 8:2587–2606. doi:10.1007/s12517-014-1404-0.
- McCuen, R. H., Knight, Z., and Cutter, A. G., 2006. Evaluation of the Nash–Sutcliffe efficiency index, *J. Hydrol. Eng.*, 11, 597–602.
- Melching, C. S., 1995. Reliability estimation, in *Computer Models of Watershed Hydrology*, edited by V. P. Singh, pp. 69–118, *Water Resour. Publ.*, Highlands Ranch, Colo.
- Miao, C. Y., Duan, Q. Y., Sun, Q. H., and Li, J. D., 2013. Evaluation and application of Bayesian Multi-model estimation in temperature simulations, *Prog. Phys. Geogr.*,

- doi:10.1177/0309133313494961.
- Moradkhani, H., Hsu, K. L., Gupta, H., and Sorooshian, S., 2005. Uncertainty assessment of hydrologic model states and parameters: Sequential data assimilation using the particle filter, *Water Resour. Res.*, 41, W05012, doi:10.1029/2004WR003604.
- Morel-Seytoux, H.J., 1978. Derivation of equations for variable rainfall infiltration. *Water Resources Research*, 14(4): 561-568.
- Moriasi D. N, Arnold J. G, Van Liew M. W, Bingner R. L, Harmel R. D, Veith T. L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations.” *Transactions of the ASABE*, Vol. 50(3): 885–900.
- Mourad,A., 1978, Les modélisation du ruissellement sur une parcelle semi-urbaine. Thèse Docteur Ingénieur, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier,195p.
- Moussa, R. et Bocquillon, C., 1996. Algorithms for solving the diffusive wave flood routing equation. *Hydrological Processes*, 10(1): 105-123.
- Muleta, M. K., Nicklow, J. W., and Bekele, E. G., 2007. Sensitivity of a distributed watershed simulation model to spatial scale, *J. Hydrol. Eng.*, 12, 163–172.
- Musy, A., 2003. <http://hydram.epfl.ch/>. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagements (ISTE/HYDRAM).
- Nash J.E., and Sutcliffe J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models: Part 1. A discussion of principles. *J. Hydrology* 10(3): 282-290.
- Nelder J, Mead R., 1965. A simplex method for functional minimization. *Computing Journal* 9: 308-313.
- Payraudeau S., 2002. Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. Thèse : Sciences de l'Eau, UMR Structures et Systèmes Spatiaux Cemagref-Engref, Engref de Montpellier (France).
- Pedram E., and Rashidi M., 2014. Studying the efficiency of HEC-HMS models in simulating the flood of the Kordan stream, *Advances in Natural and Applied Sciences*, 8(5) May 2014, Pages: 463-468.
- Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*, 84: 257–267.
- Razi M.A.M and al., 2010. Flood Estimation Studies using hydrologic modelling system (Hec-Hms) for Johor River, Malaysia, *Journal of applied sciences*, 10 (11): 930-939.
- Refsgaard J, Knudsen J., 1996. Operational validation and intercomparison of different types

- of hydrological models. *Water Resources Research* 30(7): 2189-2202.
- Refsgaard J., 1997. Parametrisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology* 198: 69-97.
- Reinelt L.E., Velikanje J., Bell E.J., 1991. Development and Application of a Geographic Information-System for Wetland Watershed Analysis. *Computers, Environ Urban Syst* 15:239–251.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, 1(5): 318–333.
- Rosenbrock H., 1960. An automated method of finding the greatest or least value of function. *Computing Journal* 3: 175-184.
- Ruelland, D., Ardoin-Bardin, S., Billen, G., and Servat, E., 2008. Sensitivity of a lumped and semi-distributed hydrological model to several methods of rainfall interpolation on a large basin in West Africa, *J. Hydrol.*, 361, 96–117.
- Santhi C.J.G., Arnold J.R., Williams W.A., Dugas R., Srinivasan, and Hauck L.M., 2001. Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. *J. American Water Resources Assoc.* 37(5): 1169-1188.
- Sautier.L. ,Delleur J.W., 1980. Calibration and sensitivity analysis of the STORM continuous flow simulation model., *Houille Blanche*, Volume 4-5, 1980,pp. 339-344.
- Scharffenber, W., Ely P., Daly S., Fleming M., and Pak J., 2010. Hydrologic modeling system (HEC-HMS): physically-based simulation components, 2nd Joint Federal Interagency Conf., Las Vegas, NV.
- Schaefli B., and Gupta H.; V., 2007. Do Nash values have value?, *Hydrol. Process.*, 21, 2075–2080, doi:10.1002/hyp.6825.
- Sempere Torres D., Rodriguez J.Y., Obled,C.,1990. Using the DPFT approach to improve flash flood forecasting models, *Natural Hazards*, Volume 5, Issue 1, 1992, pp. 17-41
- SHF [Ed.], 1971. Les modèles Hydrologiques en hydrologie de Surface. *La Houille Blanche*, 2/3, 184p.
- Singh VP., 1994. Accuracy of kinematic wave and diffusion wave approximations for spaceindependent flows. *Hydrological Processes* 8: 45-62.
- Singh, V.P., 1995. *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Colorado.

- Soil Conservation Service, 1972. National Engineering HandBook, Section 4, Hydrology. US 444 Departement of agriculture, US Governement Printing office, Washington, DC.
- Sugawara M., Watambe I., OZAKI, E., Katsuyame Y., 1983. Reference for the tank model. National research center for disaster prevention, Tokyo, 1983., p226
- Sugawara M., 1995. Tank Model. Computer Models of Watershed Hydrology. Edited by V.P. SINGH. Louisiana State University : Water Resources Publications, pp.165-214.
- Thom, R., 1979. Modélisation et scientificité. Actes du colloque Elaboration et justification des modèles : applications en biologie, Paris, Maloine Editeur, Tome I, 21-29.
- Tramblay Y., Bouvier C., Martin C., Didon-Lescot J.-F., Todorovik D., Domergue J.-M., 2010. Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall-runoff modeling, *Journal of Hydrology* 387, 176–187.
- Tripathi, M. P., Raghuwanshi, N. S., and Rao, G. P., 2006. Effect of watershed subdivision on simulation of water balance components, *Hydrol. Process.*, 20, 1137–1156.
- UNESCO., 1992. International glossary of hydrology; Glossaire international d'hydrologie. UNESCO, WMO, Paris, Genève, 413 pp.
- USACE., 1994. Flood-Runoff Analysis Engineering Manuel. N° 110-2-1417, Washington. 214p.
- USACE., 2000. Hydrologic Modeling System HEC-HMS. Technical Reference Manual, US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 41–104.
- USDA-SCS., 1985. National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology, Washington, DC.
- Vauclin M., 1984. Infiltration in unsaturated soil. Fundamentals of transport phenomena in porous media : 259-313 Bear J. et M.Y. Corapcioglu (eds), NATO.
- Verma AK, Jha MK, Mahana RK., 2010. Evaluation of HEC-HMS and WEPP for simulating watershed runoff using remote sensing and geographical information system. *Paddy Water Environ* 8:131–144.
- Vrugt, J. A., Gupta, H. V., Bouten, W., and Sorooshian, S., 2003. A shuffled complex evolution metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters, *Water Resour. Res.*, 39, 1021, doi:10.1029/2002WR001642.
- Wheater HS, Jolley TJ, Onof C, Mackay N, Chandler RE., 1999. Analysis of aggregation and disaggregation effects for grid-based hydrological models and the development of improved precipitation disaggregation procedures for GCMs. *Hydrol Earth Syst Sci* 3:95–108.
- Williams G.P., Wolman M.G., 1984. "Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers". U.S.

Geological Survey Professional Paper 1286.

Zhang H. L. and al., 2013. The effect of watershed scale on HEC-HMS calibrated parameters: a case study in the Clear Creek watershed in Iowa, US, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2735–2745.

Zhang XS, Srinivasan R, Debele B, Hao FH., 2008. Runoff simulation of the headwaters of the Yellow River using the SWAT model with three snowmelt algorithms. *J Am Water Res Assoc* 44:48–61.