

UNIVERSITE SAAD DAHLAB DE BLIDA

Faculté de Technologie

Département des sciences de l'eau et environnement (ex. Génie Rural)

THESE DE DOCTORAT

En Génie Rural

IMPACT DES PARTICULES FINES SUR LA RECHARGE DES NAPPES A
PARTIR DES LACHERS DE BARRAGES - APPLICATION AU BARRAGE DE
BOUKOURDANE (TIPAZA)

Par

Nassima TADRIST

Devant le jury composé de :

Prof. GUENDOUZ Abdelhamid	Univ. Blida 1	Président
Prof. REMINI Boualem	Univ. Blida 1	Promoteur
Mca. MESSAOUD NACER Nasreddine	Univ. Blida 1	Examineur
Prof. HAMOUDI SAAD Abdel Amir	Univ. Chlef	Examineur
Prof. BOUTOUTAOU Djamel	Univ. Ouargla	Examineur
Prof. DEBABECHE Mahmoud	Univ. Biskra	Examineur

Blida, 22 Février 2020

ملخص

تتميز منطقة البحر الأبيض المتوسط والمناطق شبه القاحلة بظروف طبيعية قاسية تتميز بمناخ شديد العدائية في الخريف مع هطول أمطار غير منتظمة للغاية. إن أهمية مشاكل طمي السودان على إمدادات مياه الشرب في المغرب من أجل نمذجة (SWAT) العربي راسخة. تستخدم أطروحة الدكتوراه النمذجة من نموذج شبه موزع موزعة مادياً ترسيب السودان بشكل تنبؤي من ناحية وتحديد المناطق الأكثر إشكالية من حيث التآكل في نظراً لتطورها المحتمل. في خطوة ثانية ، تم النظر في قضية سد بوكوردان. تم اختيار هذا السد لأنه له مصلحة استراتيجية في توفير مياه الشرب للسكان المحليين والري من جهة ويستخدم لإعادة التحميل عن طريق إطلاق السودان من المياه الجوفية التي كانت توفرها المياه سابقاً". واد الهاشم من ناحية أخرى. في هذه المياه الجوفية يتم الضخ للري المحلي. إن إطلاق السودان جلبت معها جزيئات دقيقة ، والتي ، من خلال التراكم ، شكلت تدريجياً كعكة من الجسيمات التي قللت بشكل كبير من الموصلية الهيدروليكية للحقل الأسير وبالتالي قدرة المياه الجوفية على إعادة الشحن. تعديل نظام الإطلاق من حيث معدلات التدفق ، ومدة وتواتر الإطلاقات يجعل من الممكن الحد من هذا الطمي والحفاظ على الموصلية الهيدروليكية الكافية للسماح بإعادة الشحن الاصطناعي بكفاءة

ABSTRACT

The Mediterranean and semi-arid zones present harsh natural conditions characterized by a very aggressive climate in autumn with very irregular rainfall. The importance of the problems of silting up dams on the supply of drinking water in Maghreb is no longer to be demonstrated. This doctoral thesis uses modeling based on a semi-distributed physically based model (SWAT) in order to predictively model the siltation of dams on the one hand and to identify the most problematic zones in terms of erosion in Their possible layout. In the second stage, the case of the Boukourdane dam is envisaged. This dam has been chosen because it has both a strategic interest in the supply of drinking water to local populations and irrigation on the one hand and is used for recharge by releasing barrage of the water table formerly fed by wadi El Hashem on the other hand. It is in this water table that the pumping is carried out for the local irrigation. The release of dams brought with them fine particles which accumulated progressively formed a cake of particles which drastically decrease the hydraulic conductivity of the field capturing and consequently the capacity of the water table to recharge. A change in the release rate in terms of flow rates, duration and frequency of releases makes it possible to

limit this siltation and to preserve a sufficient hydraulic to allows an efficiency water table recharge.

RESUME

Les zones méditerranéennes et semi-arides présentent des conditions naturelles rudes caractérisées par un climat très agressif en automne avec des précipitations très irrégulières. L'importance des problèmes d'envasement de barrages sur l'approvisionnement en eau potable dans Maghreb n'est plus à démontrer. Cette thèse de doctorat utilise la modélisation à partir d'un modèle physiquement basé semi distribué (SWAT) afin de modéliser de manière prédictive l'envasement des barrages d'une part et d'identifier les zones les plus problématiques en matière d'érosion en vue de leur aménagement éventuel. Dans un deuxième temps, le cas du barrage Boukourdane est envisagé. Ce barrage a été choisi car revêtu à la fois un intérêt stratégique en matière d'approvisionnement en eau potable des populations locales et l'irrigation d'une part et est utilisé pour la recharge par lâchers de barrage de la nappe phréatiques autrefois alimentée par l'oued El Hachem d'autre part. C'est dans cette nappe phréatique que sont effectués les pompages pour l'irrigation locale. Les lâchers de barrages ont entraîné avec eux des particules fines qui en s'accumulant ont progressivement formé un cake de particules qui ont drastiquement diminuer la conductivité hydraulique du champ captant et par conséquent la capacité de la nappe phréatique à se recharger. Une modification du régime des lâchers en matière débits, durée et fréquence de lâchers permet de limiter cet envasement et de préserver une conductivité hydraulique suffisante pour permettre un recharge artificielle efficiente.

REMERCIEMENTS

Il est toujours difficile d'écrire des remerciements tant le nombre de personnes qui ont contribué de près ou de loin sont nombreuses un projet de thèse de doctorat.

Mes premières pensées vont naturellement vers ma famille en Algérie et en Belgique qui m'ont accompagné au quotidien durant cette très longue période pleine de péripéties.

Je tiens à remercier Monsieur le professeur Boualem Remini, le promoteur de cette thèse de doctorat, qu'il reçoive au travers de ces quelques mots toute ma gratitude pour ses conseils avisés et sa patience.

Mes pensées vont ensuite à Monsieur Djilali Bensafia pour m'avoir aidé dans les démarches administratives et pour son soutien moral.

Je remercie mes encadrants en Belgique : Monsieur le professeur Dimitri Xanthoulis et Madame le professeur Aurore Degré, pour m'avoir accueilli dans le service modèle eau sol plante.

Finalement, je remercie toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à l'élaboration de cette thèse :

- Monsieur Mouloud de l'ANRH de Blida pour m'avoir fourni les données du champ captant de la plaine alluviale du barrage de Boukourdane.
- Monsieur Aït Messoudène pour m'avoir fourni les données météorologiques des différentes stations utilisées pour la modélisation avec le modèle SWAT.
- Monsieur Medjani qui a réalisé l'étude pédologiques et les observations relatives à l'occupation du sol.

TABLE DES MATIERES

RESUME	02
ABSTRACT	03
REMERCIEMENTS	04
TABLE DES MATIERES	05
Liste des illustrations, graphiques et tableaux	06
Liste des symboles et des abréviations	10
INTRODUCTION GENERALE	11
CHAPITRE 1 LES MODELS HYDROLOGIQUES ET D'EROSION	
1.1. Bref historique	19
1.2. Les modèles hydrologiques	23
1.2.1. Les modèles « boîte noire »	23
1.2.2. Les modèles « déterministes »	23
1.2.3. Les modèles « conceptuels »	24
1.2.4. Les modèles hydrologiques en Algérie	30
1.2.5. Les modèles hydrologiques de bassin versant	31
1.2.6. Le modèle SWAT	32
1.2.7. Comparaison de SWAT avec d'autres modèles	34
1.2.8. Conclusion	36
1.3. Les modèles d'érosion	36
1.3.1. Bref historique	37
1.3.2. Les principaux modèles d'érosion utilisés dans le monde	38
1.3.3. Quelques modèles d'érosion fonctionnant dans la région méditerranéenne	47
1.3.4. Modélisations du transport solide dans les bassins versants algériens	48
1.3.5. Conclusion	49
CHAPITRE 2 LA ZONE D'ETUDE	
2.1. Le Barrage de Boukourdane	54
2.2. Le champ captant.	55
2.3. Les données cartographiques	57
2.3.1. Le modèle numérique de terrain	57
2.3.2. La pédologie	61
2.3.2.1. Approche méthodologique	61
2.3.2.2. La classification	62
2.3.2.3. Caractéristiques physico-chimiques des sols	63
2.3.2.4. Les sols minéraux brut	64
2.3.2.5. Les sols rendzines	64
2.3.2.6. Les sols peu évolués, non climatique, d'apport colluvial, modal	65
2.3.2.7. Les sols bruns calcaires à encroustement	66
2.3.2.8. Les sols bruns calcaires modaux	67
2.3.2.9. Les sols bruns calcaires vertiques	68
2.3.2.10. Les sols d'apport alluviaux modaux	69
2.3.3. L'occupation du sol	70
2.3.4. La géologie	70

2.3.5. L'évapotranspiration potentielle	70
2.3.6. Les données météorologiques	70
2.3.6.1. Les types d'erreur	71
2.3.6.2. Correction des erreurs	71
2.3.6.3. Calcul de l'évapotranspiration potentielle	74

CHAPITRE 3

MODELISATION HYDROLOGIQUE A L'AIDE DU MODELE SWAT

3.1. Introduction	75
3.2. Présentation du modèle	77
3.3. Fonctions de production des flux d'eau	80
3.4. La fonction de transfert des flux d'eau	95
3.5. Rendement en sédiment	99
3.6. Simulation du bilan hydrique	103
3.7. Analyse de sensibilité	104
3.8. Calibration et validation	104
3.9. Evaluation des performances du modèle	106
3.10. Traitement des données météorologique	108
3.11. Détermination du contour du bassin versant	109
3.12. Détermination du niveau de seuillage	117

CHAPITRE 4

IMPACT DES PARTICULES FINES SUR LA RECHARGE DE LA NAPPE

4.1. Introduction	120
4.2. Evaluation du transport solide	120
4.3. Evaluation de la recharge du champ captant	121
4.4. Résultats	123
4.5. Bilan des apports solides	127
4.6. Bilan de la recharge du champ captant	130
4.7. Discussion	132
4.8. Conclusion	133

CONCLUSION GENERALE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

LISTE DES ILLUSTRATIONS, GRAPHIQUES ET TABLEAUX

Figure 1.1	Classification des principaux modèles hydrologiques	21
Figure 1.2	Concept de modèle conceptuel semi distribué	24
Figure 2.1	Localisation de la zone d'étude	52
Figure 2.2	Précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Boukourdane	54
Figure 2.3	Variation interannuelle et moyenne annuelle des précipitations à la station de Boukourdane	54
Figure 2.4	Localisation des puits (P) et forages (F) du champ captant par rapport au barrage de Bourkourdane	56
Figure 2.5	Transects réalisés sans le modèle numérique de terrain	58
Figure 2.6	Transect réalisé suivant le profil n°1	59
Figure 2.7	Transect réalisé suivant le profil n°2	59
Figure 2.8	Transect réalisé suivant le profil n°3	59
Figure 2.9	Transect réalisé suivant le profil n°4	60
Figure 2.10	Transect réalisé suivant le profil n°5	60
Figure 2.11	Transect réalisé suivant le profil n°6	60
Figure 2.12	Représentation 3D du modèle numérique de terrain résultant	61
Figure 2.13	Profil de sol Rendzine	63
Figure 2.14	Profil de sol peu évolué, non climatique, d'apport colluvial, modal	66
Figure 2.15	Profil de sols bruns calcaire à encroûtement	67
Figure 2.16	Profil de sol brun calcaire modal	67
Figure 2.17	Profil de sols bruns calcaire vertiques	68
Figure 2.18	Profil d'un sol d'apport alluvial modal	69
Figure 2.19	Carte des sols de la région d'étude avec implantation des profils observés et échantillonnés.....	70
Figure 2.20	Homogénéité des séries chronologiques	72
Figure 2.21	Corrélation des pluies cumulées des stations pluviométriques de Bordj Ghobrini et de Boukourdane	73
Figure 2.22	Corrélation des pluies cumulées des stations pluviométriques de Menaceur et de Boukourdane	73
Figure 2.23	Comparaison de différentes formules d'évaluation de l'évapotranspiration potentielle	74
Figure 3.1	Schéma du cycle hydrologique terrestre de l'eau	77
Figure 3.2	Schéma du développement historique du modèle SWAT	78
Figure 3.3	Schématisation des flux verticaux pris en compte par le modèle hydrologique SWAT	80
Figure 3.4	Schématisation des flux latéraux pris en compte par le modèle hydrologique	87
Figure 3.5	Schématisation d'une section de cours d'eau avec la méthode Muskingum et la méthode de stockage variable ...	98
Figure 3.6	Contour du bassin versant du barrage de Boukourdane	110
Figure 3.7	Découpage en sous bassins versants de l'impluvium du barrage de Boukourdane	111

Figure 3.8	Longueur de flux calculées au niveau de chacun des sous bassins versants	112
Figure 3.9	Carte de l'occupation du sol produite à partir des données satellitaires des photos aériennes et des observations de terrain	113
Figure 3.10	Carte de l'occupation du sol reclassifiée suivant la nomenclature de SWAT 2012	113
Figure 3.11	Carte pédologique au 1/50 000 réalisée pour cette thèse	114
Figure 3.12	Carte des pentes générée au départ du modèle numérique de terrain	115
Figure 3.13	Répartition des stations météorologiques et localisation de l'exutoire	117
Figure 3.14	Bilan hydrologique extrait de l'application SWAT Check	118
Figure 3.15	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2001.....	120
Figure 3.16	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2002.....	120
Figure 3.17	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2003.....	121
Figure 3.18	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2004.....	121
Figure 3.19	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2005.....	122
Figure 3.20	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2006.....	122
Figure 3.21	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2007.....	123
Figure 3.22	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2008.....	123
Figure 3.23	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2009.....	124
Figure 3.24	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2010.....	124
Figure 3.25	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2011.....	125
Figure 3.26	Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2012.....	125
Figure 4.1	Relations entre débits solides (QS) et débits liquides (QL) instantanés mesurés entre 1993/2013 sur l'Oued El Hachem.....	127
Figure 4.2	Localisation des puits et forages du champ captant par rapport au barrage de Bourkourdane.....	131
Figure A.1	Précipitations cumulées brutes de la station d'Izaben	159
Figure A.2	Précipitations cumulées corrigées de la station d'Izaben ...	159
Figure A.3	Précipitations cumulées brutes de la station du barrage de Meurad	160
Figure A.4	Précipitations cumulées corrigées de la station du barrage de Meurad	160

Figure A.5	Précipitations cumulées brutes de la station de Djebabra	161
Figure A.6	Précipitations cumulées corrigées de la station de Djebabra	161
Figure A.7	Précipitations cumulées brutes de la station du phare de Cherchell	162
Figure A.8	Précipitations cumulées corrigées de la station du phare de Cherchell	162
Figure A.9	Précipitations cumulées brutes de la station de Gouraya	163
Figure A.10	Précipitations cumulées corrigées de la station de Gouraya	163
Figure A.11	Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 1975	164
Figure A.12	Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 1980	164
Figure A.13	Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 1985	165
Figure A.14	Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 1990	165
Figure A.15	Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 1995	166
Figure A.16	Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 2000	166
Figure A.17	Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 2005	167
Figure A.18	Répartition des précipitations pour janvier 2005	168
Figure A.19	Répartition des précipitations pour février 2005	168
Figure A.20	Répartition des précipitations pour mars 2005	169
Figure A.21	Répartition des précipitations pour avril 2005	169
Figure A.22	Répartition des précipitations pour mai 2005	170
Figure A.23	Répartition des précipitations pour juin 2005	170
Figure A.24	Répartition des précipitations pour juillet 2005	171
Figure A.25	Répartition des précipitations pour août 2005	171
Figure A.26	Répartition des précipitations pour septembre 2005	172
Figure A.27	Répartition des précipitations pour octobre 2005	172
Figure A.28	Répartition des précipitations pour novembre 2005	173
Figure A.29	Répartition des précipitations pour décembre 2005	173
Figure A.30	Répartition des précipitations pour janvier 1995	174
Figure A.31	Répartition des précipitations pour février 1995	174
Figure A.32	Répartition des précipitations pour mars 1995	175
Figure A.33	Répartition des précipitations pour avril 1995	175
Figure A.34	Répartition des précipitations pour mai 1995	176
Figure A.35	Répartition des précipitations pour juin 1995	176
Figure A.36	Répartition des précipitations pour juillet 1995	177
Figure A.37	Répartition des précipitations pour août 1995	177
Figure A.38	Répartition des précipitations pour septembre 1995	178
Figure A.39	Répartition des précipitations pour octobre 1995	178
Figure A.40	Répartition des précipitations pour novembre 1995	179
Figure A.41	Répartition des précipitations pour décembre 1995	179
Figure A.42	Répartition des précipitations pour janvier 1980	180
Figure A.43	Répartition des précipitations pour février 1980	180
Figure A.44	Répartition des précipitations pour mars 1980	181
Figure A.45	Répartition des précipitations pour avril 1980	181

Figure A.46	Répartition des précipitations pour mai 1980	182
Figure A.47	Répartition des précipitations pour juin 1980	182
Figure A.48	Répartition des précipitations pour juillet 1980	183
Figure A.49	Répartition des précipitations pour août 1980	183
Figure A.50	Répartition des précipitations pour septembre 1980	184
Figure A.51	Répartition des précipitations pour octobre 1980	184
Figure A.52	Répartition des précipitations pour novembre 1980	185
Figure A.53	Répartition des précipitations pour décembre 1980	185
Tableau 0.1	Valeurs de taux d'érosion spécifiques des sols des bassins versants du Maghreb	13
Tableau 0.2	Influence des activités anthropiques sur l'érosion hydrique ..	16
Tableau 0.3	Exemples d'essais culturaux menés en Algérie	16
Tableau 0.4	Sensibilité à l'érosion en fonction du type de sol	18
Tableau 0.5	Influence des caractéristiques du sol sur l'érosion	18
Tableau 2.1	Principales caractéristiques d'un profil type de chaque sol présent dans le bassin versant	53
Tableau 2.2	Inventaire des stations météorologiques	70
Tableau 3.1	Définition des groupes hydrologiques des sols	88
Tableau 3.2	Valeurs du paramètre de ruissellement CN pour une pente de 5% en condition d'humidité moyenne (CNII)	92
Tableau 3.3	Critères statistiques utilisés pour l'analyse des résultats de modélisations sur l'impluvium du barrage de Boukourdane ..	107
Tableau 3.4	Paramètres nécessaires au calcul de l'évapotranspiration ...	109
Tableau 3.5	Correspondances établies entre l'occupation du sol de la carte des sols et la nomenclature de SWAT 2012	
Tableau 3.6	Définition des classes de pente et leur localisation	114
Tableau 3.7	Valeurs moyennes mensuelles obtenues par modélisation...	116
Tableau 3.8	Synthèse des paramètres de sols de SWAT pour les sols identifiés sur le bassin versant.....	120
Tableau 3.9	Paramètres des caractéristiques des sols.....	121
Tableau 4.1	Relations et coefficient de corrélation des débits solide et débits liquides à la station de Mesdour.....	125
Tableau 4.2	Taux d'envasement évalués par l'ANBT en 2005 pour les barrages de la région du centre de l'Algérie.....	126
Tableau 4.3	Valeurs de taux d'érosion spécifiques des sols trouvées par d'autres auteurs des bassins versants du Maghreb.....	129

LISTE DES SYMBOLES ET DES ABREVIATIONS

CE	= Conductivité Electrique [mmhos/cm]
CEC	= Capacité d'Echange Cationique [meq /100g]
HRU	= Unité de Réponse Hydrologique
MO	= Matière Organique [%]
PET	= Evapotranspiration potentielle [mm/j]

INTRODUCTION

Les zones méditerranéennes et semi-arides présentent des conditions naturelles rudes caractérisées par un climat très agressif en automne avec des précipitations très irrégulières pouvant présenter de fortes intensités dépassant les 45 mm.h⁻¹ [1].

Dans le sud du bassin méditerranéen, le climat semi-aride est un facteur prépondérant dans la gravité du phénomène d'érosion hydrique. En effet, le climat semi-aride est caractérisé par des périodes sèche et humide ainsi que de brusques variations spatio-temporelles des quantités de précipitation. L'évapotranspiration potentielle excède souvent les précipitations. Ces précipitations, dans les zones montagneuses, engendrent des écoulements torrentiels [2]. Les écoulements résultant de ce régime torrentiel arrachent les particules du sol, les transportent dans les oueds et sédimentent derrière les barrages. L'évolution climatique de ces dernières années a accentué les périodes de sécheresse qui ont touché l'ensemble des zones méditerranéennes [3][4]. Les périodes de sécheresse ont eu comme conséquence de compliquer l'approvisionnement en eau potable effectué à partir des réserves stockées au niveau des barrages. L'envasement excessif de la plupart des grands barrages algériens a considérablement limité leur volume utile et donc leur capacité réelle de stockage. Bien que le transport solide par l'eau de pluie et de ruissellement soit un processus naturel, il est fortement accentué par les activités anthropiques : surpâturage, culture sans restitution, divers méfaits comme l'incendie, dans les années 1990, de la végétation ou le déboisement fragilisant les sols qui se retrouvent parfois dégradés et laissent apparaître la roche mère. Il menace les ressources en sol et en eau non seulement par l'érosion « *on site* » et la perte de terres mais aussi par la sédimentation « *off site* ».

L'estimation du taux de sédimentation dans les barrages et leur durée de vie nécessitent une connaissance des apports solides provenant du bassin versant. La connaissance des exportations de sédiments permet de sélectionner les bassins versants qui seront prioritairement investigués et éventuellement aménagés en vue de les réduire drastiquement ou de mieux les gérer. Une analyse plus fine, recourant à une modélisation basée sur le type de sol, les pentes et le couvert végétal permettra par la suite de cibler les zones les plus sensibles à aménager au sein de ces bassins versants.

La problématique du transport solide et l'ampleur du phénomène d'envasement dans les barrages ont suscité l'intérêt de nombreux chercheurs depuis les années 1950. De nombreux modèles explicatifs du transport solide à partir de paramètres comme le débit liquide, la lame d'eau ruisselée, la superficie et la pente moyenne du bassin versant, l'humidité du sol, la pluie ont été élaborés par différents auteurs pour le Maghreb. Le tableau 0.1 reprend les principales contributions en matière d'estimation du taux d'érosion spécifique des sols ($t \cdot km^{-2} \cdot an^{-1}$), obtenu en rapportant le flux sédimentaire à l'aire du bassin versant. En d'autres termes, l'érosion spécifique est le taux d'érosion moyen sur le bassin versant.

Tableau 0.1. Valeurs de taux d'érosion spécifiques des sols des bassins versants du Maghreb.

Bassin versant / Région	Erosion spécifique des sols ($t \cdot km^{-2} \cdot an^{-1}$)	Auteurs
Abd (Algérie)	136	Achite <i>et al.</i> , 2007 [5]
Algérie orientale	145	Bourouba, 1998 [6]
Bellah (Algérie)	610	Elahcene <i>et al.</i> , 2013 [7]
Boukadir (Algérie)	446	Tadrist <i>et al.</i> , 2016 [8]
Ebda (Algérie)	1875	Meddi, 1999 [9]
El-Hachem (Algérie)	318	Tadrist, 2004 [10]
Kebir bassin	572	khanchoul <i>et al.</i> , 2012 [11]
La haute Tafna (Algérie)	1120	Megnounif <i>et al.</i> , 2003 [12]
La Tafna (Algérie)	150	Sogreah, 1967 [13]
L'Isser (Lakhdaria)	2300	Bourouba, 1997 [14]
Maghreb	265 à 2569	Heusch <i>et al.</i> , 1971 [15]
Maghreb	1000 à 5000	Walling, 1984 [16]
Maghreb	397	Probst <i>et al.</i> , 1992 [17]
Mazafran (Côtier algérois)	1610	Bourouba, 1996 [18]
Mina (Algérie)	187	Achite <i>et al.</i> , 2005 [19]

Mouilab (Algérie)	126	Terfous <i>et al.</i> , 2001 [20]
Nekor (Maroc)	5900	Lahlou, 1988 [21]
Oued Agrioun (Algérie)	7200	Probst <i>et al.</i> , 1992 [17]
Saf Saf (Algérie)	461	Klanchoul <i>et al.</i> , 2007 [22]
Sebdou (Algérie)	1330	Ghenim <i>et al.</i> , 2008 [23]
Sebdou (Algérie)	937	Bouanani, 2004 [24]
Sebdou (Algérie)	343	Megnounif <i>et al.</i> , 2013 [25]
Sikkak (Algérie)	170	Bouanani, 2004 [24]
Souagui II (Algérie)	1268	Keddar, 2011 [26]
Tebaga (Tunisie centrale)	336	Bergaoui <i>et al.</i> , 1998 [27]

Le taux d'érosionspécifique des sols dans le sud du bassin méditerranéen varie entre 1 000 et 5 000 t. km⁻².an⁻¹ [16]. Toutefois, plusieurs auteurs ont montré que ces valeurs pouvaient être dépassées localement. On notera par ailleurs, les 7 200 t.km⁻².an⁻¹ pour l'Oued Agrioun alimentant le barrage d'Ighil Emda en Algérie [17] et les 5 900 t.km⁻².an⁻¹ enregistrés au niveau du bassin versant du Nekor qui alimente le barrage de Mohamed El Khettabi au Maroc [21]. Parallèlement à ces fortes valeurs d'érosion spécifiques des sols, d'autres auteurs ont publié des estimations en dessous de cette fourchette. Bouanani [24] a calculé pour l'oued Sikkak (Algérie) 170 t. km⁻².an⁻¹ et Bergaoui *et al.* [27] ont évalué à 336 t. km⁻².an⁻¹ l'érosion spécifique des sols du bassin versant de Tebaga en Tunisie centrale.

En Algérie, 45% des terres fertiles ont été érodés, l'érosion spécifique annuelle moyenne varie entre 2000 et 4000 t.km⁻².an⁻¹ [28]. Environ 6 million d'hectares sont exposés à une érosion active [29]. Les pertes annuelles des eaux dans les barrages sont estimées à environ 20 millions de m³ dues à l'envasement [30].

L'Algérie dispose par ailleurs de plus de 110 barrages en exploitation totalisant une capacité de 4,5 milliard de m³ permettant ainsi de régulariser un volume annuel de 2 milliards de m³ utilisés pour l'alimentation en eau potable, l'industrie et la production d'énergie électrique. A cause de l'érosion, l'Algérie perd annuellement une capacité estimée 0,75% par le dépôt des sédiments dans les retenues [31][32].

Les études récentes sur l'impact des changements climatiques en région méditerranéenne montrent une tendance à l'accroissement de l'aridité. L'aridification est un facteur accélérateur de l'érosion hydrique.

Selon plusieurs auteurs, le climat méditerranéen a un impact négatif sur le processus d'érosion à cause du régime hydrologique de type torrentielle qui est largement répandu en méditerranée.

Durant l'hiver des pluies exceptionnelles peuvent tomber sur les sols déjà saturés et de faible épaisseur. Ces pluies sont à l'origine de la formation des ravines, des mouvements de masses et d'inondations. Ces inondations sont caractérisées par des charges en sédiments pouvant atteindre 40% du volume ruisselé [33].

En Algérie, le climat est très agressif avec des pluies très irrégulières qui tombent durant la période s'étalant d'octobre à mars.

Des pluies torrentielles sont fréquentes en automne, avec des intensités qui dépassent souvent $45\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ au moment où la couverture végétale est absente. Sur les parcelles peu couvertes, le ruissellement maximal journalier atteint 19 à 32% en automne et jusqu'à 70 à 85% pendant les averses hivernales. Le ruissellement est particulièrement important l'hiver car les sols sont détremés [34][35][36]. Durant le reste de l'année sévit une période sèche.

L'érosion des sols est fortement liée à la couverture végétale qui dépend de la production de la biomasse comme celle-ci est très limitée dans les milieux arides, les terres sont très sensibles à l'érosion hydrique [37].

Dans les régions semi-arides, les sols sous couvert forestier et bien entretenus sont considérés non sensibles à l'érosion d'après Clauzon & Vaudour [38] et [39][40]. En effet, la litière et les végétations basses favorisent l'infiltration [41]. Toutefois, si le recouvrement du sol n'atteint pas 40% on constate l'apparition de ravines. La présence de ravines est également constatée lorsque le ruissellement provient de forêts surpâturées. En effet, le sol soumis au surpâturage se tasse et devient plus compact, sa capacité d'infiltration diminue et par conséquent le ruissellement augmente, entraînant des pertes en sol considérables. Le ruissellement est à l'origine de la formation de ravines profondes lorsqu'il atteint des terres cultivées [42].

Les activités anthropiques agissent positivement ou négativement sur l'intensité de l'érosion hydrique.

Tableau 0.2. Influence des activités anthropiques sur l'érosion hydrique.

Activité anthropique	Impact sur l'érosion	Auteur
Incendies de forêts	Négatif	Benchaabane, 1997 [43]
Déboisement illégal	Négatif	Benchaabane, 1997 [43]
Recolonisation par les plantes après incendie ou déboisement	Positif	Garcia-Ruiz et al, 1996 [44]
Mise en culture de terres	Négatif	Roose, et al. 1993 [45]
L'urbanisation	Négatif / Positif	CEMAGREF, 1986 [46]

Les incendies répétés et le déboisement illégal détériorent les forêts et favorise le ruissellement et engendre une forte érosion par la suite [43]. Mais, la colonisation par les plantes réduit par la suite l'érosion par rapport à la situation après incendie [44].

La mise en culture des sols accroît la probabilité d'un sol nu lors de fort évènements pluvieux ; cela dépend bien entendu du type de culture pratiquée et de la manière dont est conduit l'itinéraire technique. Les résidus de récolte jouent un rôle particulier en matière de protection contre l'érosion. En effet, les résidus absorbent une partie du flux, ralentissent et étale les écoulements dans le temps [47][48][49]. Des recouvrements de 15 à 25% de résidus de récolte diminuent l'érosion de 60 à 75% par rapport au sol nu. Malheureusement, le paillage est quasiment inexistant car toute la biomasse disponible est utilisée pour le bétail.

Le tableau ci-dessous donne quelques indications complémentaires sur certaines cultures et leur impact sur l'érosion.

Tableau 0.3. Exemples d'essais cultureux menés en Algérie

Auteur	Culture	Impact
Roose, et al., 1993 [45]	Verger	Erosion intense
Nahal, 1984 [50]	Maïs en terrasse	Impact de l'érosion diminué par rapport aux cultures en lignes dans le sens de la pente
Browing, 1948 [51]	Culture peu dense	Impact plus important que sur les cultures denses
FAO, 1983 [52]	Alternance cultures / Légumineuses	L'alternance diminue l'érosion d'une manière spectaculaire

L'installation de serres pour les cultures dans les régions côtières et les travaux nécessaires à leur implantation engendrent un taux de dénudation important et soumettent les sols à l'érosion. Les serres peuvent concentrer le ruissellement d'une manière importante [53].

L'urbanisation stocke le ruissellement ou au contraire favorise son cheminement. Elle influence donc sensiblement l'érosion en fonction de l'état de surface [46].

Les terrasses antiérosives construites dans les régions montagneuses ont une réelle action que si elles sont entretenues. En Algérie, entre 1945 et 1985, plus de 50% des terrasses antiérosives ont été dégradées par manque d'entretien [45][54].

Dans les milieux semi-arides les pentes fortes engendrent une érosion forte. En effet, les fortes pentes sont responsables de vitesses d'écoulement rapide causant une érosion importante. Le gradient de la pente est corrélé positivement avec le recouvrement de la surface du sol par des fragments de roches qui agissent en diminuant le ruissellement et la perte en sol [55][56][57].

La position morphologique de la pente est parfois plus importante que la pente elle-même [35][45][58]. La longueur de la pente est moins importante que son gradient et sa forme [59][60].

Les principales caractéristiques des sols permettent de déterminer le degré de sensibilité à l'érosion hydrique sont :

- La profondeur [45][47] ;
- La porosité [45][47] ;
- La granulométrie [45][47] ;
- La teneur en matière organique [45][47] ;
- La nature minéralogique des argiles [61][62] ;
- L'infiltrabilité [63] ;
- La cohésion [64].

Les sols en région méditerranéenne sont souvent peu profonds avec une résistance à l'érosion plus faible que pour les sols profonds [65], car dès qu'un sol peu épais est saturé par la pluie, il y a glissement du terrain même sur les pentes

très faibles. Les sols limoneux ou limono-sableux sont très sensibles à l'érosion hydrique [66][67]. Les sols profonds sont situés dans des formes géomorphologiques d'accumulation ou dans les sables.

Tableau 0.4. Sensibilité à l'érosion en fonction du type de sol

Types de sol	Sensibilité à l'érosion	Auteurs
Limoneux	Très sensibles	Osborn et al., 1976 [66]
Limono-sableux	Très sensibles	Poesen, 1983 [67]
Sables	Faible	Ryan, 1982 [68]

Tableau 0.5. Influence des caractéristiques du sol sur l'érosion

Caractéristiques du sol	Influence sur l'érosion	Auteurs
Matière organique	Diminue l'érosion à court terme ; protège le sol de l'énergie des pluies et du ruissellement. Sauf pour les horizons pauvres en matière organique qui ont tendance à se tasser	Roose et al., 1993 [45] Roose, 1994 [69] Barthès et al., 1998 [70]
Texture	Les textures grossières sont moins sensibles au détachement par la pluie. Les textures plus fines sont moins sensibles à l'érosion car les agrégats sont plus stables. Les textures lourdes sont d'avantage touchées par le ravinement.	Roose, et al. 1993 [45] Poessen et al., 1994 [71]
Couverture Caillouteuse	Protège contre l'impact de la pluie et diminue la vitesse de ruissellement sauf quand le sol est encrouté. Dans ce cas, les fragments accentuent le cisaillement du ruissellement. Une couche graveleuse de 2 à 40 mm protège d'avantage qu'un sol contenant des fragments de roche supérieurs à 40 mm.	Roose, 1994 [69] Poessen et al., 1994 [71]

La matière organique diminue les risques d'érosion à court terme elle se maintient en surface, protège le sol de l'énergie des pluies et du ruissellement [69]

[70], les conditions climatiques engendrent une teneur faible dans les sols méditerranés qui sont très sensibles à l'érosion hydrique [50] [59] [60] [72].

Les différents types de roches et leurs structures donnent une indication sur la capacité d'infiltration des zones occupés par les roches et par les sols et par conséquent sur la quantité de sol susceptible d'être érodés [73] [74] [75].

Les différents facteurs qui commandent l'érosion hydrique des sols ne sont pas d'égale importance pour la détermination de la quantité de terre érodée [76] [77] [78].

Les objectifs de cette thèse sont de quantifier le transport des matières en suspension qui s'accumulent dans le barrage, mais également, dans un deuxième temps, de montrer l'impact de ces matières en suspensions sur la conductivité hydraulique du champ captant, situé en aval du barrage.

Une stratégie a été développée pour atteindre les objectifs évoqués supra. La première étape a consisté à représenter le fonctionnement hydrologique du bassin versant en recourant à la modélisation hydrologique. Ensuite, un ensemble de scénarii d'aménagement du bassin versant plausibles ont été élaborés. Ces scénarii tiennent bien entendu compte du contexte local, des pratiques culturelles et des aspects sociologiques qui y sont intrinsèquement liés. Un recourt à la modélisation hydrologique est ensuite réalisé afin d'évaluer les performances par comparaison avec la situation actuelle en matière d'érosion et de débit ruisselé. Au terme de cette étude comparative, le scénario qui permet de minimiser l'envasement du barrage sera retenu. Finalement, l'impact des particules en suspension sur la recharge de la nappe sera évalué.

CHAPITRE 1

LES MODELS HYDROLOGIQUES ET D'EROSION

La modélisation est une représentation virtuelle de phénomènes réels à partir d'algorithmes et de modèles mathématiques. Elle permet de tester différents scénarii sans contrainte d'échelles (pilote, prototype, ouvrage industriel) et de faisabilité. La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire, ou à l'une des différentes facettes du risque hydrologique [34].

Bref historique

La plupart des modèles mathématiques ont été développés durant la deuxième moitié du 19^{ème} siècle principalement pour estimer le débit maximum et résoudre des problématiques liées aux systèmes de drainage, réseau d'égouttage, ...

Un des premiers modèles fut la méthode rationnelle [79]. Ce modèle est basé sur le concept de temps de concentration et exprime le débit de pointe en fonction de l'aire du bassin versant et d'un coefficient de ruissellement. Ce modèle est valable pour des petits bassins versants et des durées de pluies égales au temps de concentration.

Après la première guerre mondiale, les besoins pour des formulations destinées de plus grand bassins versants homogènes se firent sentir. La méthode rationnelle a été modifiée afin de tenir compte de distribution de pluie non uniforme et des

variations spatiales du bassin versant. La modification de la méthode rationnelle est basée sur le concept d'isochrones (première fonction de transfert).

En 1932, Sherman introduit le principe d'hydrogramme unitaire basé sur le principe de superposition. Ce principe sous-entend plusieurs hypothèses le bassin versant est vu comme un système linéaire, dynamique, variant dans le temps et causal.

Dans les années 1950, cette approche fût utilisée pour l'analyse de systèmes dynamiques complexes. La fonction de réponse est obtenue à partir des entrées et sorties du système et est exprimée sous forme d'expression mathématiques. Cette fonction de réponse ne revêt aucune signification physique.

Des études de systèmes non linéaires ont également été effectuées. Ces études sont basées sur les intégrales de Volterra, polynomiales orthogonales [80] et linéarisation par partie [81]. Des techniques d'analyses statiques élaborées furent également utilisées pour exprimer l'hydrogramme unitaire. Les développements ultérieurs de ces techniques donnaient de bons résultats d'un point de vue mathématique mais ont perdu toute réalité avec le système hydrologique et n'ont pas permis d'intégrer d'autres sous-systèmes actifs dans le processus pluie – débit. Le volume de crue a été estimé sur base d'analyses statistiques de données collectées ou par utilisation de relations empiriques pluies – débit.

Ces modèles étaient basés principalement sur des évènements météorologiques.

Au cours des années 1960, la modélisation continue a été introduite à l'aide de modèles conceptuels. Ces modèles sont basés sur le calcul continu du bilan hydrique. Ces modèles sont particulièrement utiles pour étudier les réponses d'un bassin versant à une variété de séquences météorologiques.

Une première application de ce type de modèle fût décrite par Pereira *et al.* [82]. Un grand nombre de ces modèles apparût durant cette période. Parmi ceux-ci on peut citer Dawdy *et al.* [83], the Standford Watershed Model IV [84], Sacramento [85], etc. Le fonctionnement de ces modèles est basé sur des paramètres qui représentent les processus de systèmes de drainage. Ces modèles nécessitent de longue durée de mesure pour leur calibration.

Dans de nombreux cas, quand les estimations des paramètres sont réalisées sur base de fonctions objectives, des valeurs aberrantes peuvent être obtenues. Cela est dû aux erreurs de mesure dans la description de processus variés du modèle. De plus, les conditions d'observabilités des données ne sont pas toujours garanties [86]. Cette absence de connexion physique réelle a incité Freeze *et al.* [87] à proposer un modèle mathématique basé sur la connaissance physique distribuée du phénomène et décrivant les écoulements de surface, dans la zone non saturée du sol et dans la nappe phréatique au moyen d'équations différentielles.

Par la suite, on essaya d'obtenir des estimations plus fiables du ruissellement pour les bassins versants non jaugés – c'est-à-dire sans mesure de débit ou de hauteur d'eau au niveau d'une section de contrôle – en reliant les valeurs des paramètres des modèles aux caractéristiques des bassins versants. En effet, les paramètres ayant une signification physique peuvent être mesurés sur le terrain. Mais, les hydrologues furent confrontés à des obstacles à cause de l'hétérogénéité des bassins versants. La production de ruissellement est déterminée par des caractéristiques physiques, le couvert végétal et la topographie du bassin versant. Le problème d'hétérogénéité a été réglé par l'utilisation de modèles distribués qui encore actuellement utilisés.

Il existe une pléthore de modèles qui peuvent être classifiés suivant leurs caractéristiques intrinsèques.

De nombreuses classifications des modèles hydrologiques ont été proposées par différents auteurs parmi ceux-ci on peut citer les contributions majeures : Singh [88]; Ambroise [89]; Chow [90]; Perrin [91]; Payraudeau [92]; Gnouma [16]; Beckers [93].

D'après Gnouma [16], on peut classer les modèles hydrologiques selon leur description des processus physiques en tant que conceptuels ou physiques et selon leur description spatiale des processus au niveau du bassin versant en tant que globaux ou distribués.

Dans un modèle conceptuel, le cycle de l'eau est simplifié, Le bassin versant est envisagé comme un système de réservoirs connectés.

Un modèle à bases physiques est fondé sur la description physique des processus hydrologiques. Dans ce cas les variables d'entrée et les paramètres du système peuvent être déterminés à partir des observations de terrain.

Un modèle est global lorsqu'il ne tient pas en compte la variabilité spatiale des caractéristiques physiques du bassin versant et le considère comme une entité unique.

Un modèle est distribué s'il prend en compte la variabilité spatiale des processus hydrologiques. Et dans ce cas, l'approche permet d'apprécier la variabilité spatiale des composantes du cycle de l'eau, et donc d'appréhender la question de l'évolution d'un système et de tester des scénarii futurs.

Selon Singh [88] et Payraudeau [92], les critères de classifications reposent sur la représentation de l'espace, du temps et des processus décrits. D'autres auteurs introduisent d'autres catégories : modèles déterministes ou stochastiques, cinématiques ou dynamiques. D'autres classifications utilisent le but des modèles : prédiction, gestion ou aménagement, etc... [89] [90].

Les classifications sont multiples et parfois floue quant à leurs limites et par conséquent sujette à interprétation [92].

Par ailleurs, Payraudeau [92] a proposé de classer les modèles suivant la taille des bassins versant et le pas de temps des variables d'entrée. Cette classification est illustrée ci-dessous.

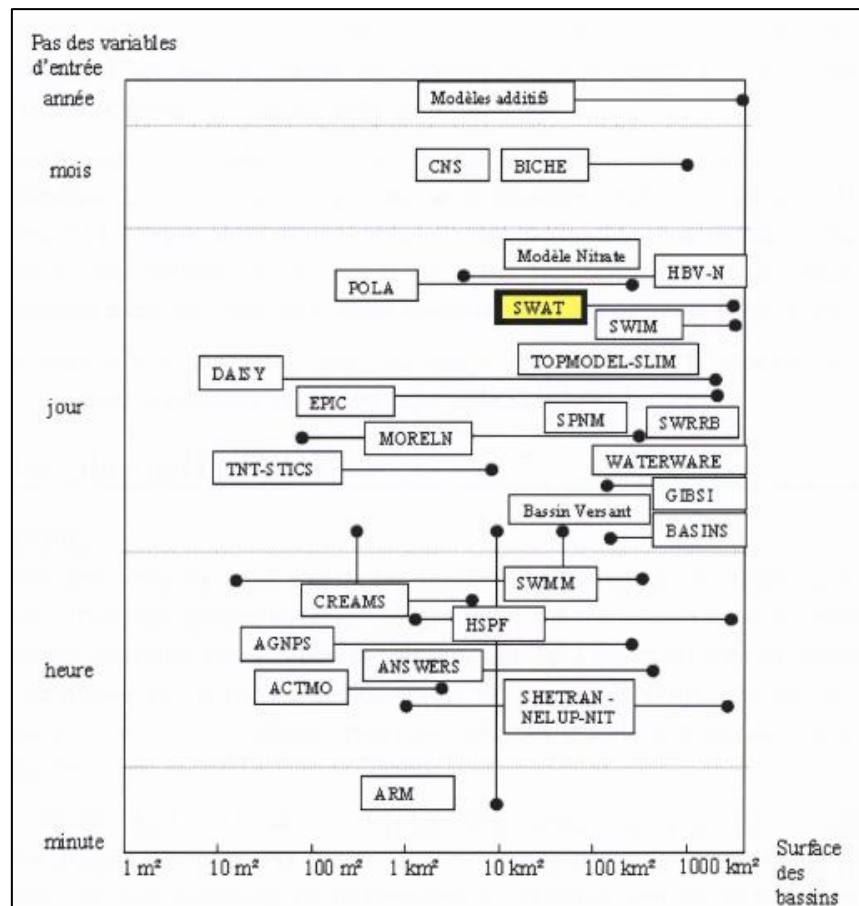


Figure 1.1. Classification des principaux modèles hydrologiques tirée de [92].

Dans le cadre de cette thèse de doctorat, les modèles ont été classés en modèle de type boîte noire, conceptuels et déterministes.

Les modèles « boîte noire »

Les modèles boîtes noires sont des modèles qui décrivent les relations mathématiques entre les entrées (les précipitations) et les sorties (ruissellement) sans décrire les phénomènes physiques les reliant.

Cette catégorie comprend les modèles neuro-floues et les réseaux neuronaux.

Les modèles « déterministes »

Ces modèles requièrent une grande quantité de données et de temps de calcul. Ils sont basés sur des théories physiques complexes et sont nécessairement distribués.

Ces modèles sont capables de simuler l'impact sur le ruissellement lié aux changements au niveau des bassins versants. Les modèles les plus connus dans

cette catégorie sont SHE – European Hydrological System Abbott *et al.* [94]; Refsgaard *et al.* [95], Topmodel; Beven *et al.* [96]; Beven [97] et IHDM (Institute of Hydrology distributed model) Beven *et al.* [98].

Les modèles « conceptuels »

Les modèles conceptuels sont des compromis entre modèles boîtes noires et déterministes. Les modèles conceptuels sont conçus à partir d'éléments conceptuels qui sont des représentations simplifiées d'un processus du système. Chaque élément du modèle est généralement décrit par un réservoir non linéaire. Les modèles conceptuels peuvent être subdivisés en événementiel et continu. Les modèles événementiels ne sont pas utilisables pour les bassins non jaugés à contrario avec les modèles continus. Le fonctionnement de ce type de modèle est contrôlé par les paramètres des différents processus.

Les modèles conceptuels peuvent être subdivisés en modèles globalisés, semi distribués et distribués.

Dans les modèles globalisés les paramètres moyennés sont utilisés. Les résultats sont obtenus rapidement mais ne reflètent pas l'hétérogénéité spatiale. Ces modèles ont besoin d'être calibrés ; cela implique la disponibilité de séquences de données sur une longue durée. La littérature abonde en matière de modèles globalisés. Les plus célèbres d'entre eux sont cités dans les paragraphes qui suivent.

SSARR – Stream flow Synthesis and Reservoir Regulation Model [99] modifié par Anderson [100]. Ce modèle utilise 24 paramètres et ne peut être utilisé pour modéliser les changements de caractéristiques du bassin versant comme l'occupation du sol.

Standford Watershed Model [101] est un modèle à 34 paramètres utilisant une fonction d'infiltration, et de récession ainsi qu'un hydrogramme unitaire pour simuler les débits journaliers. De nombreux modèles dérivés ont été élaborés à partir de ce modèle ou de concepts similaires. Les plus connus sont: HSP - the Hydrocomp Simulation Program, KWM – Kentucky Watershed Model, OPSET – Kentucky self-calibrating system, TWM – Texas Watershed Model, NWSRFS – National Weather Service River Forecast model.

Parallèlement, le modèle réservoir a été développé par Sugawara [102]. Il simule le mouvement de l'eau dans un système de réservoirs linéaires arrangés en série et en parallèle.

Une avancée majeure a été réalisée par Dawdy *et al.* [83] dans l'optimisation des paramètres. Leur modèle comporte 4 réservoirs interconnectés et utilisent 9 paramètres.

Boughton [103] a développé un modèle pour l'estimation des apports en eau à partir de bassin versant en région sèche. Le modèle a ensuite été modifié pour être utilisé au Royaume Uni. Ce modèle est contrôlé par 14 paramètres.

Hotan *et al.* [104] ont développés le modèle USDAHL - The United States Department. Ce modèle a principalement été développé pour étudier les interactions entre les activités agricoles et l'hydrologie de petits bassins versants.

The Institute of Hydrology (IUH) a élaboré un modèle pour estimer les débits à partir des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle horaire dérivée de données météorologiques horaires à l'aide de la formule de Penman. Ce modèle utilise 15 paramètres [105].

Le modèle SLURP - The Simple Lumped Reservoir Parametric [106] a été développé pour fournir une alternative aux modèles hydrologiques complexes pour les bassins versants canadiens. Ce modèle utilise 11 paramètres.

Pathak *et al.* [107] utilisent une version modifiée de la méthode SCS et une procédure de comptabilité de l'humidité du sol pour simuler le ruissellement de petits bassins versants dans les tropiques semi-arides.

Franchini *et al.* [108] ont réalisé une étude approfondie des modèles conceptuels globalisés les plus connus. Cette étude a mis en évidence quelques limitations. Dans les modèles globalisés les valeurs moyennes des paramètres sur le bassin versant sont utilisées. L'hétérogénéité spatiale n'est pas bien reproduite. L'utilisation de valeurs moyennes moyenne implicitement les processus mais cela peut avoir des conséquences non négligeables sur la précision de la simulation.

La présence d'un biais dans les données nécessaires à la calibration limite la possibilité d'appliquer le modèle à d'autres bassins versants dont les données de calibration présenteraient un autre biais.

En principe, les modèles globalisés sont calibrés et optimisés sur des données pluie-ruissellement. Si la calibration s'effectue sur d'autres séries des données l'optimisation du modèle sera différente.

La plupart des modèles globalisés ont plusieurs degrés d'indépendance entre les paramètres. L'optimisation n'est pas nécessairement la meilleure estimation des valeurs physique mais est l'adaptation aux valeurs fournies tout en respectant les contraintes imposées.

La grande quantité de données requises pour une optimisation fait souvent défaut. Les modèles globalisés ne sont pas utilisables pour les bassins non jaugés.

Dans les modèles distribués, les paramètres sont calculés pour chaque pixel individuellement. Le volume de données à traiter est important. Les modélisations sont lentes et nécessite des moyens de calculs conséquents.

Dans les modèles semi distribués, les paramètres sont calculés sur base d'entités homogènes. Il offre un compromis entre temps et moyens de calcul tout en tenant compte de l'hétérogénéité spatiale dans une certaine mesure.

La figure ci-dessous montre le contenu d'une modèle conceptuel semi distribué

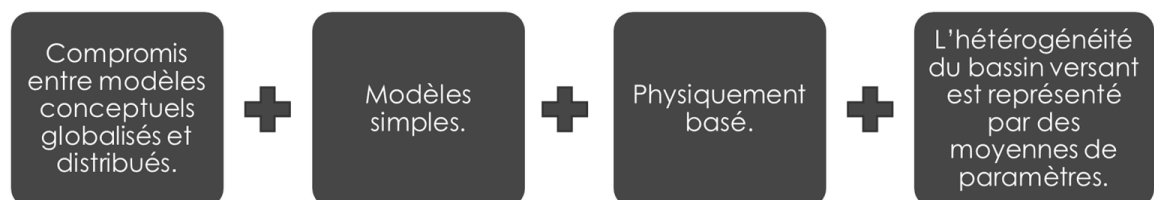


Figure 1.2 : Concept de modèle conceptuel semi distribué.

Les modèles conceptuels distribués prennent en compte la variabilité spatiale des propriétés du bassin versant. Le principe sous-jacent à ce type de modèle consiste à définir des zones hydrologiquement similaires. Ces zones peuvent être de différents types :

- La REA – aire représentative unitaire est une représentation du bassin versant sous forme de volumes unitaires ;
- La HRU : unité agro-hydrologique homogène est une zone ayant une même occupation du sol, même type de sol et même classe de pentes ;

- Les GRU : unités de réponses groupées. Ce sont des zones du bassin versants qui ont soit une homogénéité météorologique ou sous forme de mailles

Pour chaque type de découpage un ensemble de données lui est associé pour déterminer les processus hydrologiques. Les modèles distribués sont bien adaptés pour :

- Évaluer les effets de changement de l'occupation du sol sur le comportement hydrologique du bassin versant ;
- Evaluer les effets des variations spatiales sur les entrées et sorties du modèles ;
- Simuler la qualité de l'eau et le transport des sédiments à l'échelle du bassin versant ;
- Simuler les réponses hydrologiques de bassins versants non jaugés ou aucune donnée n'est disponible pour la calibration.

Huggins & Monke [109] utilisent un système de grille pour diviser le bassin versant en éléments de 7.5km x 7.5 km pour un modèle à paramètres distribués. Ce travail donna naissance par la suite au model ANSWERS – The Areal Non-Point Source Watershed Environment. Ce modèle est physiquement basé et simule le ruissellement et le transport des sédiments à l'échelle du bassin versant [110]. Bravo et al. [111] ont développé un modèle distribué linéarisé pour estimer le ruissellement sur le bassin versant. Ross *et al.* [112] présentent le modèle FESHJVT – Finite Element Storm Hydrograph Model pour déterminer l'impact hydrologique des changements d'occupation du sol sur un bassin versant. Borah [113] a développé un modèle de ruissellement pour petits bassins versants basés sur de simples équations et quelques paramètres. Woolhiser *et al.* [114] ont développés KINEROS – Kinematic Runoff and Erosion. Ce modèle distribué évènementiel a été développé spécifiquement pour les régions semi-arides. Quick [115] présente le modèle UBC – The University of British Columbia. Ce modèle est utilisé pour simuler l'effet de changement de paramètres sur le ruissellement.

Malheureusement les modèles distribués souffrent de quelques limitations :

- Une très grande quantité de données d'entrée est requise et nécessite des moyens de calculs considérables à cause de la grande quantité de calculs qui doivent être réalisés.
- Il n'y a parfois pas suffisamment d'informations en qualité et en quantité disponibles sur les caractéristiques physiques du bassin versant.
- Il y a une compréhension insuffisante des processus donnant naissance au ruissellement à l'échelle du bassin versant pour bâtir un modèle réellement physiquement basé.

Finalement plusieurs études ont démontré que de simples modèles peuvent être tout aussi efficaces.

Au vu des difficultés évoquées supra, les chercheurs ont fait un compromis entre les modèles globaux et distribués et ainsi créé des modèles semi distribués. Ces modèles sont simples mais physiquement basés. L'hétérogénéité du bassin versant est représentée par des moyennes de paramètres physiques observables.

Knisel [116] a développé CREAMS – Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems. CREAMS est un modèle de contrôle de la qualité de l'eau permettant de simuler la contribution agricole à la pollution des eaux.

Les composants hydrologiques des modèles SWRRB – Simulator for Water Resources in Rural Basins et EPIC – Erosion Productivity Impact Calculator ont été dérivés du modèle CREAMS.

Kite *et al.* [117] appliquent le modèle hydrologique séparément pour chaque classe d'occupation du sol dans chaque sous bassin versant et route l'hydrogramme résultant jusqu'à l'exutoire du sous bassins versant avant. Arnold *et al.* [118] ont développés un modèle complet comprenant les eaux de surface et souterraines. Hughes *et al.* [119] présentent le modèle semi distribué HYMAS – Hydrologique Model Application System. Ce modèle représente la variabilité spatiotemporelle.

En zones agricoles les modèles semi distribués se heurtent à plusieurs limitations, inadéquation du nombre de sous bassins, échelle inappropriée, incapacité à simuler de manière continue, ...

Pour remédier à ces limitations Arnold *et al.* [120] proposent le modèle SWAT – Soil Water Assessment Tool. Ce modèle a été développé pour fonctionner en simulation continue avec un haut niveau de description spatial pour permettre la décomposition du bassin versant en plusieurs centaines de sous bassins versants.

Le modèle SWAT fonctionne aussi bien en pas de temps journalier qu'horaire. Il a été créé pour évaluer les effets des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau, la sédimentation, rendement des produits chimiques agricoles aussi bien que sur les bassins versants de grande taille que non jaugés tout en ne requérant qu'un minimum de calibration.

Les modèles hydrologiques en Algérie

Tarik Benkaci & Dechemi [121] ont testés deux modèles conceptuels : GR3j et CREC (à 8 paramètres) et deux modèles boites noires : un modèle auto régressif ARMAX et un modèle neurofloue) au pas de temps journalier sur le bassin versant de la Cheffia au Nord-Est de l'Algérie pour une période sèche et une période humide. L'auteur a montré qu'une approche mixte conceptuelle et neurofloue donnait les meilleurs résultats.

Yahlaoui *et al.* [122] ont étudié les conditions d'application de la modélisation QDF (Débit-Durée-Fréquence) afin de représenter le régime de crue d'un bassin versant et construire un outil bien adapté à la prédétermination des crues rares et extrêmes.

Ils ont déterminé les courbes QDF locales directement à partir d'une analyse statistique des débits moyens sur différentes durées à partir des données disponibles à la station de Sidi Bel-Abbès dans l'Ouest Algérien. Ces courbes sont ensuite comparées à celles obtenues en appliquant différents modèles régionaux (Vandenesse, Florac ou Soyans) dans lesquels sont pris en compte deux indices d'une durée descriptive de la dynamique des crues) et le débit instantané de période de retour de dix ans. En appliquant des modèles régionaux les plus proches du modèle local et sur base de ces résultats on pourra construire des courbes QDF sur des bassins versants Algériens non jaugé.

Tamara & Yahia [123] ont réalisé une étude qui a porté sur l'estimation de la réponse hydrologique du bassin versant urbanisé. Les étapes de la modélisation du

processus de la réponse hydrologique sont la modélisation de la pluie et du ruissellement, l'approche statistique pour l'estimation de la pluie de projet est basée sur le modèle pluviométrique des courbes Intensité Durée-Fréquence (IDF). La méthodologie utilisée en Algérie pour l'établissement des courbes IDF est basée sur l'utilisation du modèle statistique Gumbel et du modèle empirique de type Montana [124] ou d'autres études comme par exemple : Chaouche *et al.* [125] ; Coles *et al.* [126] ont remis en cause la prédominance de la loi de Gumbel. Par contre de nombreux auteurs ont préférés l'usage de la loi GEV (General Extreme Value) pour la modélisation des maxima annuels des précipitations des différentes régions climatiques (Onibon *et al.* [127]; Sisson *et al.* [128]; Muller *et al.* [129]; Overeem *et al.* [130]. Il a été montré, en appliquant les différents tests statistiques, que les valeurs maximales annuelles des précipitations de la région d'étude suivent les fonctions de distribution de GEV et de distribution de Gumbel, avec la prédominance de la distribution de Gumbel qui peut être expliquée la petite taille des échantillons des données pluviométriques.

Les modèles hydrologiques de bassin versant

Il existe de nombreux modèles de simulation des bassins versants. Néanmoins, le choix du modèle approprié pour résoudre un problème particulier au niveau d'un bassin versant nécessite une bonne compréhension du modèle.

Onze modèles hydrologiques à l'échelle du bassin versant ont été examinés, discutés et présentés par Borah & Bera [131] :

- Agricultural Non-Point Source Pollution – AGNPS [132] ;
- Annualized Agricultural Non-Point Source - AnnAGNPS [133];
- Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation - ANSWERS [110];
- ANSWERS-Continuous [134];
- CASCade of planes in 2-Dimensionss - CASC2D [135];
- Dynamic Watershed Simulation Model – DWSM [136];
- Hydrological Simulation Program – HSPF [137];
- KINematic runoff and EROSion – KINEROS [114];
- the European Hydrological System model - MIKE SHE [95];
- Precipitation-Runoff Modeling System - PRMS [138];
- SWAT [120].

AnnAGNPS, ANSWERS, HSPF, et SWAT sont des modèles de simulation continue, utiles pour l'analyse à long terme des effets des changements hydrologiques et des pratiques de gestion des bassins versants, en particulier les pratiques agricoles.

AGNPS, ANSWERS, DWSM et KINEROS sont des modèles événementiels utilisés pour l'analyse des tempêtes, des événements isolés, et pour évaluer les pratiques de gestion des bassins versants.

CASC2D, MIKE et PRMS permettant à la fois une simulation continue et événementielle.

Les capacités de chaque modèle, leur échelle temporelle, leur représentation du bassin versant, les procédures qu'il adopte pour calculer l'excès de précipitations, le ruissellement de surface, l'écoulement souterrain, le ruissellement en canal, le débit du réservoir, les sédiments terrestres, les sédiments de canaux, les sédiments du réservoir, les simulations chimiques, et l'évaluation des meilleures pratiques de gestion (BMP) ont été identifiés par Borah *et al.* [139].

La comparaison de la structure des modèles continus classe SWAT comme un modèle particulièrement bien adopté pour les bassins versant majoritairement agricoles. Une meilleure capacité du modèle SWAT à simuler les charges journalières et mensuelles de nutriments est également soulignée.

Le modèle SWAT

Le modèle SWAT est un outil d'évaluation du sol et de l'eau. Arnold *et al.* [120] et Arnold & Fohrer [140] ont révélé que c'est un outil efficace pour évaluer les ressources en eau. Le modèle SWAT fût créé par Arnold *et al.* [120] pour permettre une simulation continue avec un haut niveau de détail au niveau spatial en subdivisant le bassin versant en centaines ou milliers de sous bassins versants. Les sous-bassins versants sont eux-mêmes subdivisés en HRU (Unité de Réponses Hydrologiques) correspondant à l'homogénéité du trinôme: occupation du sol, type de sol et classe de pente. Le concept de HRU est basé sur l'hypothèse de non interaction entre HRU d'un même sous bassin versant.

Le développement du modèle SWAT est le prolongement des modèles développés par l'USDA Agricultural Research Service (ARS). SWAT est l'intégration des modèles suivants:

- Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems - CREAMS [116].
- Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems - GLEAMS [141].
- Environmental Impact Policy Climate – EPIC [142] anciennement connu sous le nom Erosion Productivity Impact Calculator [143]
- Simulator for Water Resources in Rural Basins – SWRRB [144].

Le modèle SWAT actuel est un descendant direct du simulateur des ressources en eau dans les bassins ruraux (SWRRB) modèle [145] qui a été conçu pour simuler les impacts sur l'eau et la gestion de mouvement des sédiments des bassins non jaugés aux Etats Unis. Le développement de SWRRB a commencé dans les années 1980 avec l'adaptation aux pluies journalières du modèle hydrologique CREAMS.

De nombreux dérivés du modèle SWAT ont été développés pour des utilisations particulières. Parmi ceux-ci les plus connus sont : ESWAT, SWAT-G, SWIM [146].

Un autre développement important autour de SWAT est le modèle APEX. Ce modèle est destiné à simuler le ruissellement, les concentrations en nutriments, les volumes de ruissellement et les charges en nutriment à partir de pratiques culturales particulières à l'échelle journalière sur des champs multiples. Le champ a la même fonction que la HRU dans le modèle SWAT. En effet, les champs sont dans le modèle APEX des portions de sous bassins versants ayant une même occupation du sol, pratique agricole, et qualité de sol.

Dans les versions récentes de SWAT 2009 & 2012, l'interaction entre les deux modèles est possible. Apex simule également la météo, la balance hydrologique, la croissance des plantes, l'érosion hydrique et éolienne, la température du sol, l'érosion-sédimentation, les cycles nutritifs : carbone, azote, phosphore, pesticide [147].

L'utilisation conjointe d'APEX et de SWAT permet de simuler des systèmes agraires multi cultures, définir un routage de l'eau entre parcelles agricoles, l'impact

des bandes filtrantes, des conditions de productions plus détaillées en relation avec la production animale, les impacts économiques, et l'érosion éolienne.

Plusieurs auteurs ont utilisé le couplage des deux modèles (Gassman *et al.* [148]; Osei *et al.* [149] ; Saleh, *et al.* [150]).

Comparaison de SWAT avec d'autres modèles

En 1999, Shepherd évalue 14 modèles hydrologiques et trouve que SWAT est le plus adapté pour l'estimation des pertes en phosphores dans les bassins de plaine du Royaume-Uni [151].

En 2003 et 2004 Borah et Bera ont comparé le modèle SWAT avec plusieurs autres modèles hydrologiques à l'échelle du bassin versant : Dynamic Watershed Simulation Model – DWSM [152], Hydrologic Simulation Program Fortran – HSPF. Ils concluent que SWAT est un modèle prometteur pour la modélisation continue de bassins versants à prédominance agricole.

Van Liew *et al.* [153] ont comparé les débits simulés par SWAT et HSPF sur 8 bassins versants imbriqués de la rivière Little Washita (Sud-ouest de l'Oklahoma ; USA). Ils ont conclu que SWAT était mieux adapté pour étudier les effets à long termes de la variabilité climatique sur les ressources en eau de surface.

Saleh & Du [154] ont constaté que le débit journalier moyen, les charges de sédiments et de nutriments simulées par SWAT étaient plus proches des valeurs mesurées que HSPF. L'étude a été menée sur cinq sites de mesure sur la partie supérieure du bassin versant de la rivière North Bosque (Texas ; USA).

Singh *et al.* [155] ont trouvé que les prévisions de flux de SWAT sont légèrement meilleures que les estimations de HSPF calculées sur le bassin versant de la rivière Iroquois (Est de l'Illinois et Ouest de l'Indiana ; USA)

El-Nasr, *et al.* [156] ont comparé les modèles SWAT et MIKESHE sur le bassin versant du Geer (Belgique) et ont montré que les deux modèles donnaient des résultats acceptables mais que les prédictions de MIKESHE sont un peu meilleures en termes de variation globale du débit de la rivière.

Srinivasan *et al.* [157] ont trouvé que SWAT estime les débits de manière plus précise que le modèle SMDR. SWAT est également plus précis sur base

saisonniers. SWAT donne des résultats similaires pour le phosphore dissous et total.

Veith *et al.* [158] ont montré que les estimations de SWAT comparées aux mesures de phosphore dissous et total réalisées sur un même bassin versant sont similaires. Par ailleurs, 73% des 22 champs du bassin versant ont été classés de manière similaire à partir des résultats de simulation comparés à l'index de phosphore de Pennsylvanie.

Grizzetti *et al.* [159] rapportent que SWAT et une approche statistique basée sur le modèle SPARROW ont donné des résultats similaires en matière d'azote oxydé. Ils stipulent également que la fiabilité statistique des deux approches est similaire et que le modèle statistique doit être considéré comme un outil de dépistage alors que SWAT est plus utile pour les scénarios.

En 2005 et 2006, Gosain *et al.* [160][161] ont utilisé SWAT pour l'estimation des flux de retour d'un projet d'irrigation dans un sous bassin de la rivière Krishna (Sud de l'Inde). L'évaluation a montré des valeurs estimées erronées.

En 2006, SWAT a été utilisé pour montrer l'impact des changements climatiques sur douze systèmes fluviaux indiens à partir des données régionales du modèle climatique HadRM2 [161].

Nasr *et al.* [162] ont constaté lors d'une comparaison de trois modèles sur trois bassins versant dont la taille va de 15 à 96 km² que HSPF prédit des débits moyens journaliers plus proches de la réalité alors que SWAT simule mieux la charge en phosphore journalière.

Le modèle SWAT a déjà été utilisé et validé dans le Maghreb. On peut citer notamment [134] qui a appliqué le modèle SWAT sur le bassin versant de la rivière Medjerda en Tunisie, et au Maroc [163] qui a travaillé sur un bassin versant dans l'Atlas. Plus particulièrement en Algérie, on peut citer les travaux de Mendas *et al.* [164] qui a appliqué le modèle au bassin versant de Macta (Ouest de l'Algérie) et valider sa capacité à estimer les débits de pointe à partir des données disponibles en Algérie.

Conclusion

Le modèle SWAT a été retenu. Il est gratuit, largement utilisé dans le monde entier et a fait l'objet de plusieurs centaines de publications. Par ailleurs, son code source est disponible, modifiable et redistribuable. Il est applicable à une large gamme de taille de bassins versants dont les tailles peuvent varier de 20 à 2 000 km². Cette gamme de taille permet de couvrir l'ensemble des impluviums des barrages algériens. Il permet de réaliser des modélisations des écoulements et de l'érosion aux échelles journalière, mensuelles et annuelles. L'extension ArcGIS ArcWAT permet d'extraire la plupart des données d'entrée et de préparer les fichiers nécessaires à la modélisation.

Le modèle SWAT est le résultat de l'intégration de plusieurs modèles : CREAMS [116], GLEAMS [141], EPIC [143] et SWRRB [144].

La modélisation de la qualité de l'eau est assurée par CREAMS. Le modèle GLEAMS évalue les effets des pratiques agricoles sur les mouvements des éléments chimiques au niveau de la zone racinaire. Le modèle EPIC évalue la productivité des sols affectés par l'érosion et simule également la croissance des plantes. Le modèle SWRRB modélise les écoulements et l'érosion dans les bassins non jaugés.

Les modèles d'érosion

L'érosion, le transport solide des matériaux arrachés à l'impluvium et au réseau d'écoulement, leur dépôt dans les infrastructures hydrauliques, hydro-agricoles, portuaires et routières sont un ensemble de phénomènes dont la complexité à l'échelle de bassin reste difficile à mettre en équation du fait de la diversité des facteurs aussi bien naturels qu'anthropiques mis en jeu. Les changements d'états de surface liés à l'exode rural, au surpâturage et à la surexploitation ont engendré une évolution des conditions de ruissellement sur les bassins, modifiant le relief en accentuant l'érosion dont les conséquences sont d'autant plus visibles sous les climats semi-arides. De plus, les changements climatiques ont contribué à accélérer l'érosion surtout sur la rive sud du bassin méditerranéen, où des périodes d'inondations torrentielles et de sécheresses prolongées se succèdent.

L'Algérie est comme les autres pays du Maghreb parmi les régions les plus érodables dans le monde [17], avec un taux d'érosion moyen variant entre 20 et 40

t/ha/an [28]. Ce sont près de 45% des zones telliennes soit 12 millions d'hectares qui sont menacés par l'érosion [167].

On compte en moyenne annuellement entre 1 et 2 millions de m³ le volume de sédiments arraché au bassin et déposé en mer pour les seuls bassins tributaires de la méditerranée [17]. Certaines régions productives en sédiments ont dépassé le seuil critique [168]. L'érosion hydrique pousse la population à l'exode rural, à cause de la réduction de la surface agricole utile (SAU).

L'Algérie, aujourd'hui, fait face à de graves pénuries d'eau à un envasement précoce de 50% de ces barrages. Auquel, il faut ajouter une dégradation croissante de la qualité des eaux.

Bref historique

Les premières mesures de l'érosion hydrique et du transport solide ont débuté en 1946 à la station hydrométrique de la Traille qui contrôle le bassin de l'oued Isser [169]; [17]. Par la suite, sur bases des données d'autres stations plusieurs recherches ont été menés pour déterminer l'érosion hydrique et le transport solide [169]; [170]; [171]; [172].

L'installation massives des stations hydrométriques durant les années septante par l'ANRH a permis de créer plusieurs zones pilotes (Médéa, Mascara, Mina, Tlemcen) sur lesquelles de nombreuses études ont été réalisées. [17] ; [173] ; [174]; [31]; [1]; [20]; [175]; [176]; [177]; [178]; [5]; [180].

L'érosion hydrique est principalement causée en méditerranée par le ruissellement de surface. Les terrains les plus exposés (déboisé, en jachère, récemment labourés, ...) au ruissellement sont décapés progressivement au niveau des horizons supérieurs du sol par les averses torrentielles.

Les facteurs favorisant l'érosion sont nombreux : pente, nature des roches, relief, climat et les activités anthropiques. En région méditerranéenne, et plus particulièrement en zone semi-aride, le climat est le premier facteur responsable du phénomène. En effet, de brusques variations spatio-temporelles de la pluie et des écoulements sont régulièrement observés.

L'alluvionnement des retenues de barrage est un phénomène majeur préoccupant en Algérie à l'instar des autres pays du Maghreb. Ce phénomène est

dû principalement à l'érosion active dans les bassins versants algériens [174] ; [181] et maghrébins [182]; [183].

Selon Errih & Bendahou [184] ; Sidi Adda [185] les infrastructures hydrauliques des pays du Maghreb sont en diminution de 2% à 5% de leur capacité utile globale. L'intensité et la gravité du phénomène de sédimentation dans les retenues des barrages en Algérie sont apparues depuis les années 1950 d'où l'intérêt de plusieurs chercheurs. Duquennois [186] [187] ; Raud [188] ; Thévenin [189] ; Hannoyer [190] ; Claude & Chartier [191] ; Belbachir [192] ; Bellouni [193] ; Demmak [28] ; Errih, Bekhti, & Yebdri [194] ; Kassoul, Abdelkader & Belorgey [195].

L'estimation du taux de sédimentation des retenues des barrages et leur durée de vie nécessitent une connaissance des apports solides qui dépendent ces derniers par la topographie et la granulométrie imposée au fond des vallées que de la nature et du volume des apports liquides et solides fournis au réseau d'écoulement [196]. Un handicap majeur pour l'évaluation et la prévision de l'envasement des barrages est le manque de données.

Plusieurs méthodes empiriques ont été élaborées par différents chercheurs afin d'estimer le taux d'envasement en utilisant :

1. Des relations existantes entre les concentrations et les débits liquides. Les principaux auteurs ayant utilisés cette approche sont : Churchill, [197] ; Brune [198]; Bogardi [199]; Graf [200]; Shen [201]; Simons & Senturk [202]; Lapshenkov [203]; Morel & Cayla [204]; Bourouba [205].
2. Des estimations du taux d'abrasion moyen dans les limites du bassin versant considéré. Raud [206] ; Fournier [207]; Tixeron [208] ; Heusch & Capolini [209]; Hudson [210]; [17]; Gomer [211]; Achite & Touaibia [212].

Les principaux modèles d'érosion utilisés dans le monde

Pléthore de modèles d'érosion existent ceux-ci peuvent être classé suivant trois catégories [78] :

- Les modèles empiriques qui ont une base statistique
- Les modèles physiquement basés s'appuyant sur la description des phénomènes agissant lors d'une pluie

- Les modèles mixtes comprenant à la fois une partie empirique (statistique) et une partie de description physiques des phénomènes.

Le tableau ci-dessous reprend la classification des principaux modèles d'érosion.

Tableau 1.1 : Classification des principaux modèles d'érosion

Modèle	Type d'érosion	Modélisation complémentaire	Ruissellement	Structure du modèle	Entrées	Sorties	Remarques	Variantes	Auteur
USLE	diffuse rigole	Néant	Néant	Équation empirique basée sur un grand nombre d'observations	Pluies annuelles Erodibilité du sol Occupation du sol Topographie	Pertes en sol annuelles	- Modèle non événementiel - Erosion en ravine, mouvement de masse et dépôts ignorés (Zhang et al, 1995)	MUSLE ; USLE-M (meilleure intégration du ruissellement – facteur R) RUSLE (Changement sur le facteur L + estimation plus facile du facteur C)	MUSLE ; USLE-M (Kinnell and Risse, 1998) RUSLE (Renard et al, 1994)
AGNPS	diffuse rigole ravinement	DCO Nutriments Polluants	S.C.S. (SCS, 1972)	Mixte d'équations empiriques et de composants physiquement basés	Paramètres morphologiques du bassin versant Variables liées à l'occupation du sol Données de précipitations	Grille de 0,4 à 16 ha : caractéristique de la pluie, énergie-intensité, volume de ruissellement, rendement en sédiment, concentration en sédiments, taille des particules et leur distribution, taux d'enrichissement par taille de particules	Le calcul de la production en sédiments et fortement influencé par la taille de la grille (Panuska et al., 1991) Adapté pour les bassins versants ruraux jusque 20 000 ha	AmmAGNP S AGNPSm	AGNPS (Young et al, 1989)

ANSWERS	Transport des sédiments dans les chenaux	Nutriments	modèle d'infiltration de Green et Ampt	Mixte d'équations empiriques, modèles conceptuels et physiquement basés	Sol, occupation du sol, altitudes, la description des chenaux d'écoulement (Fisher, 1997)	Ruissellement, Erosion (Fisher et al., 1997) Nutriments (Moore et Gallant, 1991)	Plus physiquement basé qu'AGNPS Nécessite une grande quantité de données spatiales et temporelles pas toujours disponibles L'érodibilité est considérée comme relativement constante dans le temps (Govers et Loch, 1993)	Néant	ANSWERS (Beasley et al., 1980)
CREAMS	ravinement diffuse rigole (+ dépôts)	Polluants	S.C.S (SCS, 1972) ou l'approche de Green-ampt pour l'infiltration	Modèle physiquement basé ne nécessitant pas de calibration	Série de précipitations, température et radiation solaire mensuelles, sol et données sur les types de cultures	Volume de ruissellement, débit de pointe, évapotranspiration, contenu en eau du sol, percolation vers la nappe phréatique, rendement en sédiments. Echelle journalière et ou événementielle	Bassins versant de 40 à 400 ha (Lane et al., 1992) Sol, topographie et occupation du sol supposés homogènes sur le bassin versant	GLEAMS extension de CREAMS aux eaux souterraines (Ball et Trudgill, 1995) Les algorithmes de CREAMS sont utilisés dans d'autres modèles comme PERFECT et WEPP	CREAMS [116] GLEAMS (Ball et Trudgill, 1995)

EMSS	Erosion cours d'eau	Polluants	SIMHYD : modèle à 9 paramètres (Chiew et al., 2002)	Modèles conceptuels et physiquement basés	Contour (SIG) des sous bassins versants, grille (SIG) d'occupation du sol, précipitation journalière, ETP journalière	Ruissellement journalier, sédiments totaux en suspension journalier, azote total, phosphore total pour chaque sous bassin versant + routage dans les rivières et réservoirs (Vertessey et al, 2001)	Suite de trois modèles : Colobus : pluie-ruissellement + export polluants Marmoset : routage flux et polluants Mandrill : stockage	Néant	EMSS (Watson et al., 2001)
GUEST	Erosion due à l'impact des gouttes de pluie et aux contraintes de cisaillement	Néant	Détermination d'un volume d'eau par unité de largeur de parcelle	Modèle physiquement basé	Données hydrologiques, de pertes en sol, caractéristiques de la parcelle, caractéristiques des horizons pédologiques	La concentration en sédimentation à la limite de transport Erodibilité calculée à partir de la concentration moyenne en sédiment d'un événement	Modèle événementielle à l'échelle de la parcelle. Nécessite des mesures de ruissellements souvent indisponibles	Néant	GUEST (Misra et Rose, 1996)
HSPF	Sédiment en suspension	Qualité de l'eau (N, P, sédiments en suspension, polluants organique et inorganiques toxiques (Walton et Hunter, 1996)	Calculé en zone perméable sur base de la pluie, interception, évaporation, ruissellement de surface, infiltration, transfert, stockage de	Modèle conceptuel	Pluie, évapotranspiration, température de l'eau et de l'air, radiation solaire, distribution de la taille des particules sédimentaires. Source de pollution ponctuelles, volume, et données de qualité d'eau	Historique temporel de ruissellement, débit, charge en sédiments, concentration en nutriments à l'exutoire de chaque sous bassin versant	Nécessite un large nombre de paramètre pour la calibration ce qui complique l'identification des paramètres et la signification physique des	Néant	HSPF (Walton et Hunter, 1996)

			l'humidité du sol, eaux souterraines (Cheung et Fisher, 1995)		(Cheung et Fisher, 1995)		paramètres du modèle Modèle semi distribué		
IHACRES-WQ	Transport des sédiments dans les chenaux	Néant	IHACRES	Modèle métrique-conceptuel	Série temporelle de débits, précipitations, températures ou évapotranspiration, concentration en sédiments à l'amont et à l'aval	Débits journaliers dans les chenaux Concentration des sédiments en suspension à l'aval	Se compose d'IHACRES pour la modélisation du ruissellement et de STARS pour le transport des sédiments, des nutriments associés aux sédiments Modèle à base continue	Néant	IHACRES-WQ = IHACRES (Jakeman et al., 1990) + STARS (Green al., 1999)
IQQM	Erosion dans les cours d'eau	Réalisée par QUAL2E : oxygène dissout, DBO, coliformes, algues	Modèle Sacramento utilisant 18 paramètres principaux	Mixte conceptuel et physiquement basé	Aire du bassin versant Pentes Configuration du système rivière Pluie, évapotranspiration, débits journaliers Caractéristiques des réservoirs, caractéristiques du réseau d'approvisionnement en eau (DLWC, 1999)	Oxygène dissout	Chaque module d'IQQM contient beaucoup de paramètres qui doivent être calibrés ou estimés	Néant	IQQM (DLWC, 1999)

LASCAM	Génération et transport des sédiments	Salinité Bilan en eau Transport des nutriments	Trois stockages conceptuels interconnectés : nappe perchée, eau souterraine permanente, zone insaturée	Modèles conceptuels : ruissellement, sédiments, nutriments	Pluie journalière distribuée, évapotranspiration, information sur l'occupation du sol, données topographiques	Ruissellement de surface et de subsurface Evaporation, recharge de la nappe phréatique débit de base, humidité du sol, salinité	Modèle performant en matière de production de sédiments. Faible nombre de paramètres	Modèle à l'échelle du bassin versant. Modélisation journalier	LASCAM (Viney and Sivapalan, 1999 ; Viney et al., 2000)
LISEM	Simule de détachement dans les zones de concentration de flux	Néant	Version modifiée de SWATRE (Belmans et al., 1983)	Modèle physiquement basé spatialement distribué	25 couches sig	Ruissellement, sédiment, infiltration, stockage dans les dépressions. Cartes d'érosion et dépôts, de ruissellement à des intervalles de temps choisis durant la simulation. Capable de produire des hydrogrammes et des graphes de sédiments pour un événement simulé	Modèle événementiel, pour des bassins de 0,01 à 100 km ² . Modèle entièrement distribué incorporé dans un SIG. Requière des variables d'entrées spatio-temporelles détaillées	Basé sur EUROSEM (Morgan et al., 1998)	LISEM (De Roo et Jetten, 1999)
MIKE-11	Erosion de surface et dans le cours d'eau	Qualité de l'eau	Modèles conceptuels (NAM : pluie-ruissellement, UHM : hydrogramme, SNAP :	Mixte de modèles conceptuels et physiquement basés	Le modèle pluie – ruissellement utilise jusqu'à 17 paramètres	Ruissellement, sédiment	Ce modèle n'est pas déterminé par un nombre de facteurs. Beaucoup d'interactions dans le	Néant	MIKE-11 (Hanley et al., 1998)

			Humidité du sol)				système sont ignorées ou simplifiées		
PERFECT	Erosion diffuse sur le bassin versant (MUSLE)	Azote minéral exporté par les sédiments (CREAMS)	Calculé en fonction de la pluie, du déficit en eau du sol, de la rugosité de surface, de la surface couverte par les résidus et la culture	Mixte de modèles empiriques, conceptuels et physiquement basés	Données climatiques journalières, paramètres du sol, paramètres culturaux, données climatiques	Bilan en eau, Erosion, Croissance des cultures à l'échelle journalière	Le modèle d'érosion ne tient pas compte de l'intensité de la pluie Basé sur MUSLE et CREAMS	Néant	PERFECT (Littleboy <i>et al.</i> , 1992)
SEDNET	Erosion et dépôts sur les versants, ravins, transports dans le réseau de rivières	Néant	Modèle réservoir	Mixte de modèles conceptuels et empiriques	Modèle numérique de terrain, grille des pluies annuelles, sols, érodibilité, facteur cultural, longueur de pente, pente	Les zones d'entraînement, la charge en sédiments dans les cours d'eau et le dépôt	Echelle continentale Le découpage se fait au niveau de chaque confluence, les données sont parfois difficiles à obtenir pour l'ensemble des segments de rivières	Néant	SedNet (Prosser <i>et al.</i> , 2001)
SWRRB	Erosion dans les canaux	Hydrologie, nutriments, pesticides	Approche SCS – Curve Number	Mixte de modèles conceptuels, physiquement basés, empiriques	Précipitations température de l'air, radiation solaire	Ruissellement de surface et de subsurface, sédiments, nutriments, pesticides, contenu en eau du sol, volume dans le réservoir, débit	Les données requises sont nombreuses. L'application est donc limitée à des bassins versants déjà bien étudiés	SWWRB-WQ inclus en plus la qualité de l'eau (Arnold <i>et al.</i> , 1991)	SWRRB (Arnold <i>et al.</i> , 1990)

						de l'eau souterraine, hauteur de la nappe phréatique, azote organique, phosphore organique, nitrate dans les cultures, nitrate dans les percolas, nitrate dans les débits latéraux			
TOPOG	Erosion diffuse	Carbon Solutés	Deux modèles Topog-Simul et Topog-Dynamic qui permettent de simuler le ruissellement à l'échelle journalière et horaire	Physiquement basé	Topographie, sols, climat, végétation (Grayson et al., 1999)	Flux d'eau Solutés	Echelle du bassin versant	Néant	TOPOG (O'Loughlin, 1986)
WEPP	Erosion diffuse + dans les canaux sans considérer le ravinement	Néant	GAML	Physiquement basé	Caractéristiques du bassin versant et des canaux Croissance des plantes et résidus	Estimation spatio temporelle des pertes en sol, volumes de ruissellement,	Nécessite une grande quantité de données Ne prend pas en compte l'érosion des ravines Contient toujours un certain degré d'empirisme	Néant	WEPP (Laflen et al, 1991)

Le modèle le plus utilisé est basé sur l'équation universelle de perte en sol (USLE - Universal Soil Loss Equation) établi par Wischmeier et Smith, pour des prédictions de période de retour supérieures à 20 ans pour évaluer l'érosion nappes et en rigoles dans une parcelle agricole. La moyenne annuelle de perte en sol par hectare (A) est déterminée à partir de 6 facteurs : l'érosivité de pluie (R), l'érodibilité du sol (K), la longueur de pente (L), le pourcentage de la pente (S), l'occupation et l'utilisation du sol (C) et les pratiques de conservation (P).

Des modèles plus récents intègrent des nouvelles données acquises sur le processus de l'érosion. Ainsi le facteur P n'est pas pris en compte et le facteur K est déterminé à partir de modèles hydrologiques pour le modèle européen d'érosion des sols EUROSEM [213]. Un modèle adapté à la région côtière Libanaise [214] ne prend pas en compte le facteur (L) mais introduit un facteur : la capacité d'infiltration des roches.

Quelques modèles d'érosion fonctionnant dans la région méditerranéenne

Au Maroc, Bon et al. [215] ont modifié le facteur d'érosivité de la pluie (R) de l'équation de Wischmeier afin de tenir compte de l'intensité du ruissellement de surface. Dans le modèle USLE, l'érodibilité du sol est évaluée en fonction de trois paramètres : la texture, la teneur en matière organique, la structure et de la perméabilité, alors EUROSEM c'est la cohésion du sol et son enlèvement par la pluie qui sont utilisés.

SEMMED - Soil Erosion Model for Mediterranean Areas [216] sépare le processus d'érosion en deux phases : eau et sédiment, et permet d'identifier les zones vulnérables à l'érosion.

SEMMED constitue un des premiers modèles adaptés aux conditions climatiques méditerranéennes. Mais ils présentent une difficulté à cause de l'absence de la relation entre le ruissellement préalable à l'évènement et l'état hydrique initial du bassin versant, et vu que les pluies qui provoquent le ruissellement sont intenses et rares ce qui rend difficile la prédiction de leurs effets nécessitent l'accroissement des approches traditionnelles de mesure.

Le modèle ARSEM - Ardeche Soil Erosion Model est consacré aux évènements pluvieux exceptionnels [217]. Le modèle WEPP fournit des données journalières de perte en sol.

Les modèles comme USLE, EUROSEM, « Turkey Soil Erosion Estimation Model » [218], Wepp « Water Erosion Prediction Project [219], ARSEM «Ardeche Soil Erosion Model» et SAGATELE « Système d'aide à la gestion et à l'aménagement du territoire pour la lutte contre l'érosion » [220] donnent en sortie les pertes en terre alors que les modèles MEDALUS « Mediterranean Desertification And Land Use » [221] et MEDRUSH [222] déterminent la sédimentation au cours des inondations catastrophiques.

Modélisations du transport solide dans les bassins versants algériens

Les travaux relatifs à la modélisation des phénomènes d'érosion et du transport solide ont mis au point des relations liant le transport solide aux paramètres explicatifs (le débit liquide, la pluie, l'humidité du sol). Cette modélisation nous permet de comprendre l'évolution spatio-temporelle du phénomène et de quantifier les charges solides aux exutoires des bassins versants.

En Algérie de nombreux modèles ont été mis au point. L'objectif est de développer une expression explicative du transport solide en fonction des débits liquides. Ces derniers serviront à quantifier le transport solide en utilisant les mesures abondantes à l'échelle journalier. [40] ; [28]; [182]; [195]; [212]; [214]; [175]; [32]; [185].

Les modèles liant le transport solide au coefficient de ruissellement ont été développés. Ils tiennent compte de la pluviométrie, du ruissellement et de l'état d'humidité du sol. Ces derniers peuvent servir comme moyen de prévision du transport solide pour les différents bassins.

Tableau 1.2 : Les différents modèles dans les bassins versants Algériens

Réf Auteur	Rivière	Durée d'obs.	Principal contribution	Entrées	Sorties	Remarques
Meddi <i>et al.</i> , 1998	Maroc, Algérie, Tunisie		Estimation du transport solide à partir du débit liquide annuel et de la superficie	Débit liquide ; Débit solide ; Superficie.	Coefficients de corrélation partiels et multiples contrôlés par les tests de validité ; Relation pour estimer la dégradation spécifique ($t \text{ km}^2 \text{ an}^{-1}$) à l'échelle annuelle en fonction des débits liquides et la superficie	Empirique
Terfous <i>et al.</i> , 2001	Oued Mouilah	17 ans	Identification des périodes d'érosions actives	Valeurs débits liquides mesurés à l'exutoire du bassin versant	Une bonne relation en puissance liant le débit des matières solides en suspension au débit liquide.	Empirique
Bessenasse <i>et al.</i> , 2003	Barrage Zardezas	26 ans	Modèle basé sur les QdF, équations de continuité et convection-diffusion	Débits moyens journaliers ; Des hydrogrammes pour les crues les plus fortes ; Des mesures de concentrations moyennes de MES ; La topographie de la retenue à travers une série de 19 profils	L'utilisation du modèle hydraulique bidimensionnel donne un volume total de sédiments proche du volume réel déposé dans la retenue.	
Achite <i>et al.</i> , 2005	Oued Mina	22 ans	Test de 5 modèles mathématiques liant l'apport solide au coefficient d'écoulement			
Achite <i>et al.</i> , 2007	Oued Abd	22 ans	Les relations Concentrations – Débits non biaisées sont aussi précises que les relations biaisées Débit solide – Débit liquide			
Douadi <i>et al.</i> , 2009	Oued Isser		Prédiction de l'érosion ravinante à partir d'un modèle probabiliste et de données multi sources	Pente ; altitude ; lithologie ; faille ; morpho pédologie ; courbure en profil ; Photographies aériennes ;	Cartes de prédiction spatiale réalisées suivant une classification par des intervalles égaux ; L'examen des cartes fait ressortir une distribution spatiale des zones propices au ravinement	

Abdelhalim Yahiaoui et al., 2011	L'Oued Mekerra	46 ans	Modélisation du régime de crue en Débit-Duré-Fréquence du bassin de l'oued Mekerra dans l'ouest Algérien Etude des conditions d'application de la modélisation QDF et la détermination des courbes correspondantes sur le bassin versant	-crues observées sous forme d'hydrogramme à pas de temps horaire ; -Débits instantanés maxima annuels ;	La modélisation QDF établie suivant les quantiles de débits volume ; Utilisation de ces résultats pour déterminer le régime de crue pour le bassin versant et celui des sous bassins avoisinants ; Le modèle QDF permet de synthétiser les connaissances issues tant des observations hydrométriques que des simulations par modèles conceptuelles	
Hasbaia, <i>et al.</i> , 2012	Oued Elham	21 ans	Variabilité mensuelle, saisonnière de la dégradation des sols	Débits liquides instantanées ; Concentrations des sédiments en suspension ;	--détermination du flux annuel des matières en suspension traversant la section du cours d'eau ; -calcul de l'érosion hydrique en divisant l'apport solide annuel par la surface du bassin ;	Empirique
Bekhi <i>et al.</i> , 2012	Barrage Es-Saada	30 ans	Modèle SEDIM, modèle statistiques débits liquides-débit solides, simulation du processus d'envasement	-Apports solides et liquides jaugés aux stations hydrométriques à l'amont de l'oued ; -La turbidité moyenne partielle ; -Masse volumique de la vase (sédiment + eau) ; -Vitesse moyenne des chutes des sédiments ;	-Modèles de régression liant les apports solides aux apports liquides des affluents alimentant la retenue adéquats ; -Coefficients de corrélation acceptables ; -Modèles calés aux données bathymétriques afin d'obtenir un volume de vase estimé égal au volume mesuré par levé bathymétrique.	Modèle Empirique
Benchaiba <i>et al.</i> , 2012	Barrage Hamman Debagh	18 ans	Quantification du flux de sédiments susceptibles de se déposer dans le barrage à partir du débit liquide	-Valeurs instantanées des débits liquides ; -Les débits des matières en suspension ; -Concentration charge correspondante à un litre d'eau prélevé	-Recherche de relation entre débits solides en suspension et débits liquides ; -Relation « débit solide-débit liquide » à l'échelle saisonnière	

CHAPITRE 2

LA ZONE D'ETUDE

Dans le cadre de cette thèse, le choix du cas d'étude s'est porté sur le barrage de Boukourdane en Algérie, car ce barrage illustre bien les phénomènes d'envasement que subissent tous les grands barrages situés dans le sud-ouest du bassin méditerranéen [12]. Outre sa fonction de réservoir d'eau potable à destination des villes environnantes (Cherchell, Sidi Ghiles, Sidi Moussa, Sidi Amar, Nador et Tipasa), et en matière d'irrigation de la vallée de l'oued El-Hachem et les régions de Hadjout et du Sahel. Il est également utilisé pour la recharge de la nappe phréatique du champ captant situé en aval[12].

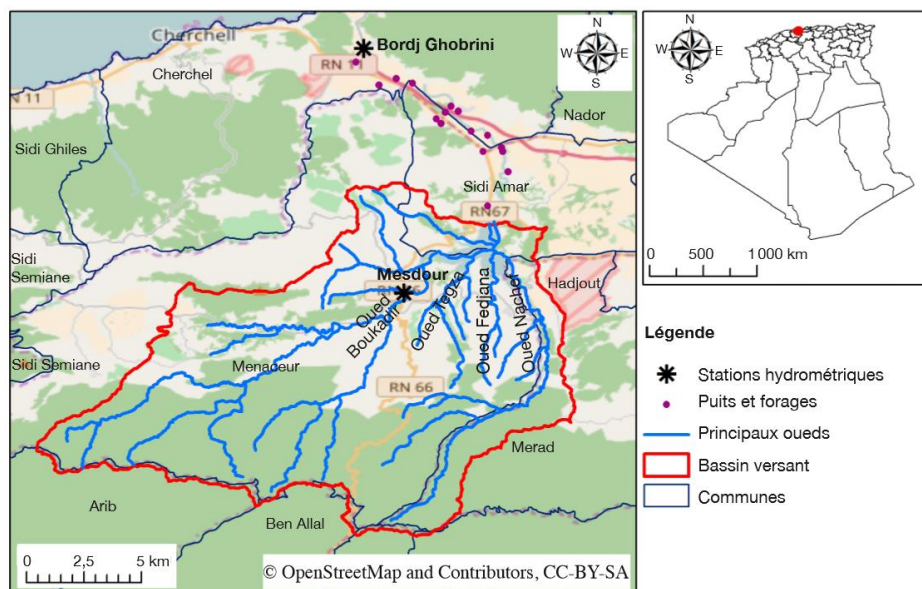


Figure 2.1. Localisation de la zone d'étude¹

¹ Sources : GADM, Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH)

La région étudiée, située dans la wilaya (division administrative) de Tipasa au nord de l'Algérie, fait partie de l'Atlas tellien-littoral (Figure 2.1). L'impluvium du barrage de Boukourdane couvre une superficie de 156 km² pour un périmètre de 63 km. Il est situé entre les longitudes 2°7'40" et 2°20'21" Est et les latitudes 36°32'60" et 36°24'43" Nord. Il est alimenté par l'oued El Hachem. Comme le montre la Figure 2.1, ce dernier prend naissance suite à la confluence des quatre principaux affluents : l'oued Boukadir en provenance de l'Ouest, l'oued Tegdza en provenance du Sud et les oueds Nachef et Fedjena venant de l'Est [17].

L'altitude du bassin versant de l'oued El Hachem varie entre 100 et 1 417 m avec une moyenne de 387 m. La densité de drainage est de 3,10 km.km⁻², la longueur de son talweg principal est de 34 km.

Les pentes supérieures à 35 % occupent une superficie de 78,68 km² de l'amont du bassin versant, tandis que les pentes entre 6 et 35 % occupent une superficie de 68,51 km² des zones collinaires de la partie centrale du bassin versant. Les faibles pentes, de 0 à 6 %, se localisent principalement dans la vallée et occupent une superficie de 10,87 km² dans la partie aval du bassin versant.

Les principaux types desols identifiés dans le bassin versant de l'oued El Hachem sont de types Leptosol lithique, Régosol calcaire et Cambisol (WRB).

Le diagramme des textures américain montre une prédominance des granulométries très fine et fine qui correspondent aux textures argileuses à limoneuse, sur l'ensemble des 70 profils réalisés sur la zone d'étude dont 16 ont fait l'objet d'analyses au laboratoire du BNEDER. Le taux d'argile varie de 12,6 à 46%. Les sols de type Leptosol lithique occupent les sommets des montagnes sur une superficie de 207 ha. Sur les glacis, les sols de type Calcisol sont caractérisés par la présence d'une croute calcaire à moins de 30 cm de profondeur. Les Calcisols occupent une superficie de 1977 ha. Ils sont présents dans la plaine et sont caractérisés par la présence d'un encroustement calcaire à différentes profondeurs. Les Régosols sont des sols caillouteux peu profonds et faiblement structurés. Ils sont présents près des sommets des montagnes, les zones de pentes fortes et occupent une surface de 3 522 ha. Les Cambisols couvrent une surface de 6 250 ha. Ils sont localisés sur les collines et basses collines. Ce sont des sols moyennement profonds assez riches en argile, mais présentant une structure

faiblement évoluée surtout en profondeur, ainsi que des cailloux et colluvions. Le Tableau 2.1 reprend les principales caractéristiques des sols rencontrés sur le bassin versant.

Tableau 2.1 : Principales caractéristiques d'un profil type de chaque sol présent dans le bassin versant [8].

Type de sol	Paramètre	Teneur	Teneur	Teneur	Densité	Matière
		en argile %	en limon %	en sable %	apparente Kg/dm ³	organique %
Leptosol litique	Effectif	8	8	8	8	8
	Moyenne	39	47	12	1,5	1,22
	Ecart type	5,86	5,67	3,52	0,18	0,12
Regosol calcaire	Effectif	5	5	5	5	5
	Moyenne	28	40	31	1,43	1,14
	Ecart type	3,75	3,56	3,85	0,23	0,08
Cambisol	Effectif	3	3	3	3	3
	Moyenne	43	45	13	1,76	2,57
	Ecart type	4,22	3,85	4,11	0,15	0,18

Les différentes formations géologiques fréquemment rencontrées sur la zone d'étude sont des roches sédimentaires très érodables, à l'origine de la grande sensibilité des sols de la région vis-à-vis du processus d'érosion. Ils'agit là essentiellement de schistes, marnes tendres et schisteuses et de calcaires. Le couvert végétal de la région de l'oued El Hachem est dominé par des forêts constituées de chêne liège (*Quercus suber*), de chêne vert (*Quercus ilex*), pins (*Pinus sp.*), cyprès (*Cupressus sp.*), genévriers (*Juniperus sp.*), peupliers (*Populus sp.*), de formations arbustives et de maquis. Dans les zones agricoles, on rencontre des terrains en friche ou labourés, des parcelles de céréales, de pomme de terre, du maraichage, de l'arboriculture fruitière, des oliviers et des vignes. Le climat du bassin versant de l'oued El Hachem est de type semi-aride, c'est-à-dire humide et froid en hiver, chaud et sec en été.

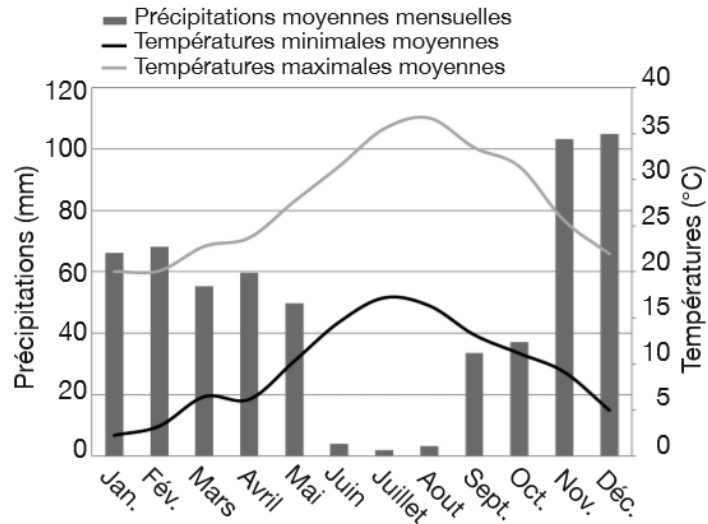


Figure 2.2. Précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Boukourdane

Comme le montre la Figure 2.2, les mois les plus pluvieux sont novembre (101 mm) et décembre (105 mm). Le bassin versant reçoit annuellement une pluviométrie située entre 300 mm et 750 mm avec une moyenne de 523 mm calculée sur la période allant de 1988 à 2012. La Figure 2.3 illustre la variation interannuelle des précipitations et la moyenne annuelle.

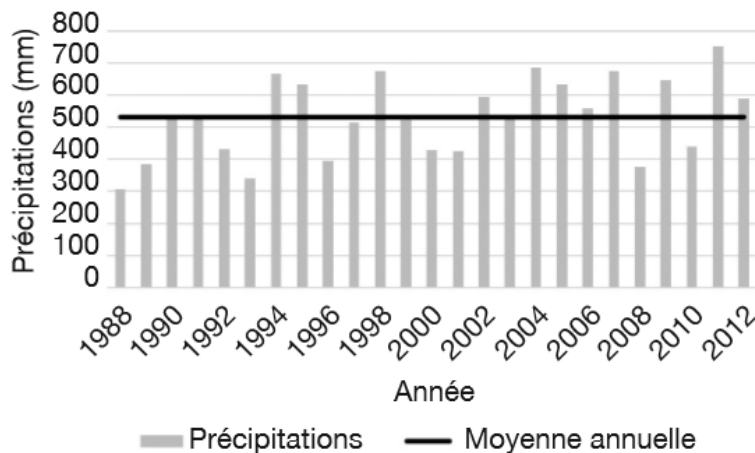


Figure 2.3. Variation interannuelle et moyenne annuelle des précipitations à la station de Boukourdane

2.1 Le barrage de Boukourdane

Le barrage de Boukourdane revêt un intérêt stratégique dans la politique algérienne d'autosuffisance alimentaire, tant en matière d'alimentation en eau

potable des agglomérations situées aux alentours (Cherchell, Sidi Ghiles, Sidi Moussa, Sidi Amar, Nador et Tipasa), qu'en matière d'irrigation de la vallée de l'oued El Hachem et des régions de Hadjout et du Sahel.

Le barrage de Boukourdane a été construit en 1988 et mis sous eau en 1992. Sa capacité initiale avait été sous-estimée à 93.10^6 m^3 [12] selon les plans originaux et a été mesurée en 2005, après réalisation de la bathymétrie à 108.10^6 m^3 . Sa construction a provoqué le rabattement de la nappe et même l'assèchement de certains puits situés à l'aval qui jusque-là bénéficiaient de la recharge naturelle de la nappe.

La protection de cet ouvrage contre un envasement rapide entraînant une diminution sensible de sa durée de vie et la gestion adéquate des lâchers de barrage sont des enjeux majeurs pour l'alimentation en eau potable de la région et l'irrigation. En effet, les lâchers du barrage permettent la réalimentation artificielle de la nappe phréatique qui alimente le champ captant.

2.2. Le champ captant.

La plaine de l'oued El Hachem se situe au sud-est de la ville de Tipaza. Elle est limitée au Nord par la Mer Méditerranée (Figure 2.4). Elle était la principale ressource d'approvisionnement en eau potable de grandes villes telles que Tipaza et Cherchell, ainsi que l'irrigation de grandes parcelles agricoles.

L'aquifère de la nappe de l'oued El Hachem est d'âge Plio-Quaternaire. La nappe est libre, sous un recouvrement d'argile ou de marne d'épaisseur variable ne dépassant pas les 20 m.

Toutes les études réalisées sur l'oued El Hachem montrent que la seule formation intéressante du point de vue hydrogéologique est représentée par le remplissage alluvionnaire du Quaternaire de la plaine. Ces dépôts du Quaternaire sont des galets, graviers, argiles sableuses, argiles rouges et limons de surface [18], [166].

Un réseau piézométrique de surveillance de la nappe alluviale de l'oued El Hachem (Figure 2.4) est constitué de 16 points de mesure qui se répartissent en 13 puits et 3 forages. La figure 2.4 montre la localisation de ces puits. La plupart de ces puits sont situés à proximité du lit de l'oued El Hachem à l'aval du barrage de

Boukourdane. Des campagnes piézométriques ont été réalisées par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) de 1998 à 2013.

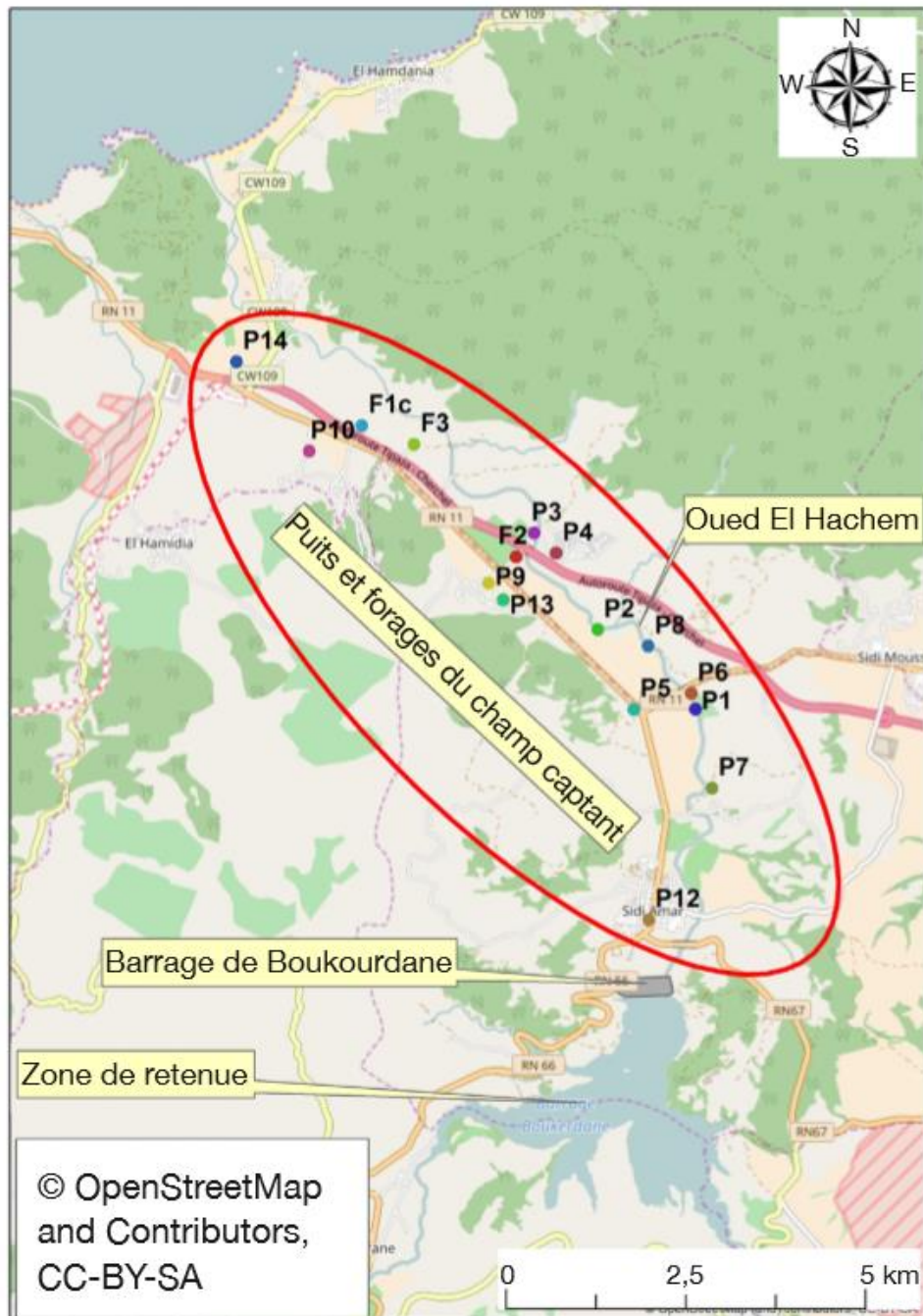


Figure 2.4. Localisation des puits (P) et forages (F) du champ captant par rapport au barrage de Boukourdane

2.3. Les données cartographiques

2.3.1. Le modèle numérique de terrain

Dans les modèles hydrologiques récents basés sur les systèmes d'information géographiques, le modèle numérique de terrain est à base du processus de détermination des axes d'écoulement, des sous bassins versant et du calcul des pentes. Ces cartes dérivées sont nécessaires pour la modélisation hydrologique.

Un modèle numérique de terrain a été élaboré par nos soins à partir :

- Des courbes de niveau équidistantes de 20m, des points remarquables et des lignes structurelles digitalisées à partir des cartes topographiques au 1/50 000
- Des coordonnées provenant du levé bathymétrique du barrage de Boukourdane réalisé au GPS RTK (précision théorique en X et Y de 2cm et en Z de 5cm).

L'approche modèle numérique de terrain, bien que fastidieuse, a été préférée à l'approche modèle numérique en élévation (MNE) car la précision en Z pour l'Aster GDEM version 2 est de l'ordre de 5 m. Le modèle numérique de terrain élaboré à partir des données Aster GDEM ne nous a pas permis de déterminer un réseau hydrographique correct.

Après vérification, nous nous sommes rendu compte que le système de coordonnées géographiques indiqué sur les cartes topographiques n'étaient pas correctes.

La confection d'un modèle numérique de terrain hybride courbes de niveau / données GPS a permis d'obtenir un meilleur rendu en termes de modélisation du barrage. L'approche utilisée l'année dernière, basée uniquement sur les courbes de niveau ne permettait pas de modéliser correctement le stockage de l'eau. En effet, ¼ de la capacité du barrage était manquante. Ce problème s'explique partiellement par un problème de paramètres dans le système de coordonnées géographique sélectionné pour les couches topographiques.

La concordance géographique avec les autres couches de données : géologie, hydrogéologie, pédologie est maintenant assurée.

Les contours du bassin versant ont été importés dans Google Earth afin de vérifier qu'ils suivaient effectivement les lignes de crête.

Afin de vérifier la cohérence du modèle numérique de terrain établi à partir de ces différentes sources de données, des transects ont été réalisés. Ces transects ont permis de vérifier l'absence de ruptures altimétriques dans le modèle numérique de terrain et donc la mise en concordance des différentes sources de données.

La méthodologie suivie consiste à tracer des lignes passant par le centre des pixels et traversant des zones issues des différentes sources de données. Ensuite, on extrait les altitudes des pixels du Modèle Numérique de Terrain (MNT) situés sous cette ligne. Les pixels sont ensuite convertis en points. Les coordonnées de chacun des points sont calculées dans le système de projection cartographique Nord Algérien. Finalement, les coordonnées x, z sont mises en graphiques dans Excel. La courbe passant par tous les points est le profil en travers du barrage. Aucune variation brutale ou rupture dans le continuum en z n'ont été observées dans les profils en travers. Cela signifie qu'il y a une mise en concordance des différentes sources de données.

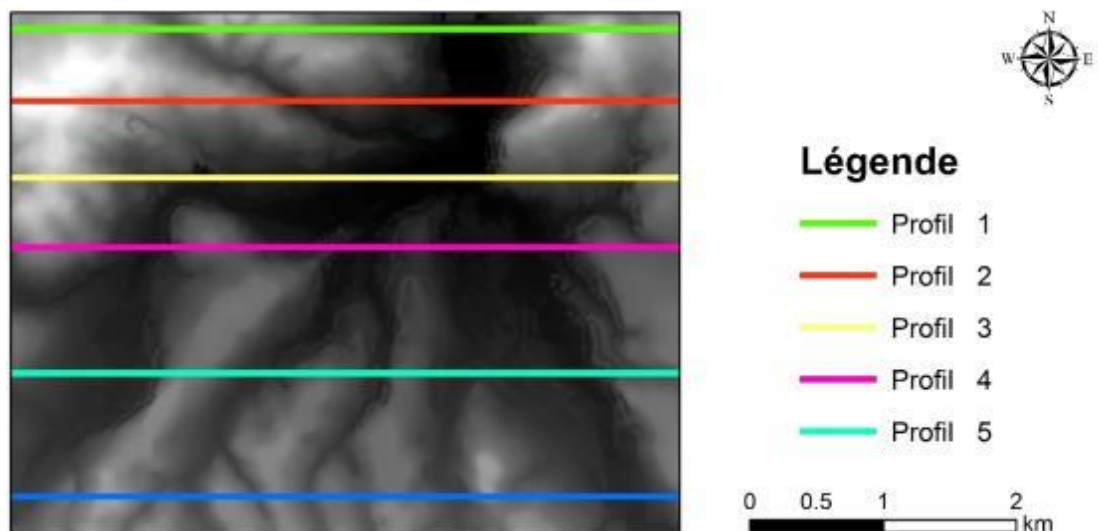


Figure 2.5 : Transects réalisés dans le modèle numérique de terrain

Les Figures 2.6 à 2.11 montrent les profils en longs réalisés dans le modèle numérique de terrain afin de vérifier sa cohérence, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de discontinuité d'une part ni de variation brutale dans les altitudes.

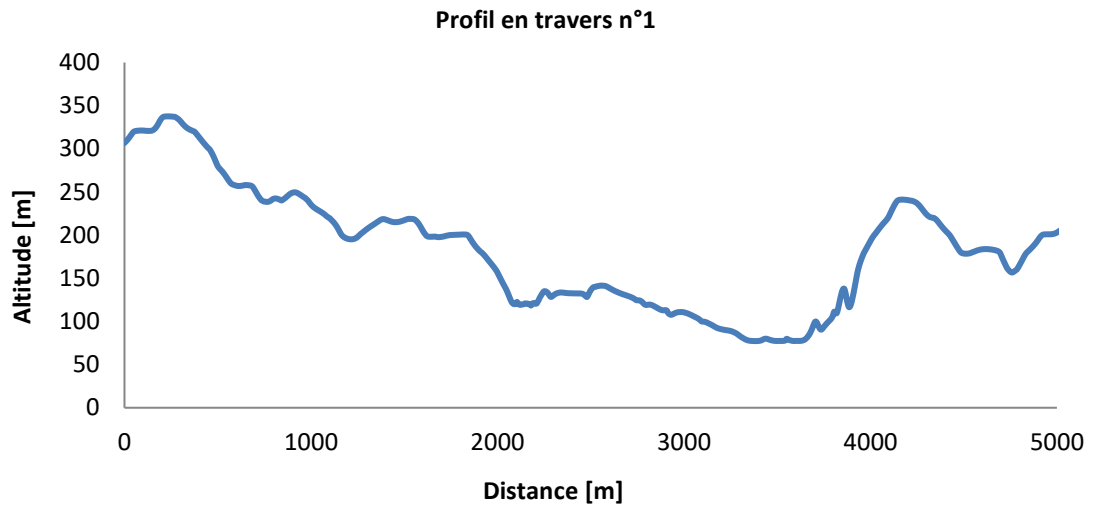


Figure 2.6. Transect réalisé suivant le Profil n°1

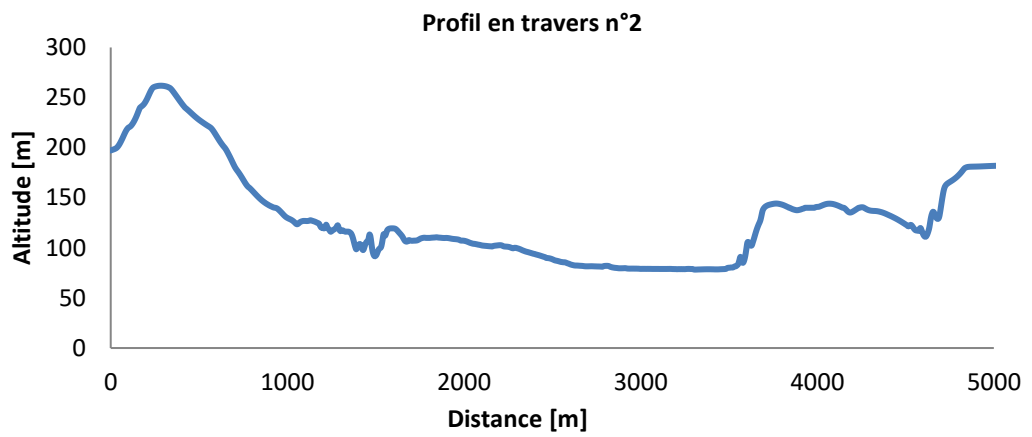


Figure 2.7: Transect réalisé suivant le profil n°2

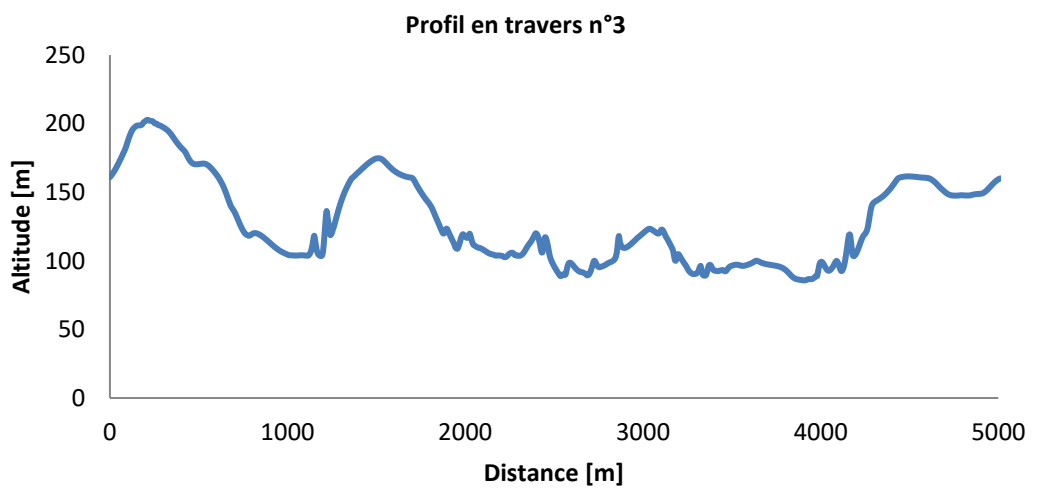


Figure 2.8: Transect réalisé suivant le profil n°3

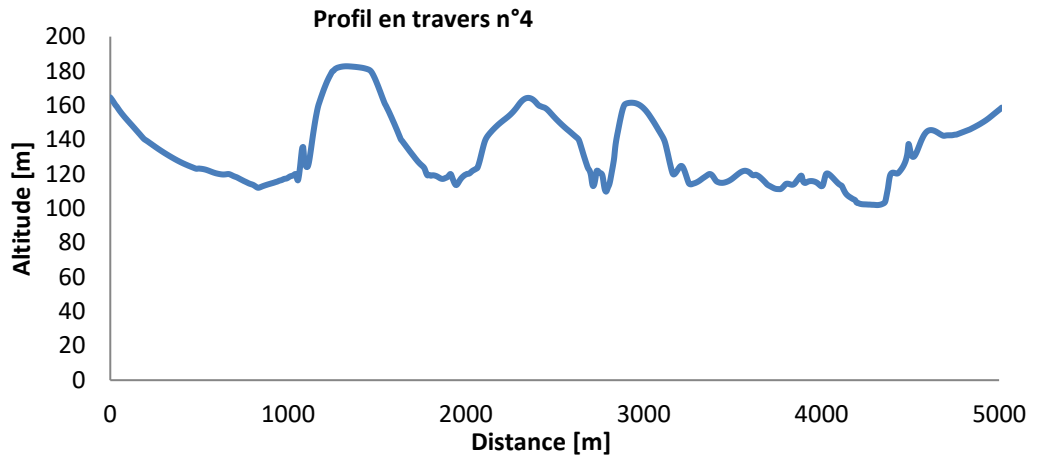


Figure 2.9: Transect réalisé suivant le profil n°4

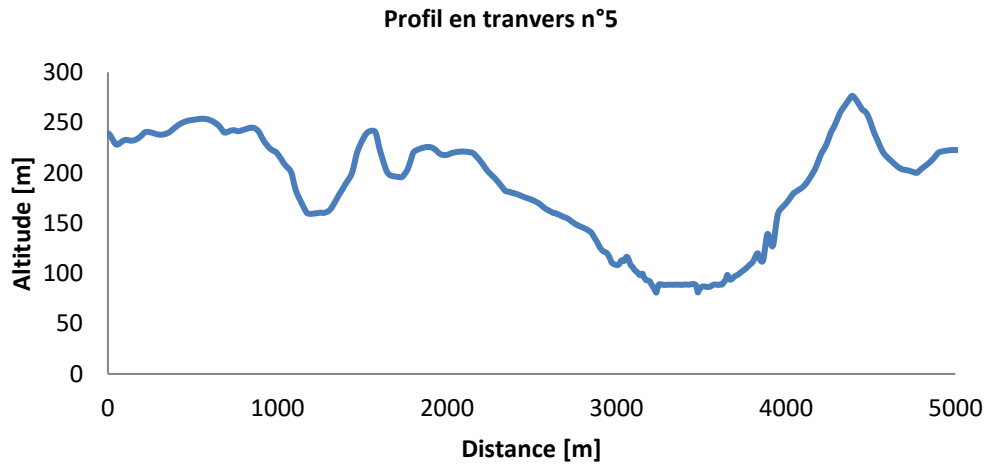


Figure 2.10: Transect réalisé suivant le profil n°5

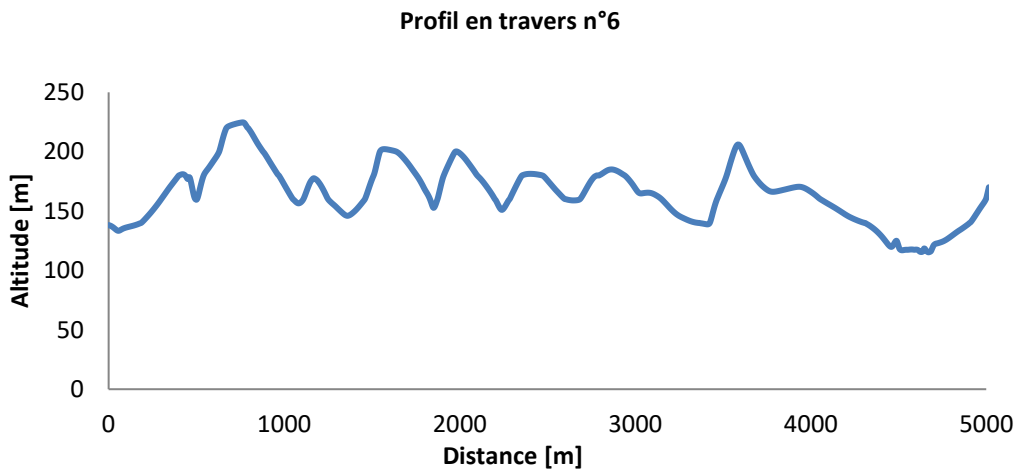


Figure 2.11 : Transect réalisé suivant le profil n°6

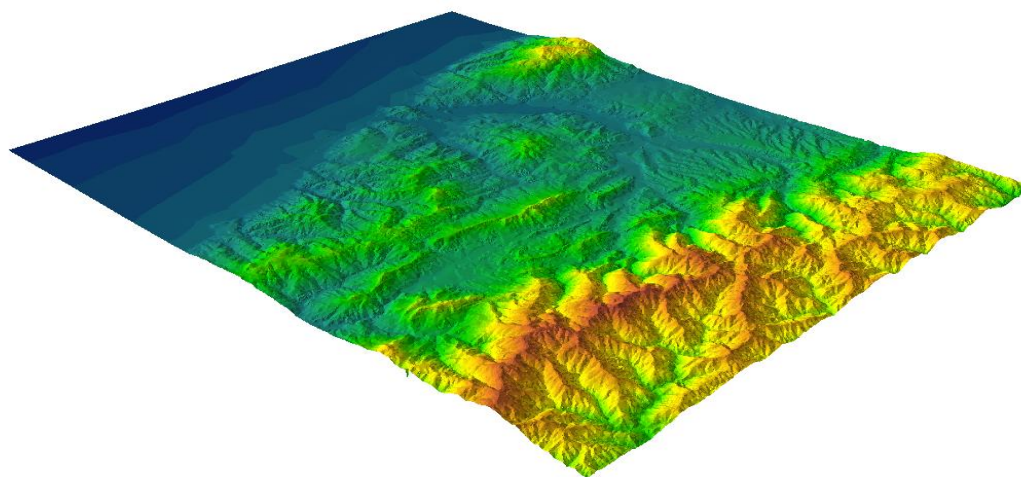


Figure 2.12 : Représentation 3D du modèle numérique de terrain résultant

2.3.2. La pédologie

La carte pédologique n'est pas disponible pour la zone d'étude. Une étude pédologique a été commanditée sur la zone d'études en vue d'une part d'acquérir des paramètres pédologiques et de réaliser une carte pédologique au 1/50 000.

2.3.2.1. Approche méthodologique

L'étude pédologique du bassin versant du barrage de Boukourdane a été établie après plusieurs phases :

- Une phase préparatoire, consistant en l'analyse des documents de base, à savoir, l'étude agro-pédologique du sahel algérois au 1/25 000^{ème} réalisée par L'Enhyd² au profit de L'A.N.R.H, la délimitation de la zone d'étude sur les cartes topographiques au 1/25 000^{ème} (Tipaza et Cherchell), des photos satellitaires et de la carte géologique. L'examen de celles-ci a permis de réaliser un zonage et orienter l'implantation des profils pédologiques suivant l'hétérogénéité de surface.
- La reconnaissance préliminaire du terrain nous a permis de situer la zone d'étude dans son ensemble, de voir le relief, les moyens d'accès (routes, pistes), de faire un inventaire provisoire des principaux types de sols, d'évaluer le volume de travail et de moduler le mode de prospection, c'est-à-dire la densité et localisation des observations.

² Enhyd est une entreprise spécialisée dans les travaux hydrauliques

- Au cours de la campagne de terrain, nous avons procédé à l'implantation et le creusement de 70 profils pédologiques (fosses d'observation) de profondeur très variable (35 à 140 cm) suivant les niveaux limitants (nappe, colluvions ou blocs alluvionnaires) ; suivi de la description morphologique à savoir : la profondeur du sol – la couleur des horizons d'après le code Mansell - la texture - la structure – la porosité – la présence de calcaire ou non – l'enracinement et les inclusions, etc.
- Prélèvement d'échantillons sur 18 profils parmi les unités cartographiques les plus représentatives observées sur le terrain.

2.3.2.2. La classification

La classification des sols utilisée est la classification française (CPCS, 1967), en usage à la direction de la Pédologie de l'ANRH, la structure de la classification des sols repose sur la détermination des éléments suivants : Classes -S/classes - Groupes - S/groupes - Familles - Séries et Types.

La légende sur les cartes, des sols retenus pour la représentation des éléments précités est celle en usage à l'A.N.R.H (légende des cartes pédologiques, 1973).

Les méthodes d'analyses employées au laboratoire des sciences du sol du BNEDER pour la détermination physico-chimique des divers échantillons sont :

- **La granulométrie** : méthode internationale (dispersant au pyrophosphate de sodium), prélèvement à la pipette Robinson et d'après les calculs, les différentes fractions sont déterminées ;
- **Le calcaire total** : (calcimètre de Bernard) ;
- **Le calcaire actif** : (méthode Drouineau) ;
- **La conductivité électrique** : sur un extrait dilué avec un rapport sol/eau 1/5 ; si celle-ci est > à 4 milli mhos.

La détermination des sels solubles est alors nécessaire ;

- **La matière organique** : méthode d'Anne ;
- **L'azote total** : méthode Kjeldahl ;
- **Le potassium total** : attaque de 5 heures à l'acide nitrique bouillant suivi d'un dosage par photomètre à flamme ;
- **Le phosphore assimilable** : méthode Olsen ;

- **Le phosphore total** : méthode Jackson
- **Le pH** : sur extrait dilué avec un rapport 1/ 2.5 ;
- **La C.E.C.**³ et les bases échangeables : avec la méthode de Bower (absorption atomique)

Remarque :

Pour la texture nous avons utilisé le triangle américain (en 2^{ème} approximation), ce triangle est celui qui est le plus adopté par les pédologues.

2.3.2.3. Caractéristiques physico-chimiques des sols

Les principales caractéristiques physico-chimiques que nous avons étudiées sont: la texture, la structure, la teneur en calcaire total et actif, la conductivité électrique, le pH, le complexe adsorbant et enfin les éléments fertilisants. Nous présentons ci-dessous les taux reflétant ces caractéristiques sur l'ensemble du périmètre.

Le diagramme des textures (classification USDA) montre une prépondérance des textures très fines et fines sur l'ensemble des profils dans la zone d'étude. Le taux d'argile est élevé et varie de 12,6 à 46,40%. Elle est souvent argileuse à limoneuse-argilo et équilibrée.

La structure des sols en liaison directe avec la texture fine est défavorable en général. Elle est polyédrique sub-angulaire moyenne en surface et devient grossière à prismatique en profondeur voir massive de cohésion très forte. La conséquence est que la porosité devient faible. De même le gonflement et la contraction au cours des périodes d'humectation et de dessiccation, provoquent un mouvement bien remarquable par les facettes lisses (slikensides). Ceci représente une contrainte physique au développement normal des racines.

Le calcaire active est la fraction fine du calcaire total lorsqu'il est présent à des taux élevés (entre 8 et 12 %) peut provoquer le blocage de l'assimilation du fer qui entraîne un jaunissement des feuilles (chlorose), une fragilité des cultures aux différentes maladies et par la même une réduction des rendements. La zone d'étude présente des taux de calcaire total et actif respectifs de 51,75 % et 16,58 %. Certains profils montrent la présence d'un encroûtement ; ceci est dû à la roche qui

³ CEC = Capacité d'échange cationique

est marneuse et calcaire. Dans le reste de la zone, le calcaire total varie de 0 à 35,63 % avec une moyenne de 12,7 %. Le calcaire actif est en moyenne de 4.84 %. Ces valeurs sont faibles et s'expliquent par le climat de la zone. En effet, les précipitations moyennes dans le périmètre sont de l'ordre de 705,6 mm ce qui provoque la lixiviation des sels.

Le taux de matière organique est faible et varie de (0 à 1,85%) en moyenne, il est de 1,07 %, le taux diminue de la surface en profondeur avec des taux moyens respectifs de 1,05 % et 0,41 %. Les profils où la matière organique (MO) dépasse les 2% c'est dû à l'apport fait par les agriculteurs lors du labour pour préparer la nouvelle culture.

Les résultats d'analyses montrent une C.E. très faible, elle est inférieure à 2 mmhos/cm sur l'ensemble des profils échantillonnés. Au minimum la C.E est de 0,05 mmhos/cm et la valeur maximale est de 0,86 mmhos/cm. Ces valeurs peuvent être expliquées par le fait que la zone est suffisamment arrosée.

La CEC varie entre 24,63 et 7,15 meq /100g, en moyenne elle est de 18,75 meq/100g. Ce taux est assez élevé et s'explique par la richesse des sols en argile.

Les types de sols identifiés lors de l'étude pédologique réalisée sur l'impluvium du barrage de Boukourdane sont décrits dans les paragraphes suivants.

2.3.2.4. Les sols minéraux brut

Ces sols sont caractérisés par la présence d'une croûte calcaire à moins de 30 cm de profondeur. Ils occupent, d'une manière générale les premiers glacis des montagnes, mais ils occupent une superficie importante qui est de 271 ha, soit les 1.9 % de la surface totale du bassin versant.

On les trouve classiquement sur les sommets de montagne en générale pas de valeur agricole

2.3.2.5. Les sols rendzines

Ce sont des sols rencontrés de hauteur de montagne des versants. Leur surface est de 3522 ha soit 22,67 % de la surface totale. Ce sont des sols peu profonds, faiblement structurés, leur profil est de type AR et la matière organique varie entre 0,81 % en surface et 2,6 % en profondeur.



Calcimagnésique, carbonaté,
rendzine, modale



Calcimagnésique, carbonaté,
brun calcaire

Figure 2.13. Profils de sol Rendzine

On trouve classiquement les Rendzines sur les versants calcaires. L'horizon humifère est peu épais, bien structuré. L'activité biologique est intense et une charge en cailloux très élevée. Les rendzines sont des sols peu épais mais bien structurés et bien aérés. La présence de calcaire élève le pH, ce qui favorise la perte d'azote, et insolubilise des éléments indispensables au développement.

2.3.2.6. Les sols peu évolués, non climatique, d'apport colluvial, modal

Leur surface est de 6250 ha et sont localisés sur des collines et bas de collines où la pente est importante, varie de 10 à 15 %. Ce sont des sols moyennement profonds, assez riches en argile mais présentent une structure faiblement évoluée surtout en profondeur ainsi que des cailloux et colluvions. On identifie un seul sous-groupe modal.



Figure 2.14. Profil de sol peu évolué, non climatique, d'apport colluvial, modal

Sols en situés en bas de piémonts qui bénéficient d'apport de matériaux soluble ou insolubles transportés le long des pentes. Ils sont constitués de matériaux grossiers voire pierreux au pied des pentes mais ils sont très aérés bien structurés, sauf qu'ils sont moyennement profonds. Ils sont très calcaires et possèdent une fertilité chimique assez bonne. La présence d'une charge en éléments grossiers importante les rend difficilement aménageables.

2.3.2.7. Les sols bruns calcaires à encroûtement

Ces sols occupent une superficie de 1977 ha soit 13,30 % de la surface totale du bassin versant. Ces sols sont caractérisés par la présence d'un encroûtement calcaire dans le profil et ceci à différentes profondeurs. Ce qui les différencie des rendzines est la présence d'un horizon structuré dans le profil.

Leurs principales contraintes de mise en valeur sont la présence d'un niveau limitant croûte ou encroûtement a différentes profondeurs, autrement leurs caractéristiques physico-chimiques sont appréciables et leur mise en valeurs nécessite une attention particulière.



Figure 2.15. Profils de sols bruns calcaire à encroûtement

2.3.2.8. Les sols bruns calcaires modaux

Ce sont des sols profonds n'ayant pas de niveau limitant tel croûtes ou encroûtement calcaire. Leur taux de calcaire, cependant reste élevé. Ils occupent les parties médianes de la plaine sur des substrats divers leurs superficie est de 1372 ha soit les 9,23 % de la surface totale du bassin versant.



Figure 2.16. Profil de sol brun calcaire modal

Ce sont des sols évolués à profil A (B) C ou ABC, avec l'horizon B structural à tendance argileuse. La teneur en matière organique est moyenne dans l'ensemble (1.9 pour cent). La structure est en général polyédrique en B pour les sols argileux. Etant donné leurs positions dans le paysage leurs fertilités chimiques et leur propriétés physiques les sols bruns calcaires modaux offrent de très bonnes potentialités agricoles, sauf qu'ils sont très calcaire car ce dernier peut exercer une action nocive sur les cultures sensibles au calcaire. Sur le plan physique, ils sont très variables, ont une bonne structure et une très bonne profondeur. Ils sont d'excellent sols de cultures.

2.3.2.9. Les sols bruns calcaires vertiques

Ce sont des sols à texture plus lourde qui occupent de petites surfaces disséminées dans la plaine évalué à 570 ha, ce qui représente 4 % de la superficie totale du bassin versant. Ils sont généralement profonds avec des taux de calcaire et d'argile élevés.

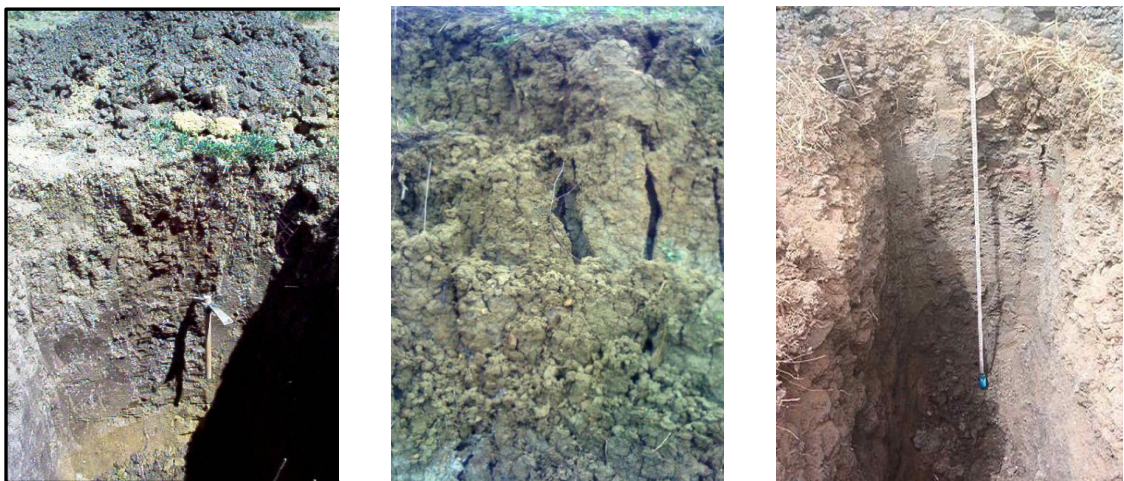


Figure 2.17. Profils de sols bruns calcaire vertiques

Les particularités de ces sols est le caractère vertique d'où un taux élevé en argile, ce qui les rends moins perméable, leur fertilité chimique est très bonne mais leurs caractéristiques physiques les rendent difficile à travailler, moins infiltrant et présentent toujours des fentes de dessiccation à la surface, un pH entre 7,61 et 8,61, une capacité d'échange cationique (CEC) avoisinant 26 méq pour 100g de terre. Ils ont une bonne réserve en eau.

2.3.2.10. Les sols d'apport alluviaux modaux

Ces types de sols présentent des textures moyennement fines à moyennement grossières, une structure défavorable (massive à particulaire), la teneur en calcaire est variable (de 1,5 – 4,5% en surface) et des taux en matière organique relativement moyens. La CEC est bonne et varie entre 5,6 meq/100g en surface et 27 meq/100g en profondeur. Ils sont répartis au niveau des terrasses d'Oueds et occupent une superficie de 915 ha soit 6,15 % de la surface totale du bassin versant.



Figure 2.18. Profil d'un sol d'apport alluvial modal

Ces sols de dépôts récents offrent une grande importance agricole, ils se localisent dans les lits majeurs des principaux oueds parcourant le périmètre, qu'ils soient calcaires ou non sans structure affirmée ils présentent une granulométrie très variés liées à la forme des courants de dépôts sableux, limoneux et argilo limoneux, Les sols peu évolués ont un niveau moyennement bas de matière organique, une fertilité chimique faible et sont sensibles à l'érosion.

La Figure 2.19, ci-dessous montre la répartition des observations et des profils sur le bassin versant qui ont servi à l'élaboration de la carte pédologique.

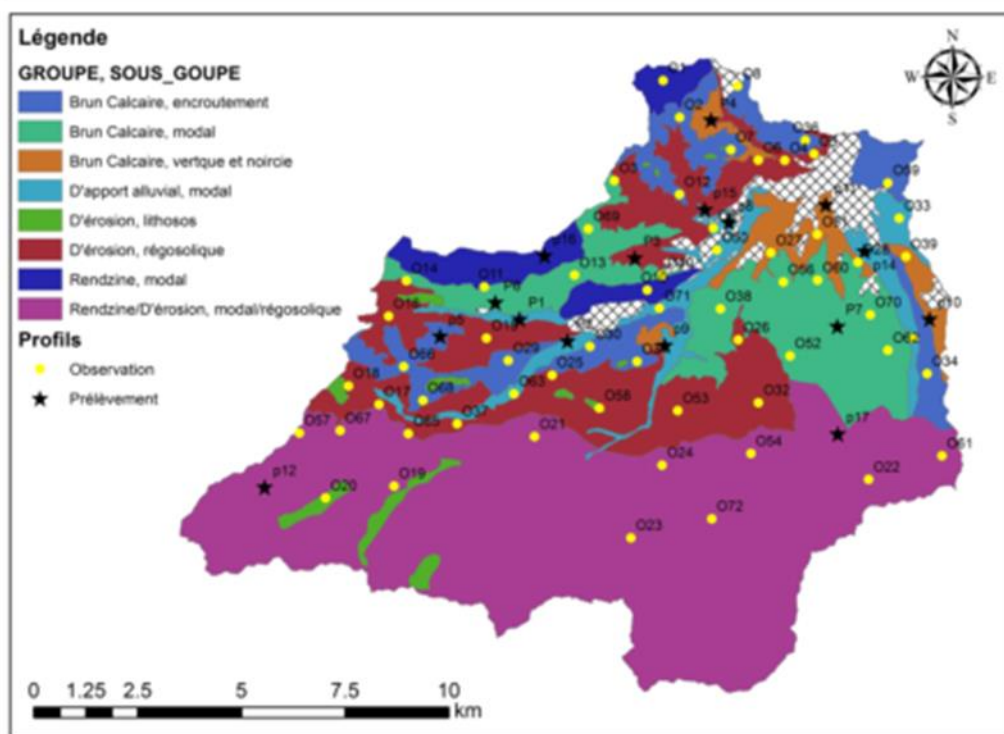
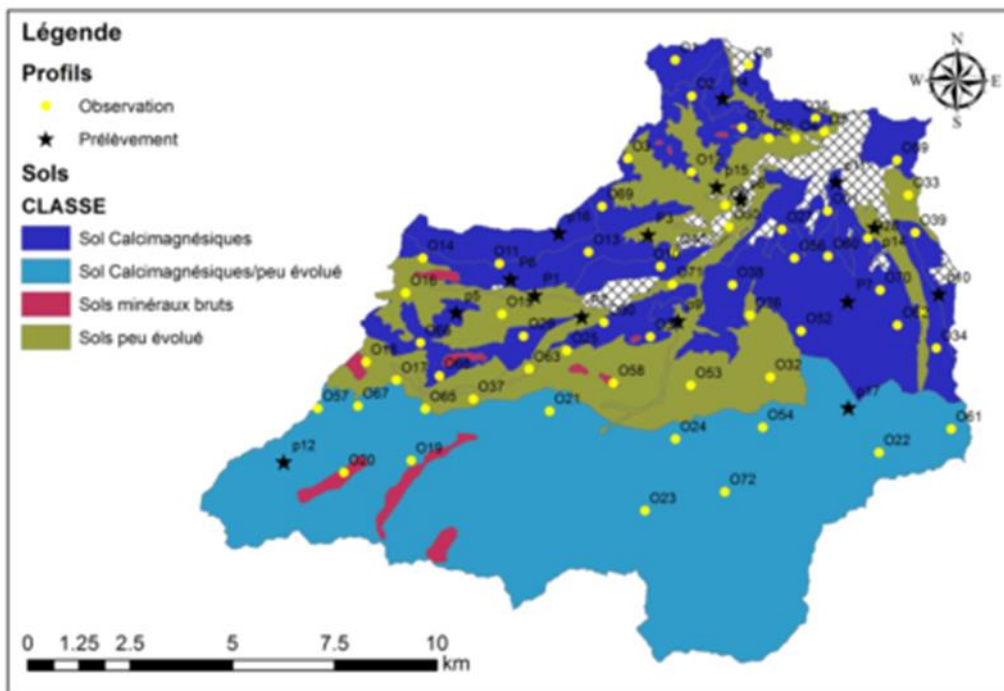


Figure 2.19 : Carte des sols de la région d'étude avec implantation des profils observés et échantillonnés

2.3.3. L'occupation du sol

La carte d'occupation est disponible sur toute la zone d'étude. Toutefois, le nombre de classe d'occupation du sol est limité et regroupe plusieurs types d'occupation du sol qui auraient dû être discrétisés. La correspondance avec les codes d'occupation du sol de SWAT a nécessité la création de nouveaux codes basés sur les observations de terrain et un certain nombre d'hypothèses.

2.3.4. La géologie

Une carte géologique au 1/50 000 couvrant la zone d'étude existe. Elle permet de vérifier la concordance entre le bassin versant hydrologique et la délimitation de la nappe phréatique.

2.3.5. L'évapotranspiration potentielle

Une carte d'évapotranspiration potentielle au 1/50 000 existe pour la partie nord de l'Algérie. Cette carte sera utilisée pour valider les valeurs calculées par le modèle.

2.3.6. Les données météorologiques

Les précipitations journalières [mm], la vitesse du vent [m/s], l'humidité relative [%], la radiation solaire [w/m²] et les températures minimales et maximales [°C] sont utilisées le calcul de l'évapotranspiration, la détermination du ruissellement et l'érosivité de la pluie.

Les stations météorologiques de mesures situées aux alentours de la région d'étude sont au nombre de 9. Leurs coordonnées dans le système Nord Algérien (Projection Lambert) et la période de disponibilité des données sont reprises dans le tableau ci-dessous.

Tableau 2.2 : Inventaire des stations météorologiques

Station	X [km]	Y[km]	Z[km]	Période
Bourkourdane **	464,30	359,90	110	1987 - 2012
Bordj-Ghrobrini *	460,50	367,05	15	1968 - 2012
Menaceur	458,25	354,45	250	1970 –2012
Iazaben	462,35	352,15	420	1970 –2012
Barrage de Meurad	473,80	349,90	300	1971 –2012
Djebabra	476,25	343,90	440	1973 –2012
Sidi Amar	460,25	354,90	275	1974 –1991

Cherchell Phare	454,35	368,00	16	1970 –2012
Gouraya	429,30	363,80	34	1970 –2012

** Station mesurant : Pluviométrie [mm/j] ; Température [°C] ; Vitesse du vent [m/s] ; Humidité relative [%]

* Station mesurant uniquement la pluviométrie mm/j]

La station de Boukourdane est la seule à posséder l'ensemble des données nécessaires à la modélisation.

Les données météorologiques ont fait l'objet d'une attention particulière en matière de qualité des données. Les données sont de provenance diverses et saisies à la main.

2.3.6.1. Les types d'erreur

Les séries de données peuvent être entachées d'erreurs de différentes natures en nombre variable suivant la qualité des données. Les origines de ces erreurs sont liées au dispositif de mesure, au stockage ou au traitement des données. Ces erreurs peuvent être de différentes natures. Les erreurs peuvent être détectées à l'aide de la statistique descriptive : valeurs minimale, maximale qui permettent de détecter les incohérences liées à des valeurs extrêmes. La mise en graphes des valeurs cumulées permet de détecter visuellement des variations abruptes dans la série qui prennent la forme de « marches d'escalier ». Outre la présence d'erreurs, les séries de données peuvent présenter des lacunes qui se matérialisent soit par l'absence de données (vides) ou un code de « No data ».

2.3.6.2. Correction des erreurs

Les erreurs ont été détectées à l'aide de la statistique descriptive : valeurs minimale, maximale qui permettent de détecter les incohérences liées à des valeurs extrêmes. La mise en graphes des valeurs cumulées a permis de détecter visuellement des variations abruptes dans la série qui prennent la forme de « marches d'escalier ».

Les erreurs des séries météorologiques ont été identifiées et documentées (aberration, lacunes, erreur de saisie).

Les erreurs de saisie (confusion entre le point et la virgule) ont été corrigées manuellement.

Les aberrations et les zones lacunaires (vides) ont été remplacées manuellement par les données de la station météorologique voisine la mieux corrélée.

Des corrélations entre des séries pluviométriques issues de l'ensemble des stations météorologiques ont été réalisées. Ces corrélations ont permis d'identifier les possibilités de remplacement des valeurs d'une station par une autre. La Figure 2.19 illustre à titre d'exemple pour le mois de février 1980 l'homogénéité des données pluviométrique quant à leur dispersion temporelle.

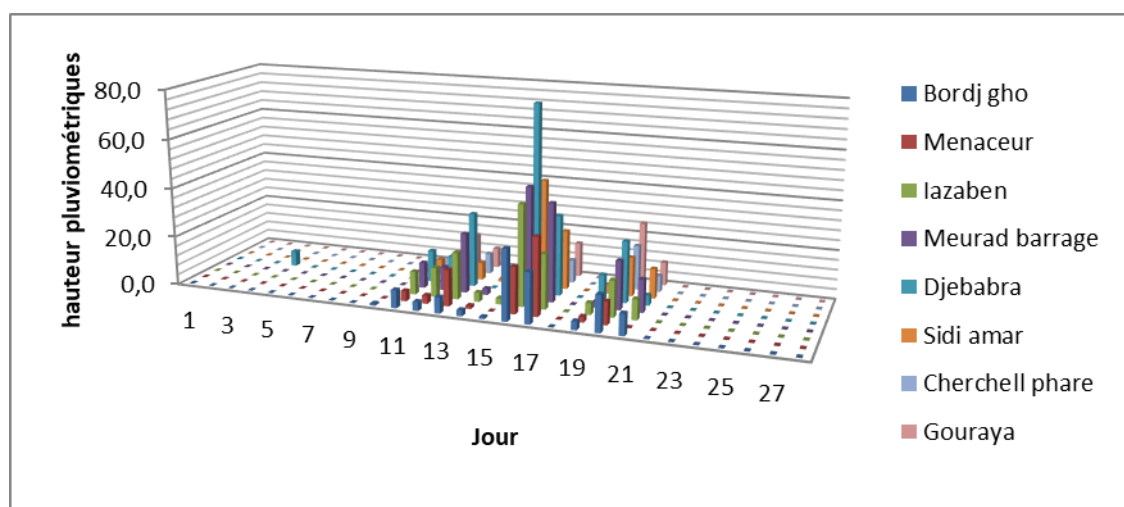


Figure 2.20. Homogénéité des séries chronologiques

Le graphe de la Figure 2.20 montre la présence de pluie de manière concomitantes sur l'ensemble des stations de mesures pluviométriques. Toutefois, les corrélations entre les séries cumulées corrigées des stations météorologiques envisagées deux à deux doivent être vérifiées.

Les Figure 2.21 et 2.22 montrent deux exemples de corrélations deux à deux effectuées entre les séries de données pluviométriques des stations météorologiques. La relation linéaire ne montre aucune cassure caractéristique d'artefact dans les données.

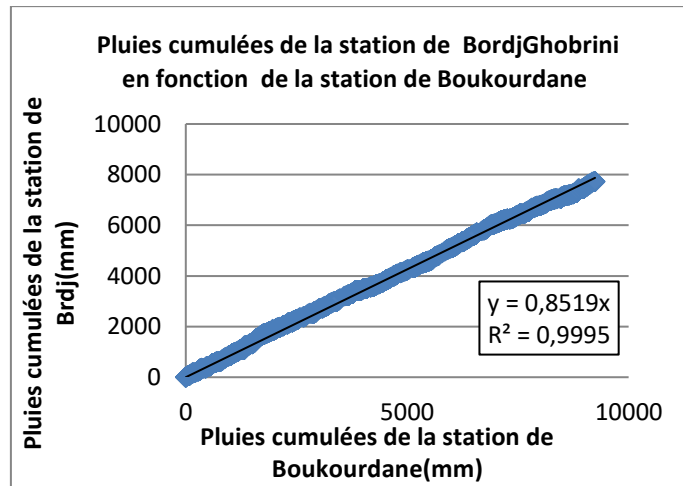


Figure 2.21. Corrélation des pluies cumulées des stations pluviométriques de Bordj Ghobrini et de Boukourdane

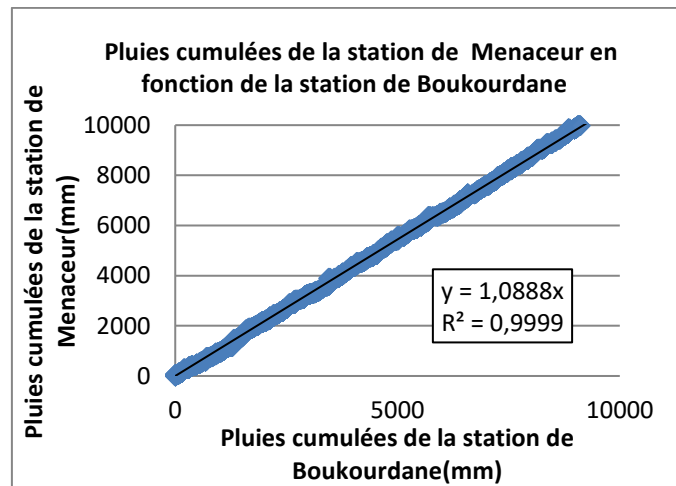


Figure 2.22. Corrélation des pluies cumulées des stations pluviométriques de Menaceur et de Boukourdane

L'ensemble des corrélations des séries pluviométriques cumulées réalisées entre les stations météorologiques sont reprises en annexe de ce document.

Des corrélations entre des séries pluviométriques issues de l'ensemble des stations météorologiques ont été réalisées avec une erreur allant de 8 à 15%.

Le remplacement des données lacunaires et aberrantes a été préféré à la simulation des données météorologiques manquantes par les chaînes de Markov tel que proposées par le modèle SWAT par exemple. L'utilisation du générateur de données pluviométriques n'est acceptable que dans le cadre de la réalisation d'un bilan à l'échelle mensuelle ou annuelle. En effet, les scénarios probabilistes générés

ne sont pas corrélés avec les données débitométriques mesurées aux stations de jaugeage : bien que du point de vue bilantaire le cycle de l'eau soit fermé.

Etant donné la présence de fortes corrélations entre l'utilisation de données réelles permettra d'obtenir de meilleures corrélations entre débits simulés et observés que l'utilisation de séries météorologiques probabilistes générées pour remplacer les données lacunaires ou erronées.

2.3.6.3. Calcul de l'évapotranspiration potentielle

Sur base des données météorologiques corrigées de la station de Boukourdane, l'évapotranspiration potentielle a été calculée. Différentes formules de calcul et d'estimation de l'ETP⁴ ont été comparées.

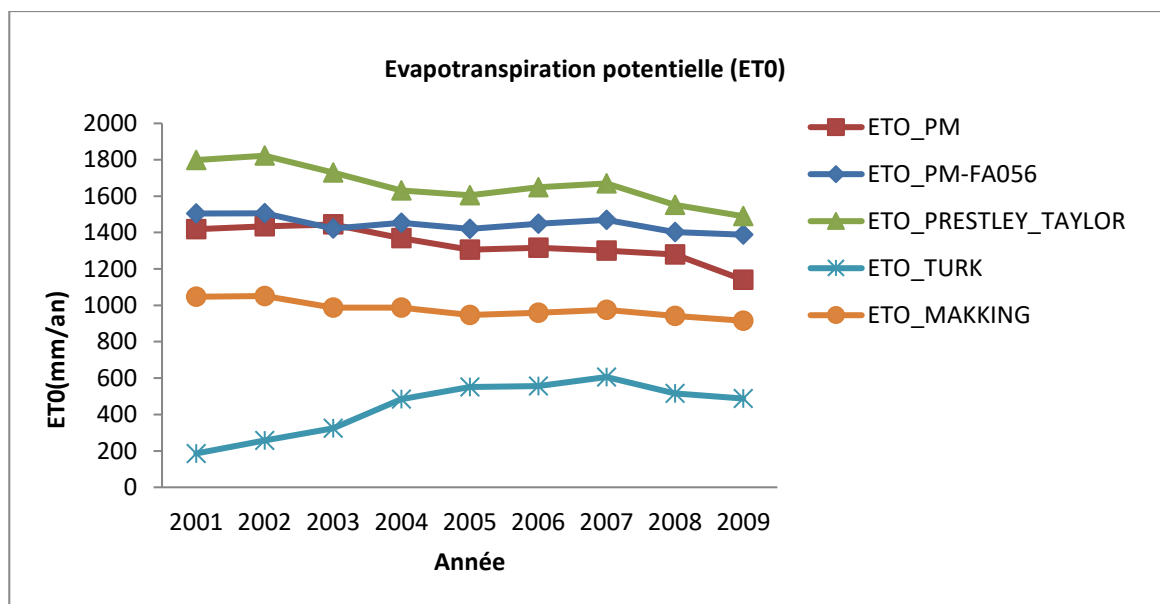


Figure 2.23. Comparaison de différentes formules d'évaluation de l'évapotranspiration potentielle

L'équation de Penman-Monteith (ETO_{PM}) et sa variante FAO 56 ($ETO_{PM-FAO56}$) utilisent une combinaison du bilan énergétique, du transfert de masse pour calculer l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre et l'effet de l'architecture et de la régulation stomatique du couvert végétal sur la diffusion de vapeur d'eau à partir d'une surface cultivée.

⁴ ETP ou ETPo : Evapotranspiration potentielle.

$$ET_0 = \frac{l s(R_n - G) + K_t \frac{VPD \cdot \rho \cdot C_p}{r_a}}{\lambda \left(s + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right)}$$

Où :

- l est la chaleur latente de vaporisation [$\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$] ;
- R_n est la radiation nette [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$] ;
- G est le flux de chaleur du sol [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$] ;
- VPD est le déficit de pression de vapeur de l'air [kPa] ;
- r est la densité atmosphérique moyenne [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$] ;
- C_p est la chaleur spécifique de l'air [$\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$] ;
- s est la pente de la relation vapeur-température de saturation [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$] ;
- g est la constante psychrométrique [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$] ;
- r_a est la résistance aérodynamique ;
- r_c est la résistance de la canopée ;
- K_t est un coefficient d'ajustement des unités.

L'équation de Priestley-Taylor remplace de terme aérodynamique de l'équation de Penman-Monteith par un terme multiplicateur adimensionnel expérimental (α)

$$ET_0 = \frac{l s (R_n - G)}{\lambda (s + \gamma)} \alpha$$

Où :

- ET_0 est l'évapotranspiration potentielle journalière [$\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$] ;
- l est la chaleur latente de vaporisation [$\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$] ;
- R_n est la radiation nette [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$] ;
- G est le flux de chaleur du sol [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$] ;
- s est la pente de la relation vapeur-température de saturation [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$] ;
- g est la constante psychrométrique [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$] ;
- α est le coefficient de Priestley-Taylor.

Les équations de Turc :

Si l'humidité relative de l'air est $> 50\%$:

$$ETP = 0,40(R_s + 50) \frac{T}{T + 50}$$

Si l'humidité relative de l'air est $< 50\%$

$$ETP = 0,40(R_s + 50) \frac{T}{T + 50} \left(1 + \frac{50 - RH}{70} \right)$$

Où :

- ETP est l'évapotranspiration potentielle mensuelle [mm.mois⁻¹] ;
- Rs est la radiation solaire globale (cal.cm⁻².j) ;
- T est la température moyenne mensuelle de l'aire [°C] ;
- RH est l'humidité relative [%]

L'équation de Makking réduit l'influence du climat à son terme essentiel du bilan des énergies disponibles pour les échanges convectifs ($R_n + \phi_0$).

Afin de vérifier la consistance des données, la valeur totale annuelle a été comparée à la classe de valeurs de la carte d'évapotranspiration potentielle de l'Algérie reprise en annexe. Les valeurs totales annuelles se trouvent dans l'intervalle compris entre 1300 et 1400mm/an. Comme le montre la Figure 2.23, ces valeurs sont cohérentes avec la formule de Penman Monteith, par ailleurs la plus physiquement basée. Nous retiendrons cette approche.

CHAPITRE 3

MODELISATION HYDROLOGIQUE A L'AIDE DU MODELE SWAT

3.1. Introduction

L'hydrologie d'un bassin versant comprend une série d'évènements regroupés en un ensemble de processus faisant partie du cycle de l'eau. Les processus considérés en l'occurrence sont ceux de la phase terrestre du cycle de l'eau, c'est-à-dire ceux qui contrôlent notamment les flux parvenant in fine à la rivière. Les mécanismes régissant le cycle de l'eau ne surviennent pas seulement les uns à la suite des autres, mais sont aussi concomitants. Il est habituel de diviser le cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant en eaux de surface et eaux souterraines. De plus en plus souvent, le sous-sol « non saturé en eau » est identifié séparément sous le terme de zone vadose⁵ pour le distinguer de la zone saturée des eaux souterraines.

Le cycle de l'eau est sujet à des processus complexes et variés tels que les précipitations, l'interception, l'évaporation, la transpiration (des végétaux), le ruissellement, l'infiltration, la percolation, le stockage et les écoulements souterrains. Ces divers mécanismes sont rendus possibles par un élément moteur, le soleil, organe vital du cycle hydrologique.

La précipitation non interceptée (par les végétaux ou autres) qui atteint le sol, s'écoule jusqu'aux cours d'eau soit en surface (ruissellement direct) ou s'infiltré dans

⁵ Zone variable saturée du sol

le sol. Il y a stockage temporaire de l'eau infiltrée sous forme d'humidité dans le sol utilisable par les plantes et percolation pour contribuer aux écoulements de subsurface et au renouvellement des réserves de la nappe souterraine. Ces écoulements (sauf exportation hors du bassin par pompage ou autre) rejoignent in fine le cours d'eau. L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau, et la transpiration à partir des plantes complètent le cycle.

La phase terrestre du cycle de l'eau peut s'écrire de la forme suivante pour une épaisseur de sol donnée, sur une période donnée et pour un intervalle de temps déterminé exprimé en jours :

$$SW_t = SW_0 + \sum_{t=0}^t (R_i - Q_r - E_i - T_i - P_i - Q_{gw})$$

Avec ($0 < i < t$):

- SW_t : stock en eau du sol au temps t (mm)
- SW_0 : teneur initiale en eau du sol au temps initial t_0 (mm)
- R_i : hauteur de précipitation du jour (mm)
- Q_r : hauteur de ruissellement superficiel du jour (mm)
- E_i : évaporation réelle du sol du jour (mm)
- T_i : transpiration réelle du jour (mm) P_i : hauteur de percolation du jour (mm)
- Q_{gw} : hauteur d'écoulement de base (mm)

La Figure 3.1 présente un diagramme schématique du cycle hydrologique terrestre.

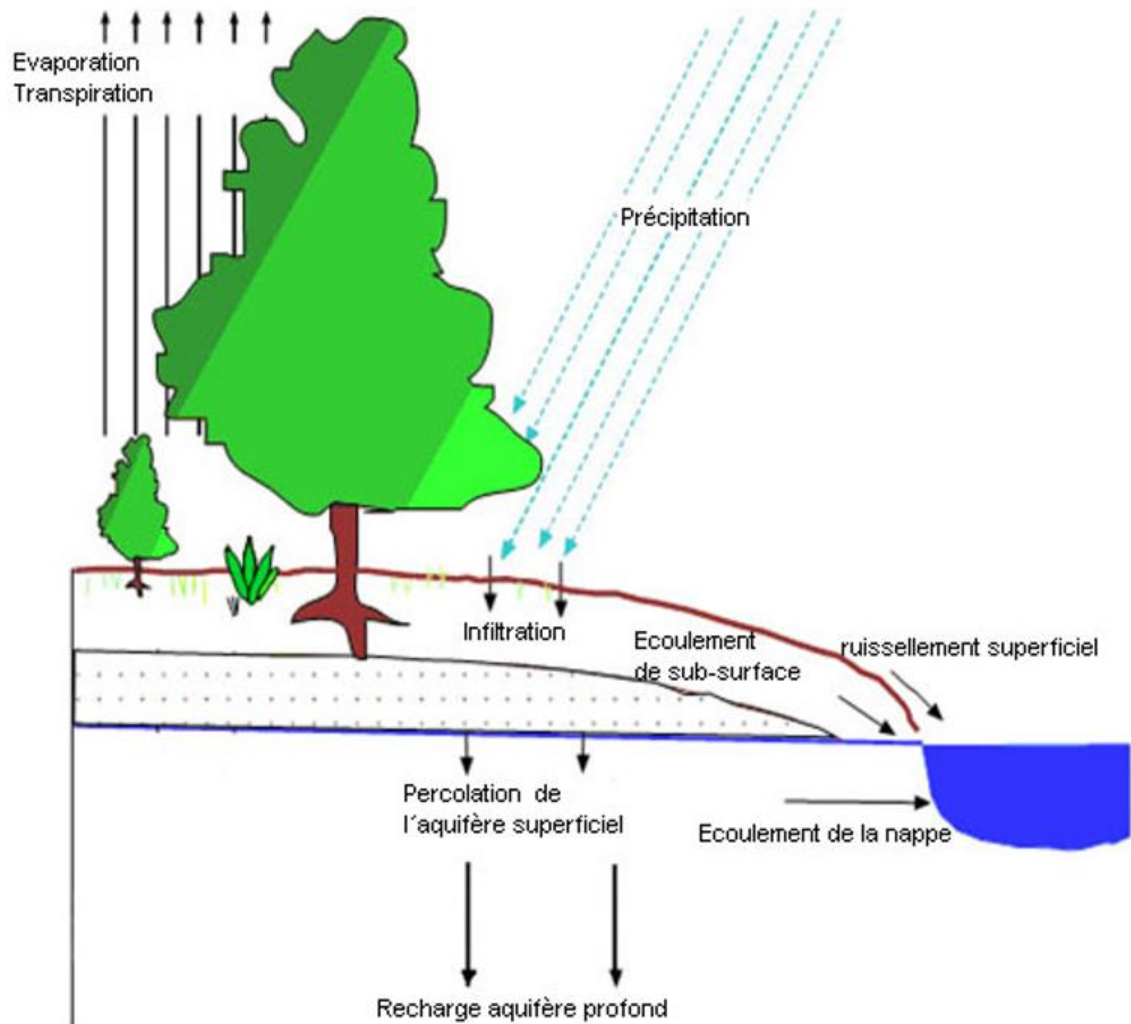


Figure 3.1. Schéma du cycle hydrologique terrestre de l'eau. Tiré de [223])

3.2. Présentation du modèle

Le modèle SWAT est issu de la combinaison de deux modèles. Le modèle CREAMS (modèle hydrologique à l'échelle parcellaire ; [116]) a d'abord été étendu à l'échelle du bassin, devenant ainsi le modèle SWRRB (Simulator for Water Resources in Rural Basin ; [144]) intégrant également une composante érosion [143] et eau souterraine (GLEAMS; [141]). SWRRB a été combiné au modèle ROTO (modèle de routage de l'eau et des sédiments ; [144]) et QUAL2E (Brown et al., 1987 [224]) pour former le modèle SWAT. Ainsi, SWAT bénéficie de l'historique des modèles dont il est issu (développement et validation). Le modèle a été progressivement amélioré en intégrant les développements de différents auteurs : la modification de la formulation de la percolation au sein du profil de sol dans SWAT-G (Eckhardt et Arnold, 2001 [225]); un nouveau découpage des unités de

production dans SWIM (Krysanova et al., 2000 [226]); ESWAT [227] ajoute un module de qualité de l'eau et modifie plusieurs modules préexistants (Vandenberghe et al., 2002). Le schéma de la Figure 3.2 montre le développement historique du modèle SWAT, y compris certaines adaptations (source : [229]).

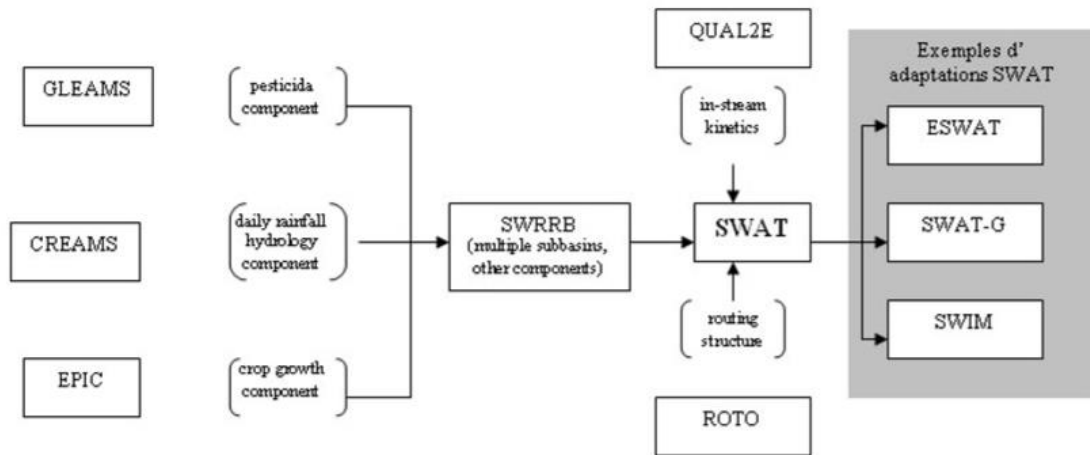


Figure 3.2 : Schéma du développement historique du modèle SWAT. Tiré de [229].

SWAT est un modèle physiquement basé, synthétique (ou conceptuel), déterministe (relation de cause à effet entre précipitations et débits du cours d'eau) au pas de temps journalier. Il est semi distribué, car il inclut en plus de données physiquement réalistes des aspects statistiques et/ou stochastiques (probabilités) en complément ou en développement. Outre la simulation hydrologique proprement dite, SWAT [228] intègre également la simulation de l'érosion des terres et de la production de sédiments, ainsi que des procédures de gestion des terres, y compris la croissance des récoltes, les flux de nitrate et phosphore, etc. Seules les informations liées à l'hydrologie, la croissance des plantes et à la production de sédiments sont utilisées dans cette thèse.

L'utilisation conjointe de l'extension du Système d'Information Géographique (SIG) ArcView AvSWAT) permet le prétraitement des données topographiques et convient pour le stockage, la gestion et la visualisation des données spatialement distribuées sous forme, par exemple, de cartes thématiques. Pour chaque simulation du bilan en eau effectuée par le modèle, cette interface permet de créer une nouvelle série de cartes et de tableaux de résultats [230]. AvSWAT possède huit modules de travail, dont celui de la délimitation du bassin versant, de la

définition des unités hydrologiques de calcul et de la préparation des cartes et des tableaux de résultats. Les données à fournir sont le modèle numérique de terrain (MNT), les cartes des sols et couvertures végétales, les données climatiques et celles liées au réseau hydrographique. AvSWAT a depuis lors été remplacé par ArcSWAT qui est spécifiquement dédié aux versions 8 et ultérieures.

Pour chaque unité élémentaire de calcul (appelée HRU ou Hydrologic Response Unit dans le schéma de conceptualisation), les paramètres spécifiques de couverture, de topographie et de sol doivent être définis. Pour chaque sous-bassin, les paramètres topographiques, climatiques et de surface sont à spécifier. Enfin, pour le bassin entier, les paramètres de surface et des paramètres climatiques sont à renseigner.

De nombreux bassins versants ont été étudiés avec succès en utilisant ce modèle hydrologique, entre autres aux Etats-Unis et en Europe ([231]; [232]; [233]; [234]; [235]; [236]; [154]; [237]; [238]; [239]; [240]; [229]). SWAT a été validé dans des contextes et à des échelles spatio-temporelles variés : sur des bassins de quelques km² à quelques centaines de km² sur une période annuelle, mensuelle et journalière ([231]; [235]; [237]); sur des bassins agricoles aux Etats-Unis pour analyser des problèmes de pollution, d'érosion ou d'aménagement ([241]; [154]; [242]); en climat semi-aride à l'échelle journalière et mensuelle ([234]; [236]; [243]).

L'étude des processus hydrologiques se base sur la segmentation de l'espace en unités homogènes appelées Unité de Réponse Hydrologique (HRU Hydrologic Response Unit) qui représentent une combinaison unique entre le sol et la couverture végétale.

Cette segmentation de l'espace en unités hydrologiques HRU correspond à un découpage en zones caractérisées par un comportement ou un fonctionnement hydrologique spécifique et homogène qui est la résultante des processus hydrologiques qui régissent chaque unité. Les différents flux d'eau horizontaux et verticaux sont calculés de manière indépendante pour chaque HRU.

Une HRU n'a pas une situation spatiale explicite dans le sous-bassin, mais correspond à un regroupement de superficies qui se présente sous forme de plages discontinues et de tailles variables. Ces HRU ne sont pas nécessairement des parcelles adjacentes et sont qualifiées par de nombreux auteurs comme un bassin

virtuel. Un (sous-) bassin possède au minimum une HRU. Le nombre de HRU par sous-bassin est fonction d'un seuil de superficie imposé par l'utilisateur.

La position du point d'observation des données débitmétriques journalières est fixe et correspond à l'exutoire du bassin versant. Il n'y a donc pas de dimension spatiale dans ce cas. Pour un modèle semi-distribué, le manque de cette dimension spatiale peut nuire à l'efficacité de la modélisation et est plus approprié à un modèle de type global.

3.3. Fonctions de production des flux d'eau

Le modèle hydrologique SWAT ne simule que des flux d'eau verticaux et latéraux en zone (temporairement) saturée.

Dans la dimension verticale, les cinq principaux transferts sont les suivants :

- Interception
- Infiltration de l'eau dans le sol
- Percolation de l'eau au sein du sol
- Transpiration des végétaux
- Evaporation du sol

La Figure 3.3 présente une schématisation des principaux flux verticaux pris en compte par le modèle hydrologique.

L'interception est le processus par lequel une partie de la précipitation est captée et retenue par la végétation puis évaporée sans avoir atteint la surface du sol. Le phénomène d'interception est modélisé suivant le schéma conceptuel d'un réservoir, dont la capacité dépend du type de couverture et qui se vide et se remplit en fonction des précipitations et de l'évaporation potentielle.

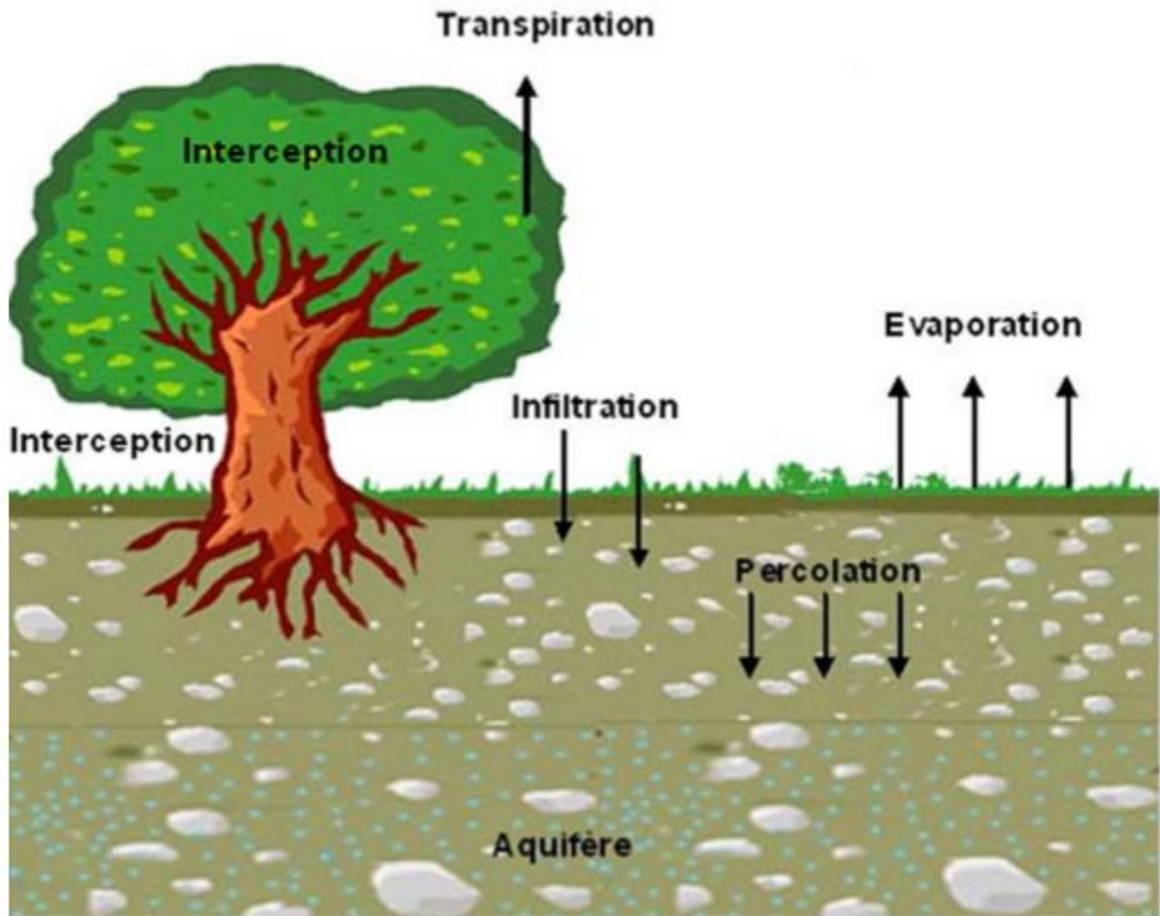


Figure 3.3. Schématisation des flux verticaux pris en compte par le modèle hydrologique SWAT.

L'infiltration est le mouvement de l'eau pénétrant dans un milieu poreux depuis la surface du sol et s'écoulant dans le sol sous l'action de la gravité et des effets de pression. Les facteurs principaux qui affectent le processus d'infiltration sont la couverture végétale, la porosité, la conductivité hydraulique et le contenu en humidité du sol.

La conductivité hydraulique à saturation K_{sat} représente la valeur limite du taux d'infiltration pour un sol saturé et homogène. Rappelons que, en milieu saturé homogène, l'écoulement se fait par gravité vers le bas.

SWAT propose deux méthodes de calcul de l'infiltration : une méthode directe dans le cas où les précipitations à l'échelle infra-journalière sont disponibles et une méthode indirecte si seulement les cumuls journaliers sont disponibles.

La méthode directe applique l'équation de Green et Ampt basée sur la loi de Darcy et la conservation de la masse. L'infiltration s'effectue en deux phases : une première phase durant laquelle il n'y a pas encore présence de flaques et où l'infiltration est égale au taux de précipitation, suivie d'une seconde phase où, sous « l'effet piston » de la flaque formée en surface, l'infiltration s'effectue à un taux fonction de la conductivité hydraulique effective (fonction de la conductivité à saturation), de la succion au front d'humectation, de la porosité du sol et de la quantité déjà infiltrée. La méthode indirecte par contre consiste à calculer sur base journalière la lame infiltrée dans le profil comme la différence entre la lame d'eau précipitée et le ruissellement de surface calculé par la méthode du Curve Number.

La percolation représente l'infiltration profonde dans le sol en direction de la nappe phréatique. SWAT considère chaque couche de sol comme un réservoir caractérisé par sa profondeur, sa conductivité hydraulique à saturation K_{sat} , sa réserve utile (humidité à la capacité au champ SW_{cc} à laquelle est retranchée l'humidité au point de flétrissement permanent SW_{pfp}), sa densité apparente et teneur en argile, ces deux dernières régissant l'humidité au point de flétrissement permanent. S'il y a plusieurs horizons (couches) au sein du profil de sol, SWAT considère un empilement de réservoirs, dont les caractéristiques diffèrent. La percolation est alors considérée comme le remplissage et la vidange d'une succession de réservoirs correspondant à chaque couche de sol et dont les capacités de stockage varient. Il y a percolation lorsque, au sein d'une couche donnée, le contenu en eau SW dépasse l'humidité à la capacité au champ (SW_{cc}) et la couche inférieure n'est pas saturée. SWAT suppose que le mouvement est vertical en milieu non saturé.

Le flux de percolation est donné par l'équation :

$$W_{perc,ly} = SW_{ly,excess} \left[1 - \exp\left(\frac{-\Delta t}{TT_{perc}}\right) \right]$$

Avec :

- $W_{perc,ly}$: flux de percolation dans la couche inférieure l sur un jour donné y (mm H₂O)

- $SW_{ly,excess}$: contenu en eau en excès dans la couche l en un jour donné y (mm H₂O)⁶
- Δt : pas de temps [heure]
- TT_{perc} : temps de percolation à travers la couche de sol [heure]

L'évapotranspiration est un processus complexe composé d'une évaporation physique (l'ensemble des phénomènes de vaporisation directe de l'eau libre ou du sol nu sans passage par le matériel végétal) et d'une évaporation physiologique (transpiration ou évaporation de l'eau qui traverse le système vasculaire). La transpiration et l'évaporation participent à l'extraction de l'eau hors de la zone non saturée.

Au vu de la difficulté de distinguer entre les processus de transpiration et d'évaporation dans la situation d'un sol couvert par de la végétation. De plus, ces deux phénomènes se produisent simultanément. Par conséquent, ces deux phénomènes sont généralement regroupés sous le terme générique d'évapotranspiration.

Trois notions sont à distinguer dans le processus d'évapotranspiration :

- Evapotranspiration potentielle ou de référence ET_0 , définie comme l'ensemble des pertes en eau par évaporation et transpiration d'une surface de gazon de hauteur uniforme en pleine période de croissance, recouvrant complètement le sol et abondamment pourvue en eau. Elle comprend donc l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration du couvert végétal. Comme celle-ci est fonction de la demande climatique évaporatoire et des caractéristiques de la surface évaporante (albédo, etc.), il est nécessaire de définir une évaporation potentielle de référence (gazon).
- Evapotranspiration maximale d'une culture donnée ETM , définie à différents stades du développement végétatif, couvrant totalement ou non le sol, lorsque l'eau est en quantité suffisante et que les conditions agronomiques sont optimales (sol fertile, bon état sanitaire, etc.).
- Evapotranspiration réelle ETR (ou évapotranspiration actuelle) définie comme la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par

⁶ Le contenu en eau en excès dans la couche considérée $SW_{ly,excess}$ est égal à la différence entre le contenu en eau du sol de la couche (SW) et le contenu en eau du sol à la capacité au champ pour la même couche (SW_{cc})

les plantes quand le sol est à son humidité spécifique actuelle et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire réel. Elle est réduite par rapport à *ETM* par un processus de fermeture stomatique régi par le déficit en eau.

L'évapotranspiration est calculée suivant des formalismes de complexité variée : Penman-Monteith [244], Kimberly-Penman [245], Priestley-Taylor [246], Turc [247], Hargreaves [248], Blaney-Criddle [249], etc. Le modèle SWAT offre le choix entre trois options d'estimation de l'*ET_o*, soit sur base du bilan d'énergie au niveau d'une surface évaporante (base physique) avec Penman-Monteith, soit par l'usage de relations empiriques faisant état de paramètres climatiques avec Priestley-Taylor ou, enfin, par la méthode d'Hargreaves. Ces méthodes varient en fonction des données exigées pour le calcul de l'évapotranspiration.

La méthode de Penman-Monteith requiert des données journalières de la radiation solaire, de la température de l'air, de la vitesse du vent (à 2 m de hauteur) et de l'humidité relative de l'air, ainsi que des paramètres dépendant de la couverture végétale (albédo, feuilles, teneur en eau du sol). Hargreaves et Priestley-Taylor ne nécessitent que des données journalières de la radiation solaire, de l'humidité relative et de la température de l'air. Du fait que les stations météorologiques répertoriées dans le bassin versant n'ont pas de données sur la vitesse du vent à l'exception de l'une d'entre elle. Les données de vitesse du vent ont été supposées identiques pour l'ensemble des stations.

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma(900/T + 273)U_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)}$$

Où *ETP* est l'évapotranspiration potentielle (de référence) [mm.j⁻¹], *R_n* est la radiation net à la surface de la culture [MJ.m².j⁻¹], *G* est la densité de flux de chaleur du sol [MJ.m⁻².j⁻¹], *T* la température moyenne journalière à 2 m du sol [°C], *U₂* is la vitesse du vent à 2m du sol [m.s⁻¹], *e_s - e_a* est la pression de vapeur saturante [kPa], *Δ* is la pente de la courbe de pression de vapeur [kPa.°C⁻¹], *γ* est la constante psychrométrique [kPa.°C⁻¹], *ET_c* est l'évapotranspiration de la culture [mm.j⁻¹].

Comme les conditions idéales sont rarement remplies, la quantité d'eau réellement transpirée par le couvert végétal est supposée égale à la quantité d'eau prélevée par les racines. Le calcul de cette demande qui décroît avec la profondeur est similaire au calcul de l'évapotranspiration du sol où le prélèvement en eau est fonction de la demande qui s'exerce sur le couvert végétal.

Lorsque la teneur en eau des couches supérieures du sol recouvrant l'aquifère diminue et s'approche du point de flétrissement, l'eau se diffuse vers le haut dans la frange capillaire qui sépare les zones saturées et non saturées. Dans la terminologie SWAT, le mouvement de l'eau à partir de l'aquifère superficiel vers les couches supérieures non saturées s'appelle REVAP.

Ce flux d'eau vers les couches sus-jacentes est modélisé par SWAT comme étant une fonction de la demande d'évapotranspiration et d'un facteur de remontée, selon l'équation suivante :

$$w_{revap} = \beta_{evap} \cdot ET_o$$

Avec :

- w_{revap} : la quantité d'eau quittant la nappe superficielle en réponse au déficit de la zone sous-jacente (mm H₂O)
- β_{revap} : le coefficient de remontée
- ET_o : l'évapotranspiration potentielle journalière (mm H₂O)

Ce processus de remontée capillaire ne s'accomplit que si la quantité d'eau stockée dans l'aquifère superficiel et mesurée en mm dépasse la valeur d'un seuil (*REVAPMN*) spécifié par l'utilisateur.

SWAT simule deux types d'aquifères : l'aquifère superficiel non confiné (et donc susceptible de contribuer au débit de la rivière) et l'aquifère profond confiné où l'eau qui y pénètre est considérée comme perdue pour le bassin versant.

La recharge de l'aquifère superficiel est fonction entre autres des caractéristiques géologiques rencontrées et des écoulements à la base du profil de sol. Une fraction de la recharge de l'aquifère superficiel peut être soit acheminée vers l'aquifère profond, soit quitter l'aquifère superficiel vers les couches supérieures non saturées et via pompage racinaire directement dans l'aquifère.

$$w_{rchrg\ i} = \left[1 - \exp\left(-1/\delta_{gw}\right) \right] \cdot w_{seep} + \exp\left(-1/\delta_{gw}\right) \cdot w_{rchgt,i-1}$$

Avec :

- $W_{rchg\ i}$: la recharge de l'aquifère superficiel le jour i [mm]
- δ_{gw} : le temps de drainage des formations géologiques sus-jacentes [jour]
- w_{seep} : la quantité totale d'eau quittant le bas du profil de sol le jour i (percolation ou écoulements préférentiels) [mm H₂O]
- $w_{rchg,\ i-1}$: la recharge de la veille [mm]

La percolation vers l'aquifère profond ne se déclenche que si la quantité d'eau stockée dans l'aquifère superficiel excède un seuil fixé par l'utilisateur.

Dans la dimension latérale, le modèle hydrologique SWAT considère les flux d'eau suivants :

- Ruissellement de surface $SURF_Q$ (*saturation overland flow*) : constitué par la frange d'eau qui, après une averse, s'écoule plus ou moins librement à la surface du sol.
- Ecoulement de sub-surface LAT_Q (ruissellement retardé, sub-surface, interflow, lateral flow) : portion de la précipitation infiltrée qui n'est pas descendue jusqu'à la nappe libre, mais qui passe de la surface du sol vers les cours d'eau en cheminant sous la surface du sol⁷.
- Ecoulement de base GW_Q (base flow, return flow, flux de retour) : partie du débit d'un cours d'eau qui provient essentiellement des nappes souterraines superficielles durant des périodes suffisamment longues où il ne se produit pas de précipitations. C'est lui qui fournit notamment le débit d'étiage (débit de base) des cours d'eau.

La Figure 3.4 illustre les différents flux latéraux pris en compte par le modèle hydrologique SWAT.

⁷ Une partie des précipitations infiltrées peut être contrainte de s'écouler quasi horizontalement dans les couches supérieures du sol pour réapparaître à l'air libre à la rencontre d'un chenal d'écoulement. Cette eau contribuant au gonflement de la crue est désignée dans la littérature sous le terme d'écoulement hypodermique rapide

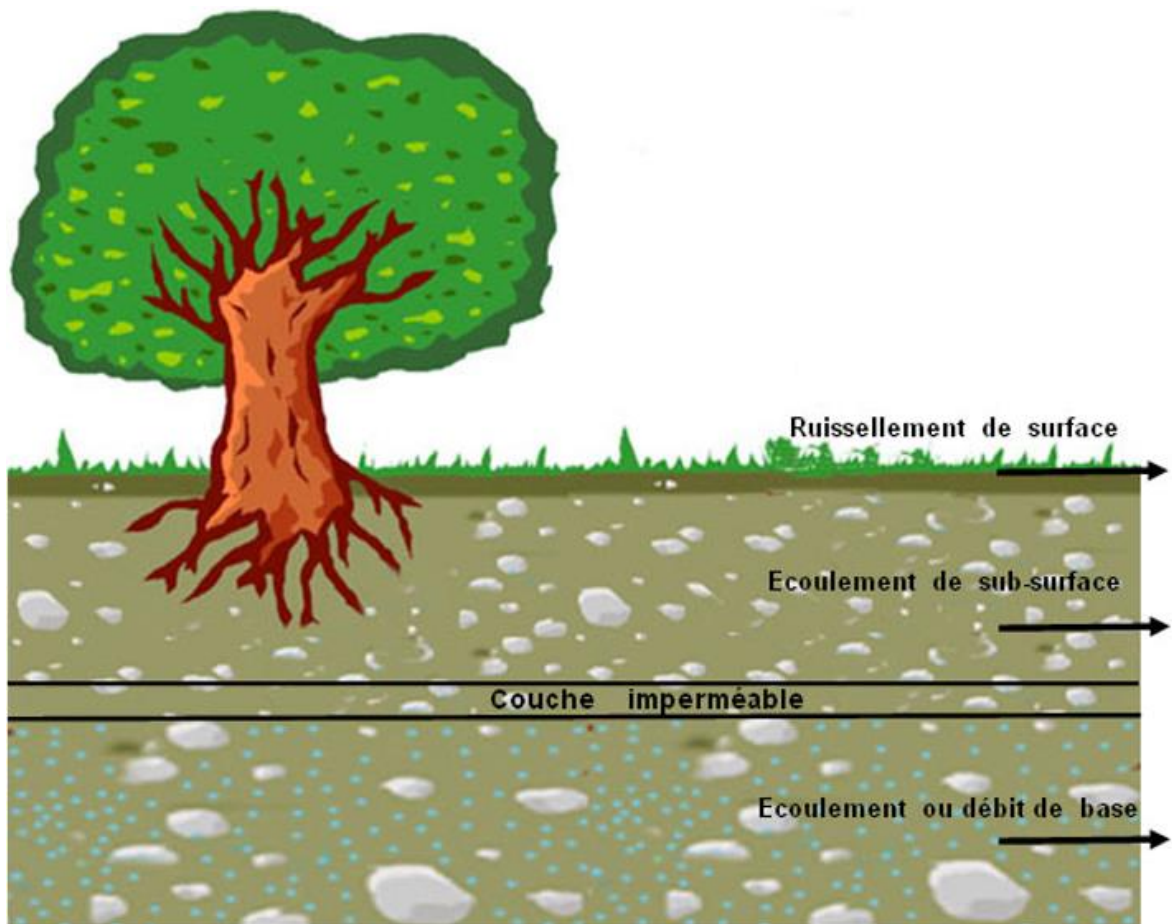


Figure 3.4: Schématisation des flux latéraux pris en compte par le modèle hydrologique.

Le ruissellement sur la surface du sol se produit quand l'intensité de la pluie (exprimée généralement en mm.h^{-1}) excède la capacité d'infiltration du sol. Son importance dépend de l'intensité des précipitations et de leur capacité à saturer la couche superficielle du sol avant que les processus d'infiltration et de percolation, phénomènes plus lents, soient prépondérants. Aucun ruissellement ne s'opère tant que l'interception initiale par le couvert végétal (canopée) n'est pas atteinte. On peut distinguer deux stades dans l'écoulement de surface, qui peuvent se combiner :

- Ecoulement par dépassement de la capacité d'infiltration du sol non saturé (écoulement hortonien)
- Ecoulement par dépassement du seuil de saturation du sol (saturation overland flow) [250].

Comme les pluies ne sont disponibles que sous forme de cumuls journaliers, le calcul du ruissellement se basera sur la méthode indirecte SCS (1972) en fonction

du groupe hydrologique des sols, de l'occupation des terres et des conditions antérieures d'humidité du sol.

La méthode SCS-CN modifiée considère que le ruissellement par dépassement de la capacité maximale d'infiltration ou ruissellement hortonien est le mécanisme dominant de production de l'écoulement. Cette capacité, caractérisée par l'infiltrabilité du sol, est supposée décroissante dans le temps jusqu'à une valeur constante qui est la conductivité hydraulique à saturation *Ksat*. Le volume ruisselé est estimé à partir de la détermination d'un paramètre global numérique de ruissellement CN⁸ qui est fonction des caractéristiques du bassin versant telles que le type de sol, la végétation, l'occupation des terres, la topographie et les techniques d'aménagement.

La méthode SCS répartit les sols en quatre groupes hydrologiques (A, B, C, D) en fonction de la capacité d'infiltration sur sol nu correspondant à une pluie de longue durée (capacité limite d'infiltration dans un sol proche de la saturation). Le Tableau 3.1 donne la description des groupes hydrologiques considérés par la méthode.

Tableau 3.1 : Définition des groupes hydrologiques des sols.

Groupe Hydrologique	Description
A	Sols à grande capacité d'infiltration (faible potentiel de ruissellement). Sols ayant une vitesse d'infiltration minimum comprise entre 7,5 mm.h ⁻¹ et 12 mm.h ⁻¹ et à drainage excellent à bon. Il s'agit de sables ou de sols profonds constitués soit de sable avec relativement peu de limon et d'argile, soit de lœss à drainage excellent.
B	Sols à capacité d'infiltration, après humectation, supérieure à la moyenne (potentiel de ruissellement relativement faible). Sols à vitesse d'infiltration comprise entre 3 mm.h ⁻¹ et 7,5 mm.h ⁻¹ , bien à moyennement drainé. Il s'agit de sols sablo-limoneux, moins profonds que ceux du groupe A ou de lœss moins profonds (50 à

⁸ CN = Curve Number

	125 cm), de texture moyennement grossière à moyennement fine (et donc moins structuré que le groupe A).
C	Sols à capacité d'infiltration, après saturation, inférieure à la moyenne (potentiel de ruissellement assez élevé). Sols à vitesse d'infiltration de base relativement faible (1 à 4 mm.h ⁻¹) et drainage modéré. Il s'agit de sols sablo-limoneux superficiels (15 à 75 cm) ainsi que des limons argileux à faible teneur en matière organique et à haute teneur en argiles et colloïdes à un degré moindre que ceux du groupe D, et de texture moyennement fine à fine. Ils contiennent souvent une couche imperméable à faible profondeur.
D	Sols à capacité minimale d'infiltration (potentiel de ruissellement très élevé). Sols à vitesse d'infiltration de base très faible (moins de 1 mm/h). Sols à teneur élevée en argiles gonflantes ou sols superficiels (moins de 75 cm) reposant sur une couche imperméable enfouie à faible profondeur (nappes permanentes à faible profondeur).

La relation entre la hauteur journalière d'eau précipitée et la lame d'eau ruisselée s'exprime par la relation suivante :

$$R = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}$$

Avec :

- R : la hauteur ruisselée [mm H₂O]
- P : la précipitation journalière [mm H₂O]
- I_a : la hauteur d'eau initiale ne participant pas à l'écoulement [mm H₂O]
- S : le paramètre de rétention

Lorsque la pluie commence à tomber, il n'y a pas de ruissellement immédiat. Cette rétention ou interception initiale la correspond à la partie de la précipitation n'atteignant jamais le sol, au stockage de surface et à l'infiltration avant ruissellement ; elle est estimée à 20% de la valeur du paramètre de rétention pour un jour donné. La hauteur d'eau initiale ne participant pas à l'écoulement est alors :

$$I_a = 0,2.S$$

La relation devient alors :

Si $P \geq 0,2.S$

$$R = \frac{(P - 0,2.S)^2}{P + 0,8.S}$$

Avec :

- R : hauteur ruisselée [mm H₂O]
- P : précipitation journalière [mm H₂O]
- I_a : hauteur d'eau initiale ne participant pas à l'écoulement [mm H₂O]
- S : paramètre de rétention

Sinon

$$R = 0$$

Si la condition $P \leq 0,2S$ est remplie alors il n'y a pas de ruissellement. Le paramètre de rétention S est déterminé par la relation de transformation suivante, à partir du paramètre CN physiquement basé qui représente le complexe hydrologique sol-couverture végétale et humidité antérieure du sol de la zone considérée :

La constante 254 de l'équation permet de transformer le résultat en mm. Le ruissellement démarre une fois que P est supérieur à I_a .

Le paramètre CN est déterminé pratiquement à partir de la connaissance de trois types d'informations : les sols répartis en quatre groupes hydrologiques (infiltrabilité du sol), la couverture végétale et la quantité d'humidité des sols définie par les conditions antécédentes d'humidité dues aux pluies antérieures (de 0 pour les sols totalement secs à 100 pour les sols totalement saturés). La valeur du paramètre CN est obtenue à partir de tables avec une pente de terrain moyenne de 5%. Pour tenir compte d'une pente supérieure à 5 %, le Département d'Agriculture des Etats-Unis a développé la formule suivante :

$$CN_{2s} = \frac{1}{3}(CN_3 - CN_2). [1 - 2. \exp(-13,86. Slope)] + CN_2$$

Avec :

- CN_2s : le Curve number en condition d'humidité II (moyenne) ajustée à la pente du terrain
- Slope : la pente moyenne du sous-bassin en %

$$CN_3 = CN_2 \cdot \exp[0,00673 \cdot (100 - CN_2)]$$

Les valeurs du CN en fonction de l'occupation des terres et du mode d'aménagement sont données dans le tableau 3.2.

Tableau 3.2 : Valeurs du paramètre de ruissellement CN pour une pente de 5% en condition d'humidité moyenne (CNII)

Occupation des terres	Mode d'aménagement	Comportement hydrologique	Groupe hydrologique (SCS)			
			A	B	C	D
Jachères, sol nu	Ordinaire	Défavorable	77	86	91	94
Plantes sarclées	Ordinaire	Défavorable	72	81	88	91
		Favorable	67	78	85	89
	En courbe de niveau	Défavorable	70	79	84	88
		Favorable	65	75	82	86
	En courbe de niveau avec terrasses	Défavorable	66	74	80	82
		Favorable	62	71	78	81
Céréales	Ordinaire	Défavorable	65	76	84	88
		Favorable	63	75	83	87
	En courbe de niveau	Défavorable	63	74	82	85
		Favorable	61	73	81	84
	En courbe de niveau avec terrasses	Défavorable	61	72	79	82
		Favorable	59	70	78	81
Légumineuses ou prairies temporaires	Ordinaire	Défavorable	66	77	85	89
		Favorable	58	72	81	85
	En courbe de niveau	Défavorable	64	75	83	85
		Favorable	55	69	78	83

	En courbe de niveau avec terrasses	Défavorable	63	73	80	83
		Favorable	51	67	76	80
Pâturage ou terre de parcours	En courbe de niveau	Défavorable	47	67	81	88
		Favorable	25	59	75	83
Boqueteaux		Défavorable	45	66	77	83
		Favorable	36	60	73	79
Route en terre			72	82	87	89
Route à revêtement en dur			74	84	90	92
Urbain			98	98	98	98
Superficie imperméable			100	100	100	100

L'eau percole jusqu'à la base du profil (assimilée à une couche imperméable ou semi-imperméable) où, en s'accumulant, elle forme une zone saturée (nappe perchée). Le flux latéral est l'écoulement horizontal qui se produit dans les couches plus au moins superficielles du sol, au-dessus de l'aquifère perché. Il se réalise d'une part au travers des macropores interconnectés du sol ou au travers des microspores constituant la matrice d'un sol. Ces écoulements latéraux sont significatifs dans le cas des sols à haute conductivité hydraulique et avec un horizon imperméable à une petite profondeur.

Pour le calcul de l'écoulement latéral, SWAT se base sur l'équation de conservation de la masse en utilisant l'hypothèse de l'approximation de l'onde cinématique qui considère les lignes de flux comme parallèles à la couche imperméable et un gradient hydraulique égal à la pente. L'écoulement latéral est modélisé comme une fonction de la pente et la longueur du sous-bassin, de l'humidité, la porosité et la conductivité du sol, ainsi que le montre l'équation suivante :

$$Q_{lat} = 0,024 \cdot \frac{2 \cdot SW_{exc} \cdot K_{sat} \cdot Slope}{\phi_d \cdot L_{hill}}$$

Avec :

- Q_{lat} : écoulement latéral [mm H₂O.j⁻¹]
- SW_{exc} : volume drainable d'eau de la couche saturée [mm H₂O]
- K_{sat} : conductivité hydraulique du sol à saturation [mm.h⁻¹]
- Slope : la pente du bassin versant [m.m⁻¹]
- Φ_d : porosité du sol [mm.mm⁻¹]
- L_{hill} : longueur du sous-bassin [m]

Remarquons que l'eau en excès de la capacité au champ peut percoler ou s'écouler latéralement. Aussi, les équations de percolation et d'écoulement de sub-surface sont résolues simultanément dans le profil entre 0-2 m pour éviter qu'un des processus ne domine l'autre.

L'aquifère superficiel ne contribue au débit du cours d'eau que si la quantité d'eau stockée mesurée en mm (hauteur d'eau) dépasse une valeur seuil spécifiée par

l'utilisateur du modèle. Pour modéliser le flux de base à partir de la nappe souterraine, SWAT utilise l'équation suivante :

$$Q_{gw} = \frac{8000 \cdot K_{sat}}{L_{gw}} \cdot h_{wtbli}$$

Avec :

- Q_{gw} : écoulement de base issu de l'aquifère [mm H₂O]
- K_{sat} : conductivité hydraulique de l'aquifère [mm.jour⁻¹]
- L_{gw} : distance de l'aquifère au chenal [m]
- h_{wtbli} : hauteur de la nappe [m]

La hauteur de la nappe au jour i est donnée par la formule suivante :

$$h_{wtbli} = h_{wtbli,i-1} \cdot \exp(-\alpha_{gw} \cdot \Delta t) + \frac{w_{rcharg} \cdot [1 - \exp(-\alpha_{gw} \cdot \Delta t)]}{800 \cdot \mu \cdot \alpha_{gw}}$$

Avec :

- h_{wtbli} : hauteur de la nappe au jour i
- $h_{wtbli,i-1}$: hauteur de la nappe au jour $i - 1$ [m]
- α_{gw} : constante de récession du débit Δt : pas de temps [jour]
- w_{rcharg} : recharge journalière de l'aquifère au jour i [mm H₂O]
- μ : rendement spécifique de l'aquifère [m.m⁻¹]

3.4. La fonction de transfert des flux d'eau

L'unité de base pour laquelle tous les flux sont calculés est l'HRU. Les HRU situées dans un même sous-bassin versant alimentent la rivière via les différents flux latéraux qui y sont générés. Les différents sous-bassins sont eux-mêmes reliés par le réseau hydrographique.

Les processus dominants des flux d'eau diffèrent selon l'échelle spatio-temporelle envisagée. L'établissement du bilan en eau à l'échelle du profil des sols est sensible à une résolution correcte des processus rapides. L'échelle temporelle est de l'ordre de l'heure et l'échelle spatiale autour du mètre. Par contre, à l'échelle du bassin versant, les processus s'agrègent, se compensent et interagissent ; certains peuvent être négligés alors que d'autres deviennent prépondérants et les

plus sensibles sont les processus globaux. Le temps de transfert d'une lame d'eau entre l'amont du bassin et son exutoire joue un rôle important dans l'établissement du bilan en eau au détriment des écoulements préférentiels au sein du sol.

Les solutions généralement présentées dans la littérature proposent soit d'identifier un jeu de paramètres équivalents, soit d'utiliser des méthodes d'agrégation pour passer du local à l'unité hydrologique, soit d'établir des lois de changement d'échelles. Cependant, ces approches d'identification des paramètres et de spatialisation sont entachées d'incertitudes et on a plutôt recours au calage « raisonné » de quelques paramètres représentatifs d'une échelle donnée et porteurs d'un sens physique. Dans cette thèse, la valeur donnée au paramètre représente la valeur moyenne pour le sous-bassin et/ou l'HRU considérée.

La contribution du ruissellement de surface est transférée de l'HRU vers la rivière du sous-bassin en tenant compte du temps de concentration du sous-bassin qui, à partir d'un point quelconque du bassin, correspond pour une goutte d'eau à la somme du temps nécessaire pour atteindre le cours d'eau⁹ et, finalement, l'exutoire du sous-bassin¹⁰. Un ajustement de ce temps de transfert est possible grâce à un paramètre de retard.

Pour la contribution de l'écoulement de sub-surface au débit du cours d'eau, SWAT utilise l'équation suivante :

$$Q_{lat} = (Q'_{lat} + Q_{latstor,i-1}) \cdot \left[1 - \exp\left(\frac{-1}{TT_{lat}}\right) \right]$$

Avec :

- Q_{lat} : écoulement de sub-surface dans le cours d'eau [mm H₂O]
- Q'_{lat} : écoulement de sub-surface généré dans le sous-bassin [mm H₂O]
- $Q_{latstor, i-1}$: flux latéral stocké le jour précédent [mm H₂O]
- TT_{lat} : temps de retard du ruissellement [jour]

⁹ Temps fonction de la pente moyenne du sous-bassin, du coefficient de rugosité de Manning (surface du sol) et de la longueur de pente.

¹⁰ Temps fonction de la longueur et de la pente de la rivière, du coefficient de rugosité de Manning et de la superficie du bassin.

Le deuxième terme de la formule est le paramètre de retard introduit par SWAT pour tenir compte du phénomène de stockage temporaire.

Soulignons qu'il n'y a pas de fonction de transfert pour le débit issu des nappes profondes.

Une fois le ruissellement de surface ainsi que les écoulements de sub-surface transférés de l'unité de production au cours d'eau, le modèle peut simuler explicitement le transfert de la lame d'eau au sein même du réseau hydrographique. SWAT utilise l'équation de Manning pour calculer la vitesse [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] et le débit [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$] d'un flux uniforme en fonction des caractéristiques du cours d'eau telles que la géométrie, la topographie et le coefficient de rugosité. La lame d'eau atteignant le cours d'eau est déterminée à chaque pas de temps.

L'écoulement à surface libre dans les rivières (routage) est régi par un système d'équations différentielles non linéaires, comprenant une équation de conservation et une équation dynamique. Pour simuler le débit en tout point du réseau hydrographique, SWAT propose deux méthodes dérivées de la théorie de l'onde cinématique : la méthode de stockage variable développée par Williams (1969) et la méthode de Muskingum développée par McCarthy (1938) qui est la fonction de routage la plus populaire. Ces méthodes approximatives calculent l'amortissement d'une onde de crue en se basant sur la résolution, pour un tronçon du cours d'eau, de l'équation de continuité avec l'hypothèse de la dépendance linéaire du volume d'eau comme débit pondéré entrant et sortant du tronçon.

Ces méthodes diffèrent par la conceptualisation du volume de stockage dans le cours d'eau : la méthode du stockage variable considère un stockage en prisme, la méthode de Muskingum y ajoutant un terme de stockage en front d'onde. Lorsqu'une onde de crue atteint un tronçon du cours d'eau, le flux entrant excède le flux sortant et la quantité d'eau augmente dans le tronçon (stockage positif en front d'onde). Une fois que l'onde passe, le flux sortant excède le flux entrant et la quantité d'eau diminue dans le tronçon (stockage négatif en front d'onde). En plus du stockage en front d'onde, la section considérée contient le stockage en prisme qui correspond à un volume de section constante sur la longueur du tronçon. Une section de cours d'eau est schématisée de la figure 3.5 suivant que la méthode

Muskingum ou la méthode de stockage variable est utilisée pour la simulation de l'écoulement au sein du réseau hydrographique.

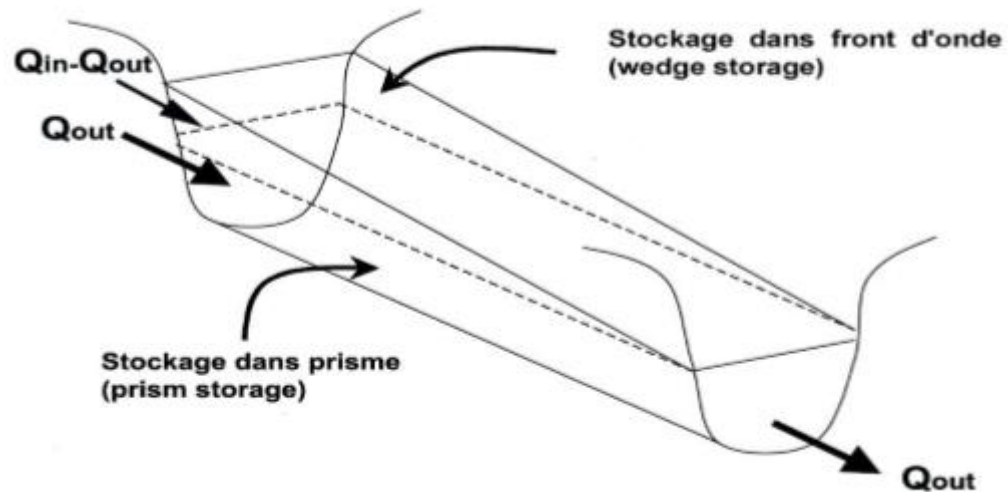


Figure 3.5 : Schématisation d'une section de cours d'eau avec la méthode Muskingum et la méthode de stockage variable

En plus, le modèle soumet la lame d'eau au processus d'évaporation et à des pertes par transfert qui représentent le volume d'eau qui s'infiltre dans le lit et les berges du cours d'eau en réduisant l'écoulement dans la rivière de l'amont vers l'aval. Ces pertes sont plus au moins importantes selon la nature et la géométrie du lit de la rivière et contribuent soit à l'alimentation de l'aquifère, soit à l'alimentation des zones non saturées adjacentes. Les pertes par évaporation le long du réseau hydrographique sont fonction de la demande évaporatoire, de la longueur et de la largeur du cours d'eau.

Un module de croissance de la végétation est intégré dans le modèle. Le taux de croissance du couvert végétal est directement lié à l'augmentation de la température, partant de l'hypothèse que, pour chaque type de plantes considéré par le modèle, il existe une température de base sous laquelle il n'y a pas de croissance végétale et un nombre d'unités de chaleur requis pour atteindre la maturité.

L'interception de l'énergie nécessaire à la croissance est estimée par une fonction du rayonnement solaire et de l'indice de surface de la feuille (LAI¹¹) du

¹¹ LAI = Leave area index

couvert considéré. Le LAI est simulé par des équations dépendantes des unités de chaleur. SWAT considère que le taux de photosynthèse de la canopée est une fonction linéaire de l'énergie interceptée. Le modèle tient compte de la hauteur et la fermeture de la canopée ainsi que le développement racinaire.

La croissance potentielle journalière en biomasse est estimée par SWAT comme le produit entre l'énergie solaire interceptée et le facteur de couvert RUE¹² qui permet la conversion de l'énergie en biomasse (quantité de biomasse sèche produite par unité de radiation solaire interceptée en $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1} (\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2})^{-1}$). Le RUE est sensible au déficit de vapeur d'eau. La croissance réelle diffère de la croissance potentielle en fonction des températures extrêmes et du stress hydrique. Le stress hydrique est simulé en comparant la transpiration potentielle et réelle du couvert. Le stress de température est fonction de la température moyenne journalière de l'air et de la température optimale de croissance du couvert.

SWAT peut générer des données météorologiques journalières manquantes dans une série à partir de données moyennes mensuelles générées sur base de statistiques à long terme ou de données historiques de la station la plus proche fournies par l'utilisateur (WXGEN). Le générateur climatique WXGEN génère d'abord la précipitation journalière, ensuite la température maximum et minimum, enfin la radiation solaire et l'humidité relative. Ces données ne sont générées qu'à la demande de l'utilisateur.

Toutefois, nous avons préféré le remplacement des données manquantes par des données réelles provenant de stations météorologiques voisines après avoir vérifié la cohérence entre les stations deux à deux.

3.5. Rendement en sédiment

L'érosion résulte de nombreux processus qui se jouent au niveau de trois phases : le détachement des particules, le transport solide et la sédimentation. Quelle que soit l'échelle de l'étude, on retrouve partout ces trois phases de l'érosion, mais avec des intensités différentes.

La modélisation du rendement en sédiment d'une parcelle ou d'un bassin versant se fait par l'intermédiaire d'une variante de l'équation de Wischmeier connue

¹² RUE = Radiation-use efficiency

également sous le nom d'équation universelle modifiée de perte en sol (MUSLE) qui remplace le facteur d'énergie de la pluie de l'équation universelle de perte en sol USLE par un facteur de ruissellement représentant l'énergie utilisée pour l'arrachage et le transport de la particule. Ce facteur est fonction de l'humidité antérieure ainsi que de l'énergie de la pluie. A la différence de la USLE qui s'applique pour des données moyennes annuelles de 20 ans, la MUSLE est un modèle événementiel permettant d'évaluer les pertes provoquées par un événement pluvieux important (échelle de l'averse). Ce modèle peut alors être appliqué pour l'ensemble des crues se produisant pendant une période, et ce, de manière individuelle. L'utilisation de ce modèle exige donc des informations sur les crues journalières. L'équation de la perte en sol est la suivante :

$$Y = 11,8. (Q_{surf} \cdot q_p \cdot S_{HRU})^{0,56} \cdot R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P$$

Avec :

- Y : le rendement en sédiment ou perte en sol par unité de surface et par événement [tonne.ha⁻¹]
- Q_{surf} : le volume du ruissellement correspondant à l'averse [m³]
- S_{HRU} : superficie d'HRU [ha]
- q_p : débit de ruissellement de pointe [m³.s⁻¹]

Les autres facteurs sont ceux de USLE :

- R : indice d'érosivité de la pluie
- K : indice d'érodibilité caractéristique du sol
- LS : indice topographique combinant l'effet de la longueur
- L : de la parcelle et de la plus grande pente
- S : la pente de la parcelle
- C : indice de couverture végétale (interpolation linéaire entre les valeurs correspondant aux deux stades végétatifs encadrant la date de la pluie)
- P : indice des pratiques antiérosive

L'indice d'érosivité de la pluie R vise à quantifier l'effet combiné de l'impact des gouttes de pluie et du ruissellement. Il est égal à l'énergie cinétique des pluies que multiplie l'intensité maximale des pluies durant 30 minutes exprimée en cm par

heure. Cet indice correspond aux risques érosifs potentiels dans une région donnée où se manifeste l'érosion en nappe sur une parcelle nue de 9% de pente. L'érosivité de la pluie est définie par :

$$R = E \cdot I_{30}$$

Avec :

- E : énergie cinétique de la pluie considérée
- I_{30} : intensité maximale observée de la pluie pendant une durée de 30 minutes [$\text{cm} \cdot \text{heure}^{-1}$]

L'énergie cinétique de la pluie est donnée par la formule :

$$E = 210 + 89 \cdot \log_{10} I$$

Avec I : l'intensité de la pluie [$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$].

Le facteur d'érodibilité du sol K est défini comme la sensibilité du sol superficiel à l'érosion, c'est-à-dire à se désagréger et à être transporté. Il est fonction de la matière organique et de la texture du sol, de la perméabilité et de la structure du profil. Il varie de 0,7 pour les sols les plus fragiles à 0,01 pour les sols les plus stables. Les valeurs de K peuvent être déterminées en utilisant un nomogramme général fournissant la valeur de K en fonction de la structure et la texture du sol, de la teneur en matière organique et de sa perméabilité.

Le facteur topographique LS caractérisant l'effet du relief est défini comme la distance horizontale depuis l'origine du ruissellement jusqu'au point où le gradient de pente diminue suffisamment pour qu'un dépôt se fasse ou que le ruissellement se concentre dans une rigole. Cet indice topographique combine l'effet de la longueur L de pente d'une parcelle ou d'un versant et l'inclinaison (S) de cette pente. La formule suivante donne le facteur topographique LS en fonction de la pente et de la longueur de la pente.

$$LS = (L/22,15)^m \cdot (65,41 \cdot \sin^2 S + 4,56 \cdot \sin S + 0,065)$$

Avec :

- LS : indice topographique
- S : degré de la pente de la parcelle (pourcentage)

- L : longueur de la parcelle (m)
- $m = 0,5$ pour $S > 5 \%$;
- $m = 0,4$ pour $3,5 < S < 4,5 \%$;
- $m = 0,3$ pour $1 < S < 3 \%$;
- $m = 0,2$ pour $S < 1 \%$.

Le type de couvert végétal est à prendre en compte puisque, de lui, vont dépendre l'amortissement des gouttes de pluie et le ralentissement du ruissellement et de l'infiltration. L'indice (sans dimension) de couverture C est un rapport entre l'érosion sur sol nu et l'érosion observée sous un système de production. On inclut dans le même facteur C à la fois le couvert végétal, son niveau de production et les techniques culturales qui y sont associées. Ce facteur peut varier de 1 sur sol nu à 1/1000ème sous couvert forestier, 1/100ème pour les prairies et plantes couvrantes et de 1 à 1/10ème pour les cultures sarclées.

Le facteur P de pratiques antiérosives est défini comme le rapport entre la perte en sol d'une parcelle où est appliquée une mesure antiérosive et la perte en sol d'une parcelle identique sans aménagement ou pratique agricole spécifique. Si l'on considère que seulement un petit nombre d'aménagements sont réalisés en matière de protection des sols contre l'érosion, le facteur de pratiques antiérosives peut être considéré comme égal à l'unité, ce qui constitue le cas le plus défavorable.

SWAT calcule la production de sédiments due à la pluie et au ruissellement séparément pour chaque HRU puis en fait la somme pour avoir la production par sous-bassin. Cependant, les variations locales du relief ne sont pas toujours prises en compte, alors qu'elles peuvent être à l'origine d'érosion concentrée dans les régions de faibles pentes. Cette précision n'est plus nécessaire pour les pentes moyennes fortes, le relief local n'ayant qu'un effet secondaire par rapport à la pente moyenne.

Lors du calcul du rendement en sédiment, l'étude considère les chenaux comme passifs, c'est-à-dire qu'il n'y a ni dépôt ni érosion. De cette manière, les résultats de la modélisation ne reflètent que les rendements en sédiment de la surface du sol. Soulignons aussi que le modèle ne permet pas d'estimer les pertes en sol par ravinement, alors qu'on connaît l'importance de ce phénomène dans les sous-bassins de l'impluvium du barrage de Boukourdane.

3.6. Simulation du bilan hydrique

L'application du modèle SWAT¹³ couvre un large domaine, passant de l'influence du changement climatique sur les ressources en eau à celle des engrais sur la qualité de l'eau.

Dans la littérature, un grand nombre d'études et d'articles sont plus particulièrement dédiés à la modélisation du bilan en eau d'un bassin versant avec le modèle SWAT. Parmi la centaine d'études répertoriées par Gassman en 2007 [229], celles qui ont apporté des informations utiles sont reprises dans la bibliographie de l'étude. Ainsi que le constate [240], très peu parmi toutes ces études offrent une information détaillée sur l'analyse de sensibilité, le calibrage des variables et la validation du modèle.

La structure du modèle spatialisé est basée sur une segmentation de l'espace en unités hydrologiques¹⁴ basée sur l'identification de zones représentatives caractérisées par un fonctionnement hydrologique particulier. Cette approche implique l'identification de la résultante des processus hydrologiques sur chacune de ces zones. La segmentation en unités hydrologiques irrégulières (par opposition à un découpage géométrique en mailles régulières) permet de tenir compte des discontinuités hydrologiques et s'adapte mieux aux hétérogénéités du milieu.

Le modèle a été appliqué avec un pas de temps journalier sur une échéance temporelle de 12 ans, de 2001 à 2012. Le calage consiste à ajuster les valeurs numériques aux paramètres choisis du modèle pour reproduire au mieux la réponse observée. L'étape de validation ou de contrôle consiste à vérifier la reproductibilité des résultats du modèle sur une autre période de temps.

On considère la période 2001 à 2002 comme l'année de mise à jour des états initiaux du modèle qui n'est pas prise en compte lors du calcul des statistiques d'erreur. Le modèle définit les conditions hydrologiques antérieures nécessaires à la première année de la modélisation et qui influencent de nombreux paramètres tels que l'évapotranspiration, la percolation et le CN.

¹³ Confer le site SWAT mis à jour régulièrement

¹⁴ Appelées HRU (Hydrologic Response Unit)

3.7. Analyse de sensibilité

Le modèle SWAT utilise une grande quantité de paramètres supposés indépendants pour la modélisation du bilan en eau d'un bassin versant, dont beaucoup sont difficiles à mesurer directement. De plus, ce grand nombre de variables est nettement supérieur à la quantité des données disponibles pour son calage et est très coûteux en temps de calcul.

Comme tous les paramètres n'ont pas le même poids sur les sorties du modèle, l'analyse de sensibilité préalable à l'étape de calibrage a pour but d'identifier les paramètres sensibles, dont la valeur a une forte influence sur la variable de sortie et sur lesquels une plus grande attention doit être portée lors du calibrage. Le choix des paramètres sensibles est basé sur la littérature pertinente et les recommandations du manuel SWAT [251]. Cette sélection permet alors de travailler, lors de la phase de calibrage, avec un nombre plus réduit de paramètres parmi l'énorme quantité présente dans le modèle.

Cette analyse de sensibilité couvre la période de 2001 à 2012 et consiste à faire varier, dans une fourchette prédéterminée, la valeur d'un seul paramètre à la fois, en considérant les autres comme fixes pour ne pas créer d'interactions entre ceux-ci. La valeur optimum du paramètre est celle qui minimise l'écart entre les valeurs des données observées et estimées des débits. Avant de commencer l'analyse de sensibilité, les paramètres, dont la valeur est déterminée sur base d'identifications indépendantes (base de données préparée antérieurement, suggestions du manuel SWAT, littérature scientifique, etc.) ont été fixés et comprennent principalement ceux liés aux caractéristiques du sol, de l'occupation des terres et de la topographie du sous-bassin.

3.8. Calibration et validation

Une fois les paramètres sensibles sélectionnés, le calibrage manuel, qui est une étape importante de la modélisation, vise en définitive à minimiser la somme des carrés des écarts entre les valeurs des débits observés (Q_{obs}) et celles des débits simulés (Q_{sim}) en faisant varier un des nombreux paramètres du modèle. Durant la phase de calibrage, les séries historiques de débits observés à la station de Mesdour sont comparées avec celles simulées par le modèle sur base annuelle, mensuelle et journalière.

La paramétrisation implique des problèmes liés aux effets d'échelle, c'est-à-dire le passage de la mesure expérimentale à l'échelle ponctuelle à la valeur à affecter au paramètre à l'échelle de l'unité hydrologique ou du bassin.

Le calage du modèle hydrologique reste aussi difficile à cause de la dépendance et la corrélation des paramètres entre eux. Comme pour tous les modèles distribués, il existe plus d'une combinaison de valeurs des paramètres qui peuvent donner le même résultat, c'est-à-dire engendrer un problème d'équifinalité [252]. Il faut alors admettre que l'on ne peut pas représenter le comportement hydrologique d'un bassin versant par un jeu de paramètres uniques c'est-à-dire qu'il n'y a en règle générale pas un seul et unique jeu optimal de paramètres pour caler un modèle. Aussi, les différentes étapes du calibrage ont suivi les recommandations et la logique suivantes, proposées dans le manuel SWAT [251] :

1. Ruissellement superficiel et écoulement de sub-surface
2. Ecoulement de base
3. Rendement en sédiment¹⁵

Les paramètres du ruissellement superficiel sont calibrés en premier lieu, suivis de ceux de l'écoulement de sub-surface et, enfin, de l'écoulement de base. Les paramètres liés aux rendements en sédiment sont calibrés en dernier lieu. Pour chaque processus précité, les paramètres ont été répartis en trois groupes. Le premier groupe contient les variables, dont la valeur fournie par défaut par le modèle est modifiée sur base d'identifications indépendantes (base de données préparée antérieurement, suggestions du manuel SWAT, littérature scientifique, etc.).

Les valeurs des variables du second groupe sont obtenues par le calibrage en procédant de façon itérative pour obtenir des résultats de simulation les plus semblables aux données d'observation de référence, c'est-à-dire atteindre la meilleure performance du modèle à confirmer par les critères statistiques appropriés. Ce calibrage s'effectue dans une fourchette restreinte de valeurs basées physiquement pour éviter un calibrage aveugle, dont le résultat s'éloignerait dans une large mesure de la réalité biophysique et de la base de données établie pour le bassin versant.

¹⁵ Quantité de sédiments transportée hors de l'unité géographique étudiée

Enfin, les paramètres du troisième groupe sont ceux pour lesquels aucune donnée n'est disponible ou dont les effets sont peu compris. Ils sont estimés en prenant les valeurs par défaut suggérées par le modèle.

A l'issue de la phase de calibrage, il est nécessaire de vérifier la reproductibilité des résultats et la représentativité des paramètres calés. C'est l'opération de validation qui se fixe pour objectif de tester la robustesse du calage et de vérifier si les années de référence de la phase de calibrage ne sont pas singulières.

La validation considérée est de type mono-critère qui consiste à valider les résultats du calage par rapport à une variable (mesures de débit).

Les procédures de validation sont les mêmes que celles du calibrage où les valeurs simulées et observées sont simplement comparées et ne sont plus ajustées. Cependant, la validation couvre une période différente de celle du calibrage (split sample test).

3.9. Evaluation des performances du modèle

Juger la performance d'un modèle reste un processus subjectif qui dépend des paramètres choisis. Pour arriver à un jugement objectif de la performance du modèle et en décider l'acceptation des résultats, on compare les simulations des débits avec les séries historiques disponibles en fonction de divers critères en termes de qualité (ajustement du modèle à la réalité), de robustesse (conservation des performances du modèle de la phase de calibrage à la phase de contrôle) et de fiabilité (conservation des performances d'un modèle d'un bassin versant à un autre). Ce dernier critère n'est pas utilisé dans cette étude.

La performance est évaluée sur base de la comparaison entre plusieurs critères statistiques pour une analyse de la dispersion des données simulées par rapport aux données observées et de la comparaison visuelle des hydrogrammes des écoulements totaux observés et simulés (comparaison des bilans).

Il existe dans la littérature de nombreux critères indépendants du jugement de l'observateur. Jusqu'à présent, aucun critère absolu permettant de juger les performances d'un modèle n'est établi dans la littérature scientifique. Le principe le plus classique est de comparer l'écart entre les débits simulés et observés par le

biais de l'erreur quadratique moyenne, en rendant cette quantité adimensionnelle pour faciliter les comparaisons.

Dans le cas de l'évaluation de la performance du modèle SWAT, Gassman en 2007 [229] indique que les critères statistiques les plus largement utilisés sont le coefficient d'efficience EF [253] et le coefficient de détermination R^2 . Une des raisons est la facilité de comparer la valeur de l'indice avec la valeur de référence 1 [254]. Le jugement qualitatif de la performance du modèle SWAT est rendu dans cette thèse en termes des coefficients suivants, dont les valeurs minima, maxima et optima sont reprises dans le tableau Tableau 3.3.

Tableau 3.3 : Critères statistiques utilisés pour l'analyse des résultats de modélisations sur l'impluvium du barrage de Boukourdane.

Critère statistique	Min.	Max.	Optimum
EF (coefficient d'efficience [253])	- infini	1	1
R^2 (coefficient de détermination)	0	1	1
Ecart-type	0	+	0

Le coefficient d'efficience EF représente la partie de la variance expliquée par le modèle, le résidu étant la différence entre la valeur observée et la valeur simulée. Il se présente sous la forme suivante :

$$EF = 1,0 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i\text{ obs}} - Q_{i\text{ sim}})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{i\text{ obs}} - Q_{\text{moyen obs}})^2} = 1,0 - \frac{MSE}{\sigma_0^2} = 1,0 - \frac{(RMSE)^2}{\sigma_0^2}$$

Avec :

- i : l'observation du jour i
- $Q_{i\text{ obs}}$: valeur journalière observée i [cm]
- $Q_{i\text{ sim}}$: valeur journalière simulée i [cm]
- $Q_{\text{moyen obs}}$: moyenne des valeurs journalières observées entre 1 et n [cm]
- MSE (mean square error) : erreur quadratique moyenne [-]
- RMSE (root mean squared error) : racine de l'erreur quadratique moyenne
- σ_0^2 (variance of the observed data) : variance de la donnée observée

La formule montre qu'EF est le rapport entre l'erreur quadratique moyenne (MSE) et la variance de la donnée observée soustrait de l'unité. Il existe donc une relation proportionnelle directe entre l'indice EF et l'erreur quadratique moyenne (MSE) ou sa racine (RMSE). L'intervalle de cet indice varie entre moins l'infini et 1. Le modèle est parfaitement validé lorsque le critère de Nash ou EF est égal à 1 (ou 100%) quand $MSE = 0$, c'est-à-dire dans les conditions parfaites. Soulignons aussi que les valeurs d'EF peuvent être négatives, car le critère est calculé en tenant compte des valeurs vraies des différences et non des valeurs absolues. L'asymétrie de la distribution du critère de Nash-Sutcliffe [253] peut poser certains problèmes : si la performance d'un modèle est très mauvaise, il y a des valeurs négatives très grandes en valeur absolue qui constituent un obstacle au calcul d'une moyenne. Dans le cadre de cette thèse, l'indice est calculé avec l'aide de la feuille de calcul CALIBRA [255].

Pour caractériser la performance du modèle, nous considérons aussi l'écart-type résiduel observé (déviation standard ; $RMSE^{16}$), quantité réelle positive éventuellement infinie qui mesure en $m^3.s^{-1}$ la dispersion d'une série de valeurs (résidus) autour de leur moyenne. L'écart-type est la racine carrée de la variance résiduelle et se présente sous la forme suivante :

3.10. Traitement des données météorologique

Les données météorologiques ont été corrigée manuellement pour éviter la génération de données statistiques qui ne seraient pas en cohérence avec les débits observés à la station, débit métrique. Pour se faire, les données météorologiques ont été mises en graphes pour isoler les erreurs d'encodage et les remplacer par des valeurs manquantes de type « no data ».

Les précipitations ont ensuite été traitées à l'aide du logiciel « *pcpstat*¹⁷ » pour calculer les paramètres statistiques mensuels nécessaires au remplacement des valeurs manquantes par des valeurs probables.

¹⁶ Root mean square error

¹⁷ PCPSTAT est un logiciel écrit en fortran permettant le calcul des paramètres statistiques mensuels au départ d'une série journalière de pluie.

Ces paramètres calculés sont :

- PCPMM : précipitation moyenne mensuelle [mm]
- PCPSTD : écart type pour les précipitations journalières dans le mois [mm]
- PCPSKW : Coefficient de biais pour les pluies journalières dans le mois [-]
- PR_W1 : Probabilité qu'un jour humide suive un jour sec [-]
- PR_W2 : Probabilité qu'un jour humide suive un jour humide [-]
- PCPD : nombre de jour de précipitation dans le mois [-]

Ces données sont nécessaires pour générateur de données météo et doivent être complétée même si le générateur n'est pas utilisé car les données ont déjà été corrigées et complétées manuellement.

Les paramètres statistiques nécessaires au modèle pour le calcul notamment de l'évapotranspiration potentielle sont donnés dans le Tableau 3.4.

Tableau 3.4 Paramètres nécessaire au calcul de l'évapotranspiration

Paramètres	Données d'entrée du générateur météo
Température	Température minimale moyenne mensuelle
	Ecart type température minimale moyenne
	Température maximale moyenne mensuelle
	Ecart type température maximale moyenne
Précipitation	Intensité maximale de la pluie mensuelle
Radiation solaire	Radiation solaire moyenne mensuelle
Vitesse du vent	Vitesse du vent moyenne

Ces paramètres ont été encodés manuellement dans la base de données de SWAT.

3.11. Détermination du contour du bassin versant

Le contour du bassin versant a été déterminé à partir du modèle numérique de terrain hybride provenant de l'intégration des courbes de niveau digitalisées et des données GPS sur lesquelles la cubature du barrage est basée. Les figures ci-dessous montrent le modèle numérique de terrain hybride à partir duquel le contour du bassin versant a été déterminé ainsi qu'une représentation 3D du relief.

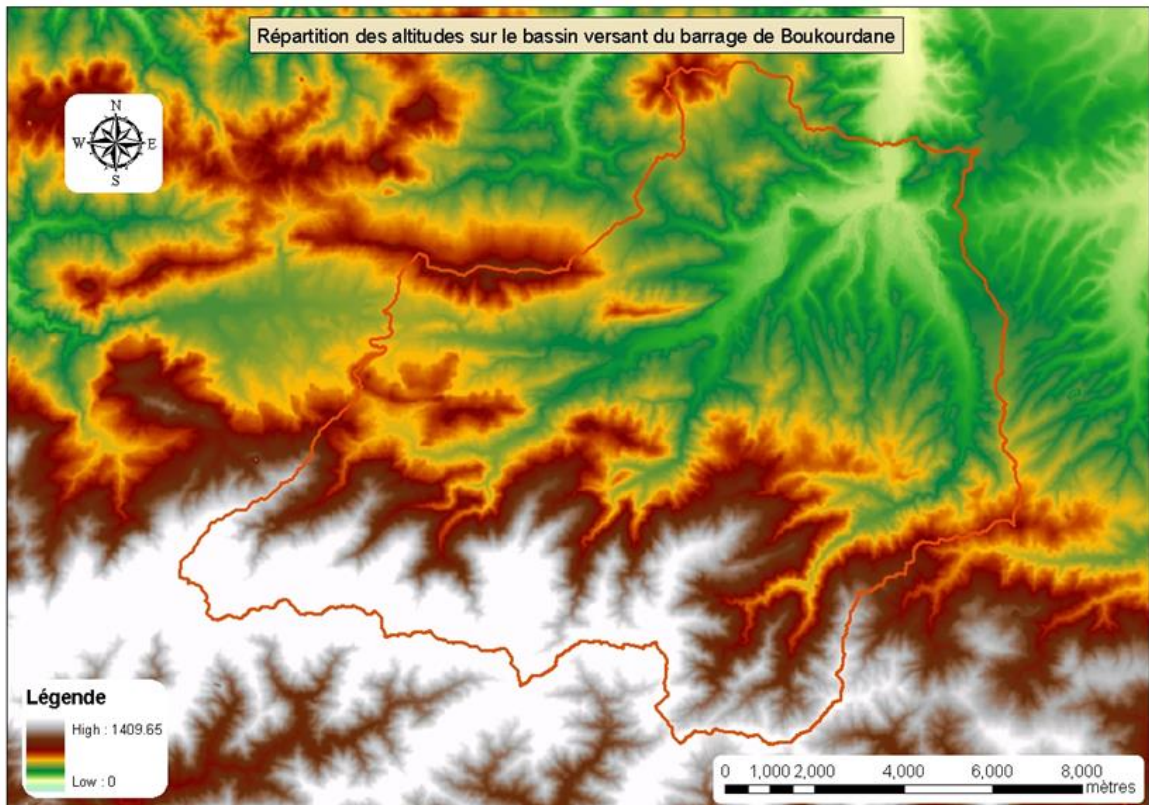


Figure 3.6 : Contour du bassin versant du barrage de Boukourdane

Sur base du modèle numérique de terrain un réseau d'axes d'écoulement a été calculé à l'aide de l'Arctoolbox¹⁸ TauDem. Des exutoires ont été déterminés de manière automatisée en amont des confluences (points verts sur la figure ci-dessous). Le bassin versant a ensuite été découpé en 386 sous bassins versants représentés par les traits de couleur orange sur la figure ci-dessous.

¹⁸ On entend par Arctoolbox une boîte d'outils du logiciel ArcGIS (ESRI) contenant un ou plusieurs outils permettant d'exécuter et d'appliquer des fonctions sur les données du système d'information géographique.

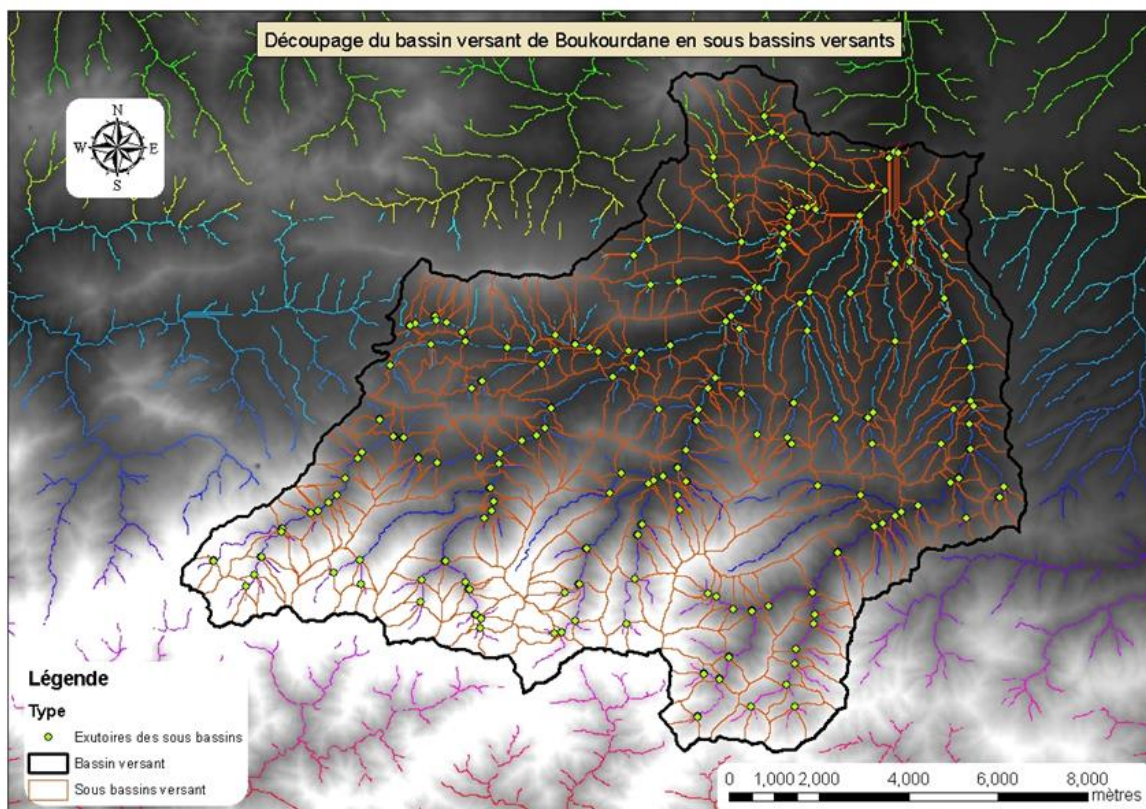


Figure 3.7 : Découpage en sous bassins versants de l'impluvium du barrage de Boukourdane.

Les paramètres physiques des sous bassins versants (longueurs de flux, longueur du canal, pente moyenne du bassin versant, pente du canal) ; nécessaires pour la modélisation des débits et volumes par le modèle SCS ont été déterminés de manière automatisée par l'ArcToolbox ArcSWAT¹⁹.

La figure ci-dessous montre les longueurs de flux calculées au sein des sous bassins versants.

¹⁹ ArcSWAT est une interface GIS servant à la préparation des données d'entrée en vue de pouvoir exécuter en finalité le modèle SWAT 2009.

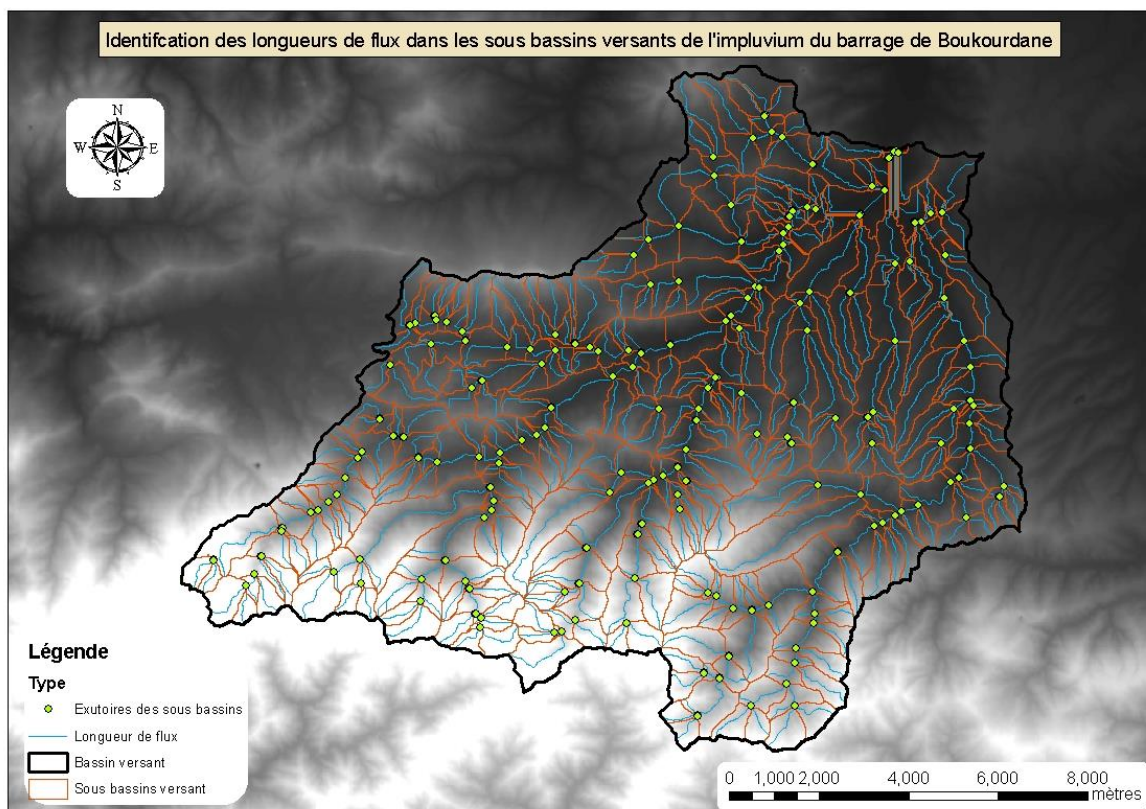


Figure 3.8 : Longueur de flux calculées au niveau de chacun des sous bassins versants.

La construction du modèle SWAT repose sur la notion de HRU²⁰, c'est-à-dire une zone géographique ayant un même sol, une même occupation, et une même classe de pente.

Pour définir les HRU dans ArcSWAT, il faut au préalable reclasser les sols, les occupations de sol suivant la nomenclature de SWAT, ainsi que définir des classes de pente.

L'occupation du sol a été déclassifiée suivant la nomenclature de SWAT 2012, les figures ci-dessous montrent la classification de l'occupation du sol avant et après reclassification dans ArcSWAT.

²⁰ Une HRU est une unité agro-pédologique homogène provenant du trinôme (sol, occupation du sol, classes de pente).

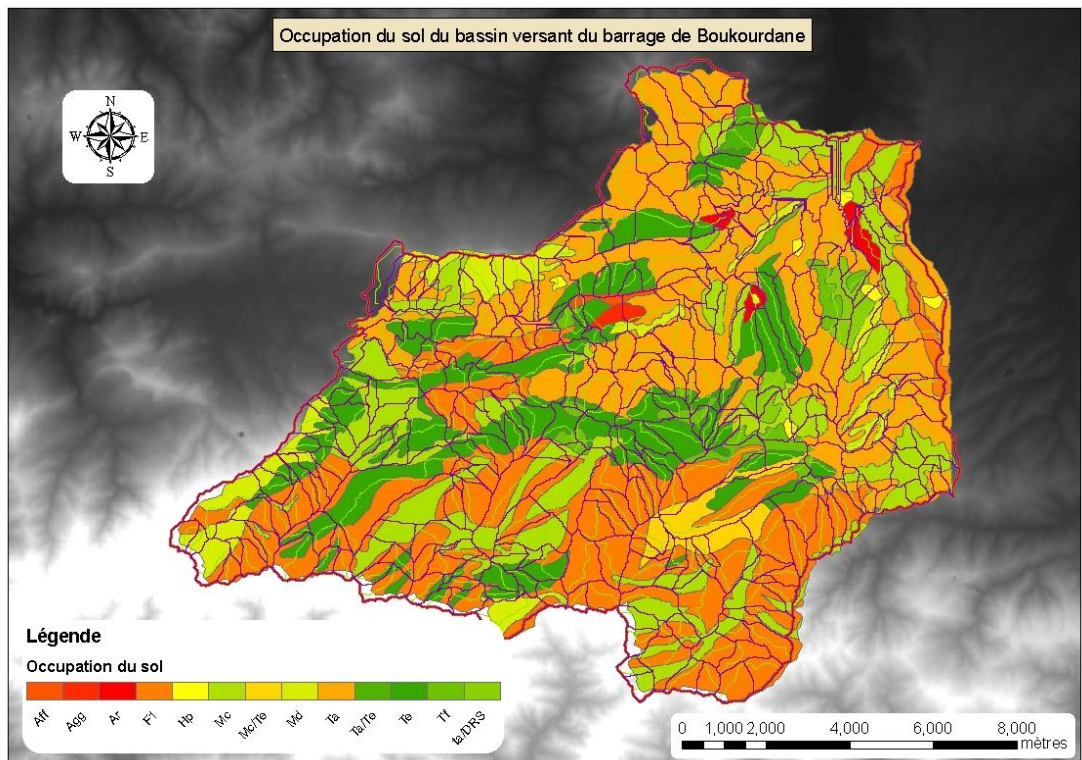


Figure 3.9 : Carte de l'occupation du sol produite à partir des données satellitaires des photos aériennes et des observations de terrain.

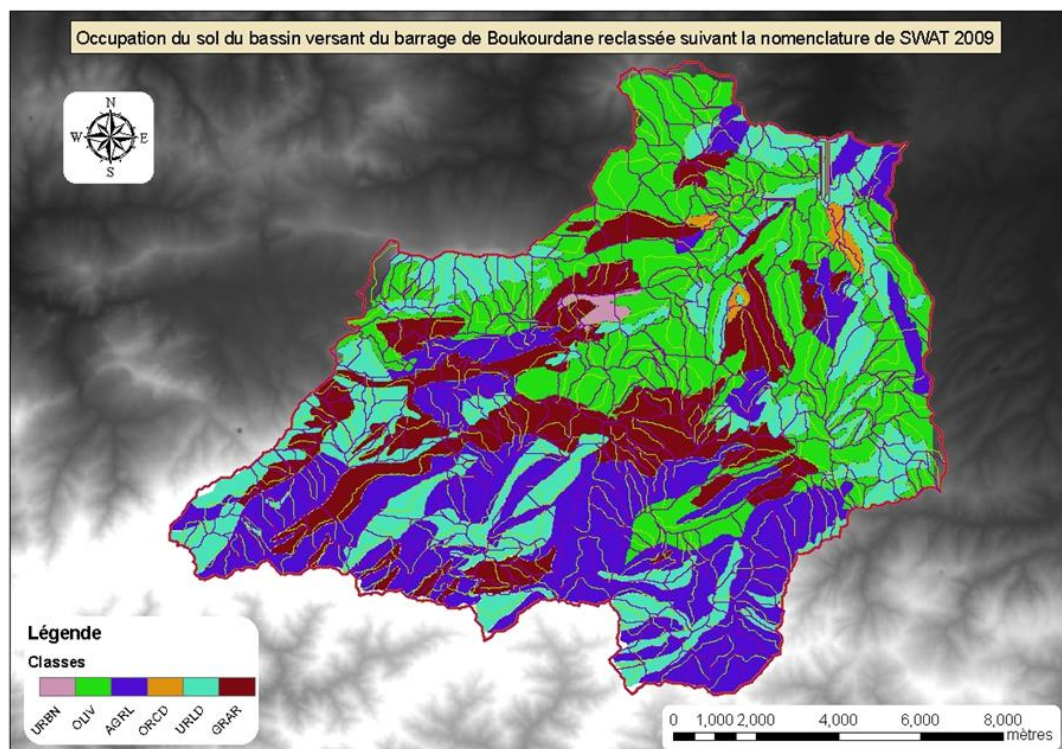


Figure 3.10. : Carte de l'occupation du sol reclassifiée suivant la nomenclature de SWAT 2012.

Le tableau ci-dessous donne la correspondance qui a été faite entre la carte d'occupation du sol et la classification SWAT 2012.

Tableau 3.5 : Correspondances établies entre l'occupation du sol de la carte des sols et la nomenclature de SWAT 2012

Code occupation	Description	Code SWAT	Description
Agg	Agglomération	URBN	Urbain moyenne densité
Aff	Affleurement rocheux	URBN	Urbain moyenne densité
Mc /Te	Maquis clair / Terrain érodé	OLIV	Olivier
Ta/Te	Terrain agricole / Terrain érodé	AGRL	Agriculture
Ar	Arboriculture	ORCD	Verger
Ta/DRS	Terrain agricole / DRS	AGRL	Agriculture
Hp	Habitat + polyculture	URLD	Urbain faible densité
Mc	Maquis clair	GRAR	Garigue
Te	Terrain érodé	GRAR	Garigue
F1	Forêt dense	FRSD	Forêt dense
Ta	Terrain agricole	AGRL	Agriculture
Md	Maquis dense	OLIV	Olivier
Tf	Terrain érodé	GRAR	Garigue

La carte des sols a ensuite été importée dans le modèle SWAT à l'aide de l'ArcToolbox ArcSwat.

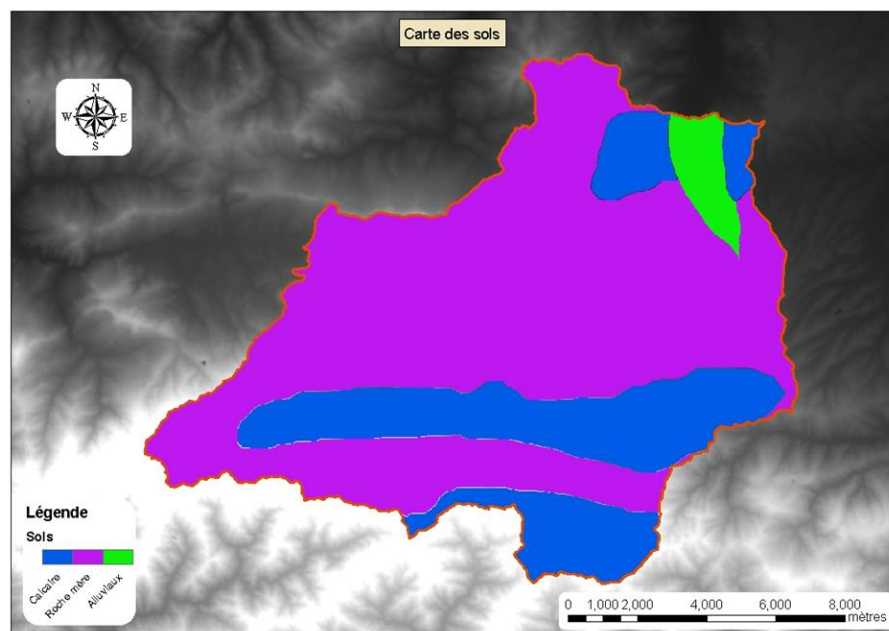


Figure 3.11 : Carte pédologique au 1/50 000 réalisée pour cette thèse.

Trois entités majeures composent la carte des sols sur l'impluvium du barrage :

- Une zone alluviale située en aval du barrage dans laquelle sont implantés le champ captant et la zone de recharge (en vert clair sur la figure ci-dessous).
- Deux zones de calcaire (en bleu sur la figure ci-dessus).
- La troisième zone est argileuse (en fushia sur la figure ci-dessus).

Une carte des pentes a ensuite été calculée par l'ArcToolbox ArcSWAT. La figure ci-dessous montre la répartition des pentes sur l'ensemble du bassin versant.

A l'analyse de la carte des pentes on distingue deux zones principales :

Une zone montagneuse en bleu foncé où les altitudes sont comprises entre 500 et 1400 m. Les pentes y sont majoritairement supérieures à 25% (zone en jaune sur la figure ci-dessous). Cette zone est suivie d'une zone de vallées comprise entre les altitudes 500 et 200 m. Les pentes sont comprises entre 10 et 25%. La zone comprise entre 5 et 10% correspond à la zone de retenue du barrage et au lit des oueds l'alimentant (cercles blancs sur la figure ci-dessous).

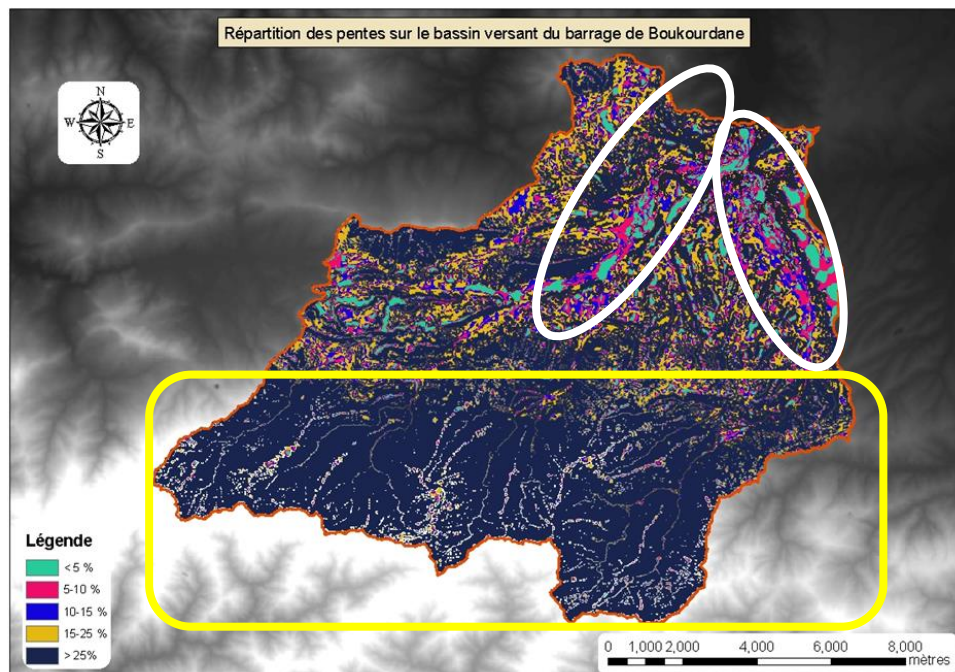


Figure 3.12 : Carte des pentes générée au départ du modèle numérique de terrain

Tableau 3.6 : Définition des classes de pente et leur localisation.

Class de pente	Couleur	Localisation
< 5 %	Vert d'eau	Zone de rétention du barrage normale, lit des oueds
5 – 10%	Fushia	Zone de rétention étendue du barrage, lit des oueds
10 – 15 %	Bleu roi	Zone de vallée
15 – 25%	Jaune canari	Zone de vallée
> 25%	Bleu marine	Zone montagneuse

Sur base de ces trois types d'information les HRU ont été déterminées au sein des sous bassins versants par l'ArcToolbox. Les critères sélectionnés sont les suivants :

- Superficie minimale du sol 5%
- Superficie minimale d'occupation du sol 5%

Les pentes réparties suivant les 5 classes mentionnées dans le tableau ci-dessus.

4807 HRU ont été déterminées. Ces HRU sont réparties en 386 sous-bassins versants.

Outre les données cartographiques, le modèle SWAT nécessite également des données météorologiques.

La figure ci-dessous montre la position des 3 stations météorologiques (point rouge) utilisées dans modèle. Le point vert indique la position du réservoir.

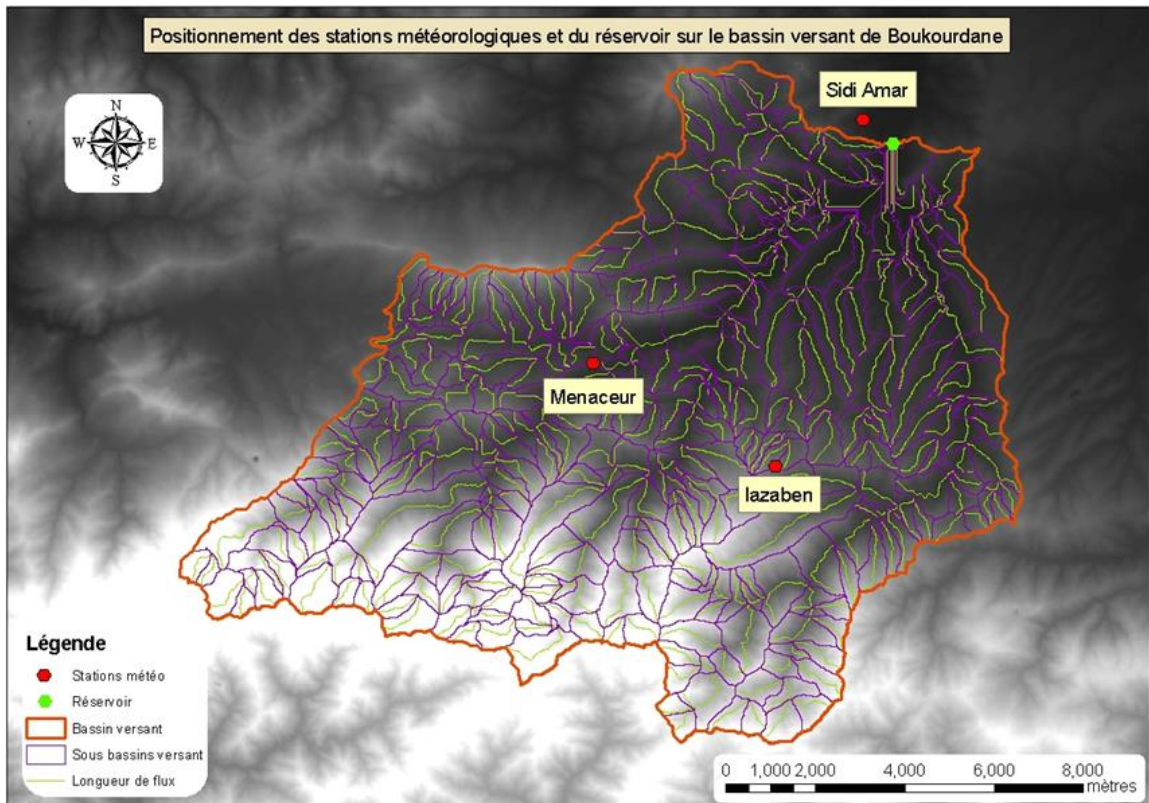


Figure 3.13 : Répartition des stations météorologiques et localisation de l'exutoire

3.12. Détermination du niveau de seuillage

Sur base du modèle numérique de terrain (mnt), les directions de flux sont calculées sur base de la technique D8. Les accumulations de flux sont ensuite calculées sur base des directions de flux. Les accumulations de flux sont les sommes de pixels se déversant successivement les uns dans les autres. Le seuillage des valeurs d'accumulation de flux permet d'extraire le réseau d'axes d'écoulement.

Le seuillage consiste à déterminer de manière automatisée les sous bassins versant ayant une aire de drainage égale ou supérieur à une valeur de seuillage déterminé. Cette opération est effectuée à partir de la couche d'accumulation de flux.

Différents niveaux de seuillage de la couche d'accumulation de flux ont été testés. Les réseaux hydrographiques correspondant à chacun des niveaux de seuillage ont été comparés visuellement à la couche cartographique des principaux oueds. Un niveau de seuillage de 650 ha donne la meilleure représentation numérique du réseau hydrographique digitalisé.

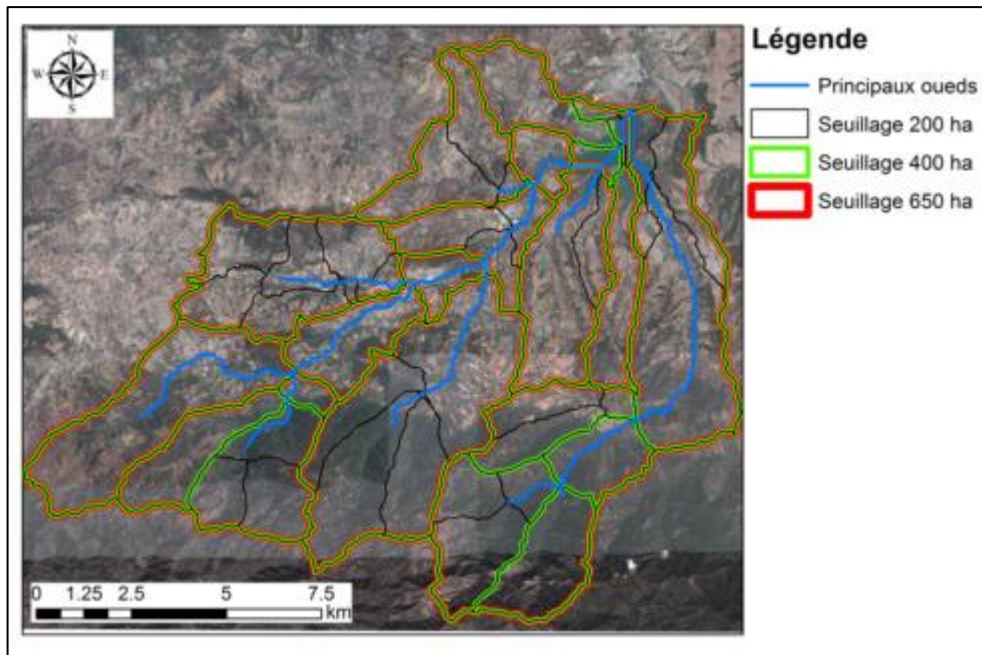


Figure 3.14 : Découpages en sous bassins versants pour différents niveaux de seuillage

La Figure ci-dessous montre l'évolution du nombre de sous bassins déterminés par ArcSwat en fonction du niveau de seuillage de la couche d'accumulation de flux (flow accumulation).

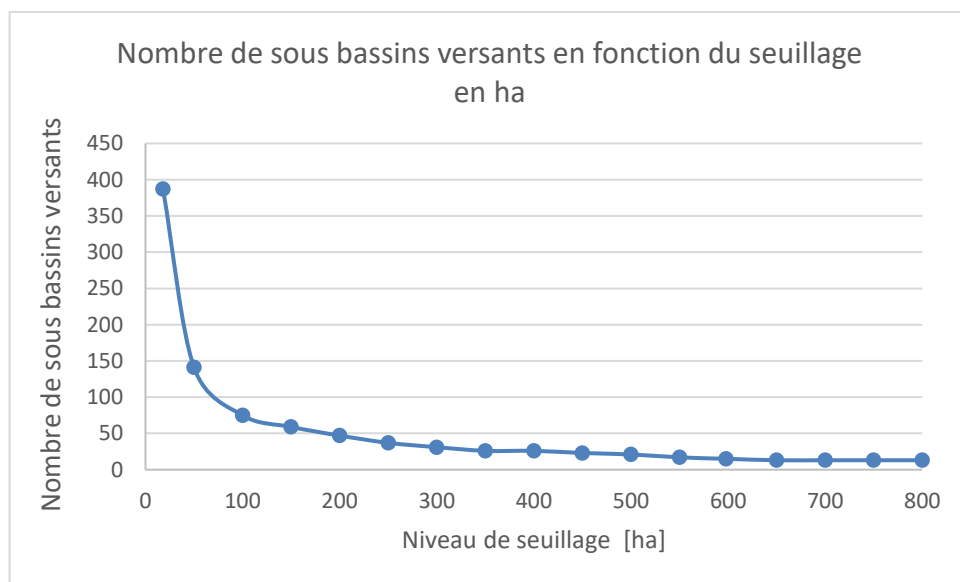


Figure 3.15 : Evolution du nombre de sous bassins en fonction du niveau de seuillage

Sur le graphe ci-dessus, on remarque une stabilisation du nombre de sous bassins à partir de 650 ha avec un nombre de sous bassins qui reste constant à 13. Le

seuillage à 650ha donne la meilleure correspondance entre le réseau d'axes d'écoulement et les oueds observables sur GoogleEarth. Selon la littérature (Gassman, et al., 2007) l'optimum en matière de qualité de simulation de l'érosion est obtenu pour une aire moyenne de sous bassins comprise entre 2 et 5% de l'aire du bassin versant.

3.13. Amélioration de la division en sous bassin versant du bassin versant

Les limites des sous bassins versants ont été corrigées à partir de la carte d'occupation du sol de manière à être le plus homogène possible, la Figure 3.16 montre les limites des sous bassins corrigés.

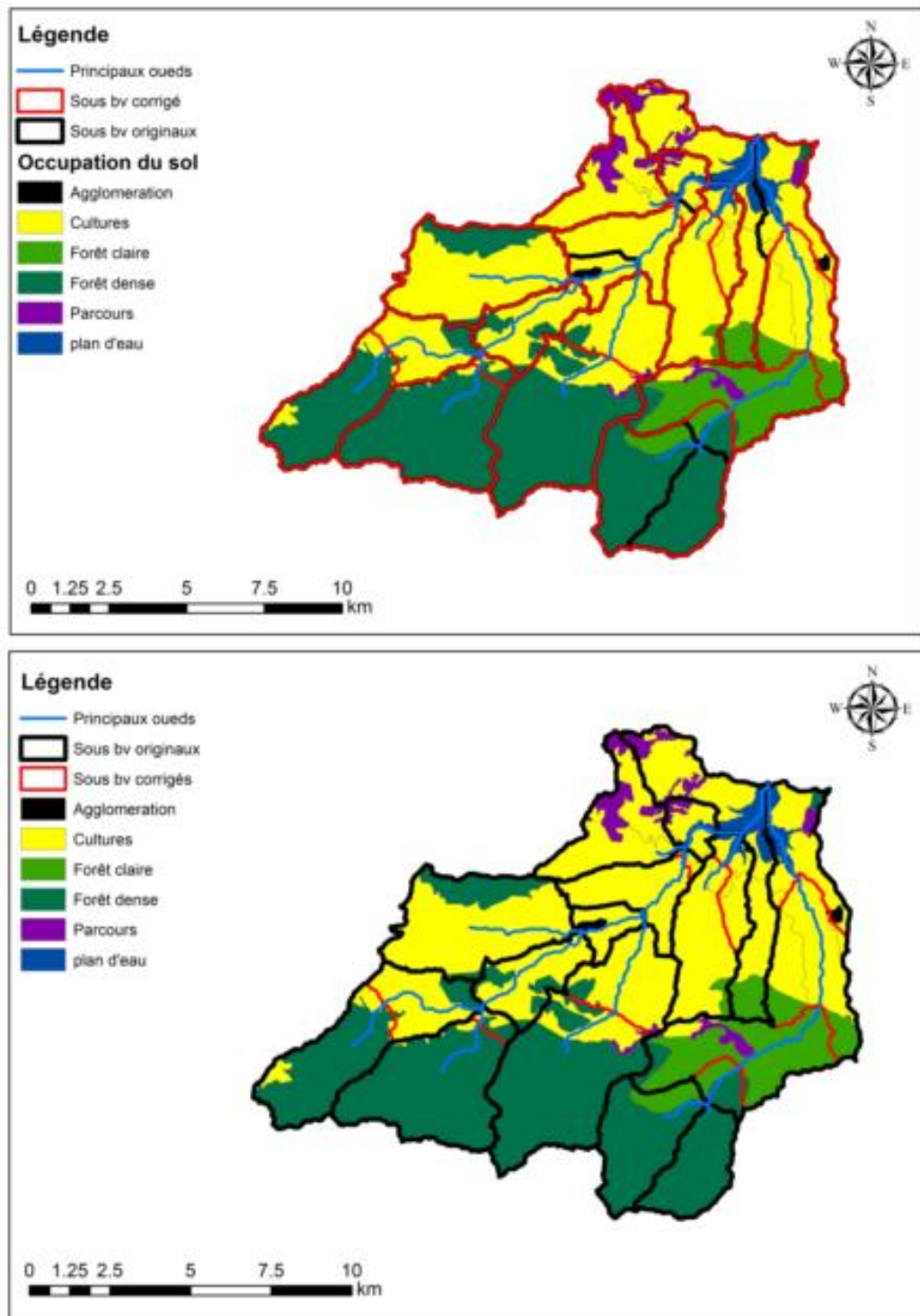


Figure 3.16 : Les sous bassins versants corrigés en fonction de l'occupation du sol

3.14 Vérification de la consistance des données

Le logiciel SWAT Check a été utilisé pour analyser les résultats en termes de bilan et éliminer les erreurs au niveau des données d'entrée.

La figure ci-dessous est extraite de SWAT Check et donne le bilan de la répartition des flux sur l'ensemble bassin versant.

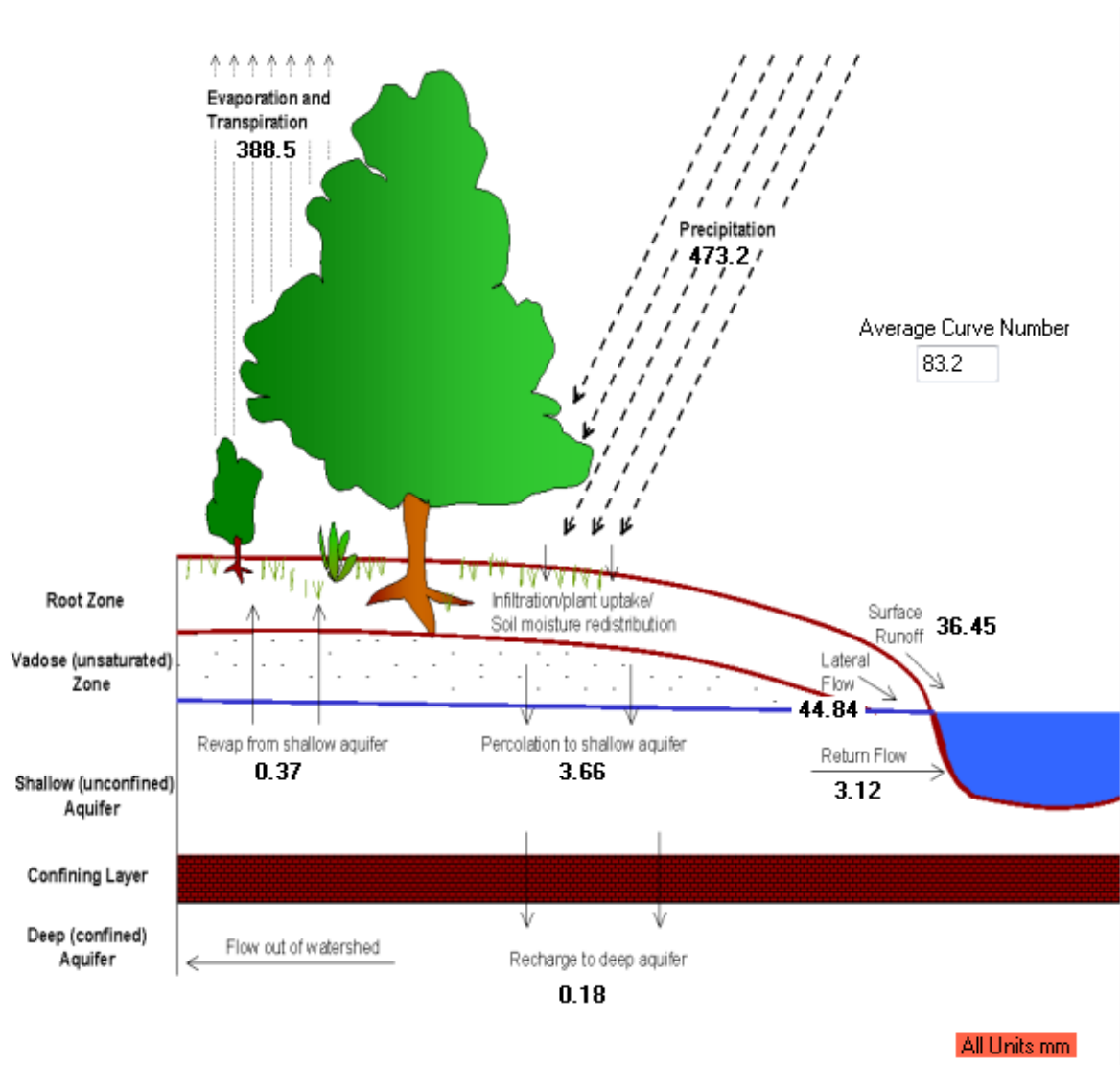


Figure 3.14 : Bilan hydrologique extrait de l'application SWAT Check

Le bilan illustré ci-dessus est basé sur la simulation à l'aide de SWAT 2012 rev 651 sur la période 1970-2011 en pas de temps mensuel sans calibration.

Le tableau ci-dessous donne une synthèse des valeurs simulées par le modèle SWAT.

Tableau 3.7 : Valeurs moyennes mensuelles obtenues par modélisation

MONTH	RAIN	SNOW FALL	SURF Q	LAT Q	WATER YIELD	ET	SED YIELD	PET
	mm	mm	mm	mm	mm	mm	t/ha	mm
1	47.40	0.30	3.93	7.83	12.00	22.00	2.88	62.43
2	48.58	0.33	5.07	7.92	13.44	25.13	5.90	70.64
3	43.77	0.00	5.54	7.04	13.38	34.19	6.39	96.42
4	42.31	0.00	3.41	3.96	8.10	40.34	5.66	131.52
5	45.45	0.00	4.47	3.25	8.14	56.44	7.08	167.16
6	15.28	0.00	0.16	1.31	1.63	66.62	0.01	198.04
7	13.14	0.00	2.20	0.65	2.91	31.11	3.82	240.53
8	24.85	0.00	0.46	0.75	1.22	24.01	0.26	205.53
9	28.07	0.00	0.53	0.88	1.42	21.79	0.18	171.06
10	38.25	0.00	1.55	1.27	2.80	22.92	0.57	124.77
11	60.65	0.00	4.16	2.80	6.97	22.27	1.99	80.84
12	66.73	0.16	5.09	7.39	12.58	22.25	3.04	60.40

Month : Numéro du mois de l'année ; Rain : Hauteur de précipitation moyenne mensuelle exprimée en mm. ; Snow Fall : Quantité moyenne mensuelle de neige exprimée en mm, SURF Q : l'écoulement de surface moyen mensuel exprimé en mm, LAT Q : écoulement latéral moyen mensuel exprimé en mm ; WATER YIELD : Apport en eau moyen mensuel exprimé en mm; ET : Evapotranspiration exprimée en mm; SED YIELD : Rendement en sédiments exprimé en t/ha ; PET : Evapotranspiration potentielle moyenne mensuel exprimé en mm.

Les débits obtenus sont superposés avec les débits observés au niveau de la station de mesure de Mesdour dans les Figures 3.15 à 3.24. Les débits observés y sont représentés par la courbe orange, les débits simulés par la courbe bleue et les quantités de pluie par le hyétogramme en vert. Les quantités de sédiment simulées par le modèle SWAT 2012 au niveau du barrage ont été comparées à la bathymétrie du barrage. Les quantités produites par le modèle sont cohérentes avec les données issues du bilan des apports du barrage. Il est aussi à remarquer que l'impluvium du Barrage de Boukourdane produit peut de sédiments n'engendre par conséquent qu'un envasement faible de ce dernier.

Tableau 3.8 : Synthèse des paramètres de sols de SWAT pour les sols identifiés sur le bassin versant

	Sol 1	Sol 2	Sol 3	Sol 4	Sol 5	Sol 6	Sol 7	Sol 8
Description	Calcimagnésiques Carbonatés brun calcaire	Calcimagnésiques Carbonatés brun Calcaire	Calcimagnésiques Carbonatés brun Calcaire	Calcimagnésiques Carbonatés rendzine	Calcimagnésiques peu évolués Carbonatés/ non climatique	Sols minéraux bruts Non climatique D'érosion	Sols peu évolué Non climatique D'érosion	Sols peu évolué Non climatique D'apport Alluvial
Paramètre généraux								
SNAM	SOL1	SOL2	SOL3	SOL4	SOL5	SOL6	SOL7	SOL8
NLAYERS	3	4	4	1	3	3	4	4
HYDRP	B	B	B	B	B	B	A	A
ANION_EXCL								
SOL_CRK	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Texture								
Horizon 1								
Sol_Z	21.0	25.3	26.0	21.0	21.0	21.0	24.0	26.8
SOL_ZMX	55	120	120	21	68	68	110	115.5
SOL_AWC*	0.042	0.055	0.044	0.036	0.053	0.053	0.035	0.055
SOL_AWC*2	0.08	0.11	0.09	0.07	0.11	0.11	0.07	0.11
SOL_AWC*3	0.126	0.17	0.13	0.11	0.16	0.16	0.11	0.17
SOL_AWC*4	0.168	0.22	0.18	0.14	0.21	0.21	0.14	0.22
SOL_AWC*5	0.21	0.28	0.22	0.18	0.27	0.27	0.18	0.28
SOL_CBN*	0.52	1.34	1.12	1.21	0.76	0.76	0.56	0.77
CLAY*	44.3	32.9	32.4	17.7	41.5	41.5	14.6	28.8
SILT*	47.4	42.5	41.3	41.6	48.0	48.0	35.6	42.98
SAND*	8.3	24.7	26.3	40.7	10.6	10.6	49.9	28.23
SOL_K*	6.05	5.34	5.31	5.04	5.71	5.71	8.21	5.23

SOL_BD*	1.29	1.52	1.42	1.43	1.16	1.16	1.84	1.40
USLE_K*	0.23	0.23	0.25	0.30	0.22	0.22	0.42	0.32
sol-PH	7.85	7.68	7.87	7.52	7.75	7.75	7.64	7.71
sol-EC (ds/m)	25.76	19.18	18.92	11.18	24.05	24.05	9.30	17.12
Horizon 2								
Sol_Z	33	45	43		45	45	55.5	45
SOL_ZMX	55	120	120		68	68	110	115.5
SOL_AWC*	0.054	0.066	0.039		0.066	0.066	0.043	0.052
SOL_AWC*2	0.11	0.13	0.08		0.13	0.13	0.09	0.10
SOL_AWC*3	0.16	0.20	0.12		0.20	0.20	0.13	0.16
SOL_AWC*4	0.22	0.26	0.15		0.26	0.26	0.17	0.21
SOL_AWC*5	0.27	0.33	0.19		0.33	0.33	0.22	0.26
SOL_CBN*	0.88	1.415	0.86		0.56	0.56	0.43	0.61
CLAY*	40.5	40.8	31.7		44.8	44.8	11.95	27.15
SILT*	44.8	43.7	39.6		49.3	49.3	29.3	39.475
SAND*	14.7	15.5	28.7		5.9	5.9	58.75	33.38
SOL_K*	5.56	5.56	7.36		5.97	5.97	12.87	7.89
SOL_BD*	1.33	1.29	1.31		1.01	1.01	1.82	1.78
USLE_K*	0.23	0.22	0.27		0.21	0.21	0.365	0.335
sol-PH	7.87	7.80	7.82		7.93	7.93	7.73	7.7325
sol-EC (ds/m)	23.32	23.41	18.43		26.06	26.06	7.63	16.19
Horizon 3								
Sol_Z	55	62.5	65.7		68	68	73.5	66.25
SOL_ZMX	55	120	120		68	68	110	115.5
SOL_AWC*	0.038	0.057	0.037		0.07	0.07	0.028	0.054
SOL_AWC*2	0.08	0.11	0.07		0.14	0.14	0.06	0.11
SOL_AWC*3	0.11	0.17	0.11		0.21	0.21	0.08	0.16
SOL_AWC*4	0.15	0.23	0.15		0.28	0.28	0.11	0.22
SOL_AWC*5	0.19	0.29	0.19		0.35	0.35	0.14	0.27
SOL_CBN*	0.54	0.64	0.66		0.54	0.54	0.37	0.68
CLAY*	42.4	44.1	31.9		45.5	45.5	9.6	27.2

SILT*	47.2	45.3	41.9		48.3	48.3	25.1	40.3
SAND*	10.4	10.7	26.2		6.2	6.2	65.3	32.5
SOL_K* mm/h	5.83	6.26	6.53		6.13	6.13	17.24	7.95
SOL_BD*	1.51	1.22	1.36		1.11	1.11	1.86	1.80
USLE_K*	0.24	0.205	0.28		0.35	0.35	0.39	0.36
sol-PH	7.90	7.92	7.86		7.76	7.76	7.92	7.6525
sol-EC (ds/m)	24.60	25.27	18.69		26.49	26.49	6.16	16.20
Horizon 4								
Sol_Z		120	120				110	115.5
SOL_ZMX		120	120				110	115.5
SOL_AWC*		0.082	0.037				0.047	0.0535
SOL_AWC*2		0.16	0.07				0.09	0.11
SOL_AWC*3		0.25	0.11				0.14	0.16
SOL_AWC*4		0.33	0.15				0.19	0.21
SOL_AWC*5		0.41	0.19				0.24	0.27
SOL_CBN*		0.69	0.72				0.31	0.61
CLAY*		45.5	31.07				20.75	28.75
SILT*		47.8	37.33				32.10	39.45
SAND*		6.7	31.6				47.15	31.80
SOL_K*		6.18	6.53				11.56	8.07
SOL_BD*		1.37	1.40				1.84	1.80
USLE_K*		0.21	0.30				0.38	0.30
sol-PH		8.18	7.86				7.87	7.74
sol-EC (ds/m)		26.39	18.07				12.30	17.02

Tableau 3.9 : Paramètres des caractéristiques des sols.

Paramètre	Unités	Signification
SNAM	-	Nom du sol
NLAYERS	-	Nombre de couches du sol
HYDRP	-	Groupe hydrologique
SOL_ZMX	mm	Profondeur racinaire maximum du sol
ANION_EXCL	fraction	Fraction de la porosité pour laquelle les anions sont exclus
SOL_CRK	fraction (m ³ /m ³)	Volume des craquelures
Texture		Texture du sol
SOL_Z*	mm	Profondeur de la couche (de la surface au fond de la couche)
SOL_BD*	g/cm ³	Densité apparente
SOL_AWC*	mm/mm	Disponibilité en eau de la couche (FC –WP)
SOL_CBN*	% en masse	Teneur en carbone organique
SOL_K*	mm/h	Conductivité hydraulique à la saturation
CLAY*	% en masse	Quantité d'argile contenue dans la couche
SILT*	% en masse	Quantité de limons contenus dans la couche
ROCK *	% en masse	quantité de fragments rocheux contenus dans la couche
SAND*	% en masse	Quantité de sable contenues dans la couche
SOL_ALB*	nombre entre 0 et 1	Albédo de sol humide
USLE_K*	nombre sans dimension	Facteur d'érodibilité du sol
SOL_EC	dS/m	Conductivité électrique du sol

Les paramètres suivis d'une étoile sont fournis pour chaque couche du sol.

Les paramètres *NLAYERS*, *SOL_ZMX*, *SOL_Z*, *SOL_AWC*, *SOL_CBN*, *CLAY*, *SILT*, *SAND*, *SOL_EC* ont été mesurés lors de la campagne de terrain.

Dans certains cas nous ne possédons pas de valeur mesurée sur le terrain. Nous allons donc estimer ces paramètres à partir de la base de données d'ARCSWAT avec laquelle nous avons comparé les sols du bassin versant de l'Oued El-Hachem. Ces paramètres sont : *ANION_EXCL*, *SOL_CRK*, *ROCK*, *SOL_ALB*, *USLE*.

Ce paramètre *ANION_EXCL* est laissé à sa valeur par défaut : 0,5.

Le paramètre *SOL_CRK* est égalé à 0,1 à défaut de valeur disponible. Cette valeur est la valeur par défaut du modèle.

Le paramètre *ROCK* représente la quantité de graviers / pierres présentes dans la première couche du profil pédologique.

Le paramètre *SOL_ALB* n'est pas mesuré. Il a donc été nécessaire d'évaluer l'albédo à l'aide d'une fonction de pédo-transfert recommandée dans la documentation technique de l'USDA (Soil Survey Staff 2001) élaborée à partir des travaux de Post et al. (2000). Cette relation lie l'albédo à la luminosité de la couleur de l'horizon humide à partir de :

$$\text{Albédo} = 0.069 \times \text{Luminosité} - 0,114$$

La luminosité est définie sur la base de la notation Munsell (Munsell 1941) utilisée dans les études pédologiques entre autres pour décrire la couleur humide de l'horizon de surface des sols agricoles ou forestiers

Le paramètre *USLE_K* a été estimé sur base du nomogramme de Wischmeier. Ce nomogramme repris en annexe du document permet à partir de la granulométrie et de la teneur en matière organique d'estimer la valeur du paramètre K de l'équation universelle de pertes en sol.

Le programme ROSETTA (Schaap et al., 2001) développé autour de la base de données UNSODA (Schaap and Leij., 1998) librement disponible, propose plusieurs FTP (Fonction pédo-transfert), construites à partir de régressions sur un grand nombre de données expérimentales, pour l'estimation de l'ensemble des paramètres.

Le paramètre *SOL_BD** (la densité apparente du sol) est estimé à partir du module ROSETTA on utilise le modèle 2, en fonction des pourcentages de limon, sable et argile.

La densité apparente est déterminée à partir de la porosité tel que :

$$\varphi = 1 - \theta_a / \theta_r$$

Où

φ : est la porosité ;

θ_a : est la densité apparente ;

θ_r : est la densité réelle ;

Dans ROSETTA on considère θ_s est la porosité du sol. La conductivité hydraulique de chaque couche de chaque profil SOL_K a été évaluée à l'aide du module ROSETTA implanté dans le logiciel HYDRUS. Ce module utilise l'analyse granulométrique pour déterminer le K saturé.

Les graphes ci-dessous montrent les résultats obtenus pour les simulations effectuées sur la période 2001 à 2012.

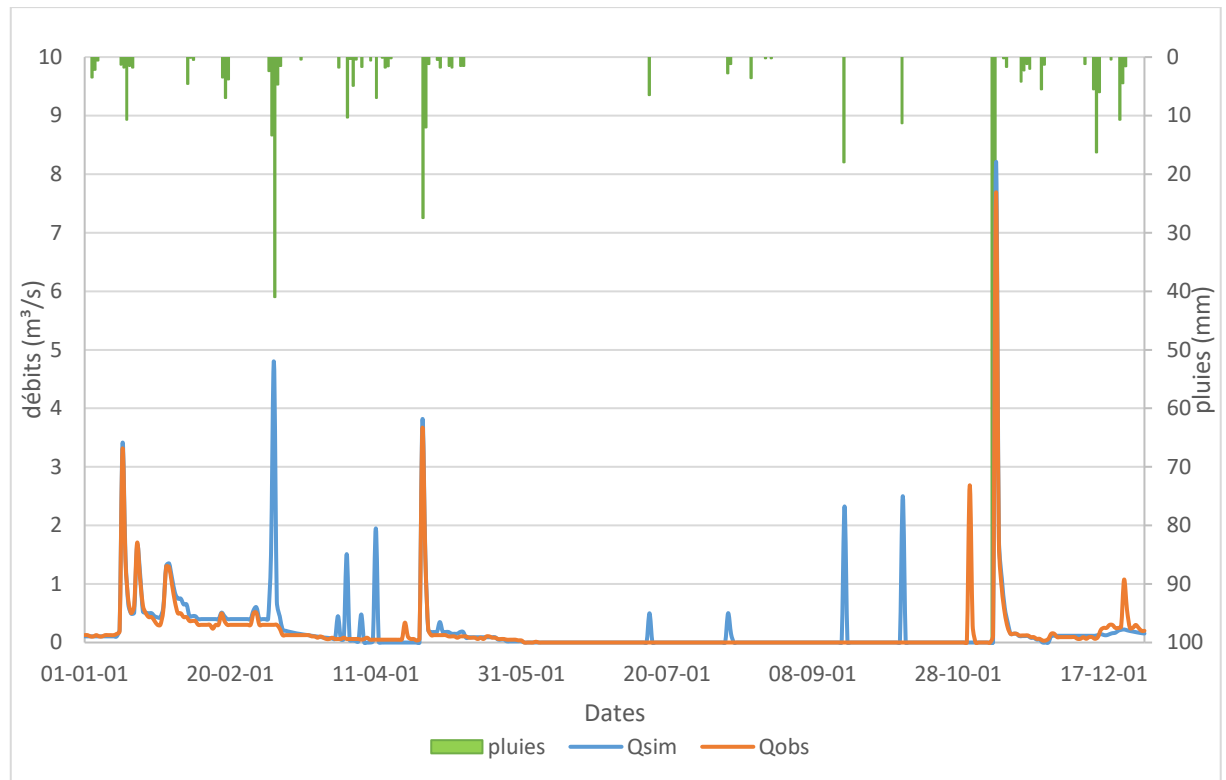


Figure 3.15 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2001

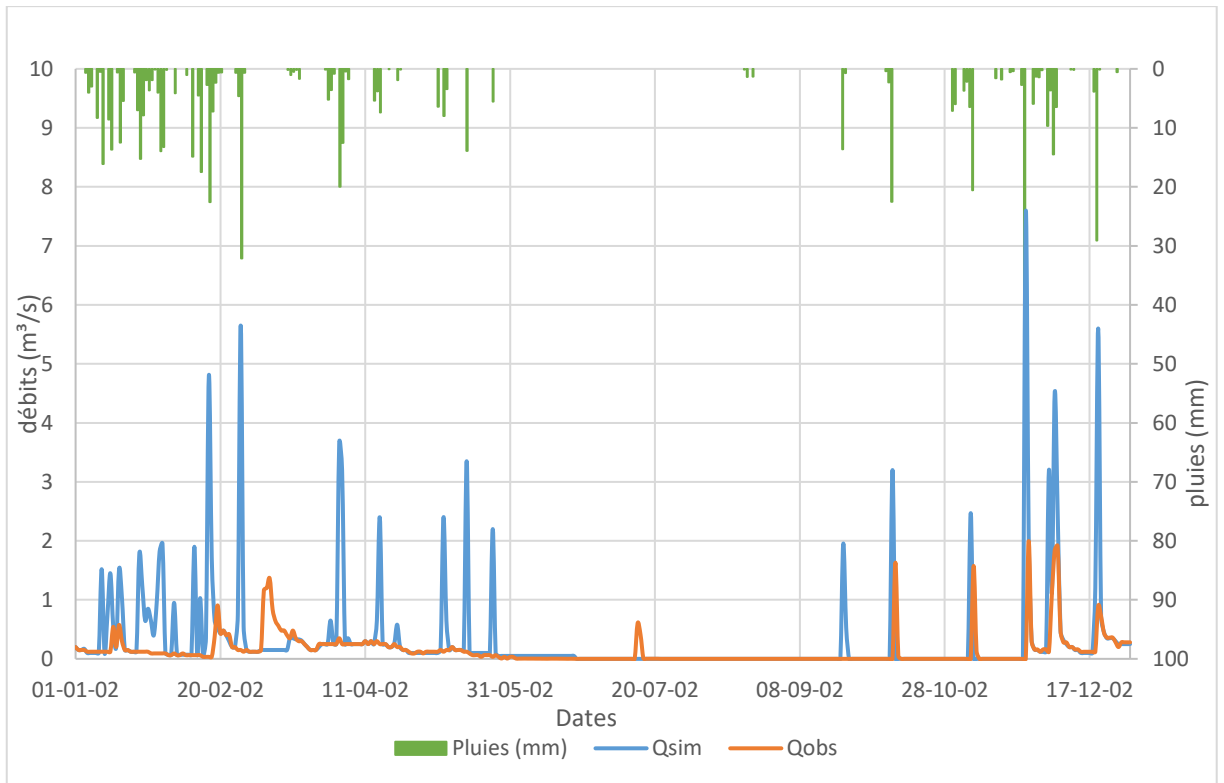


Figure 3.16 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2002

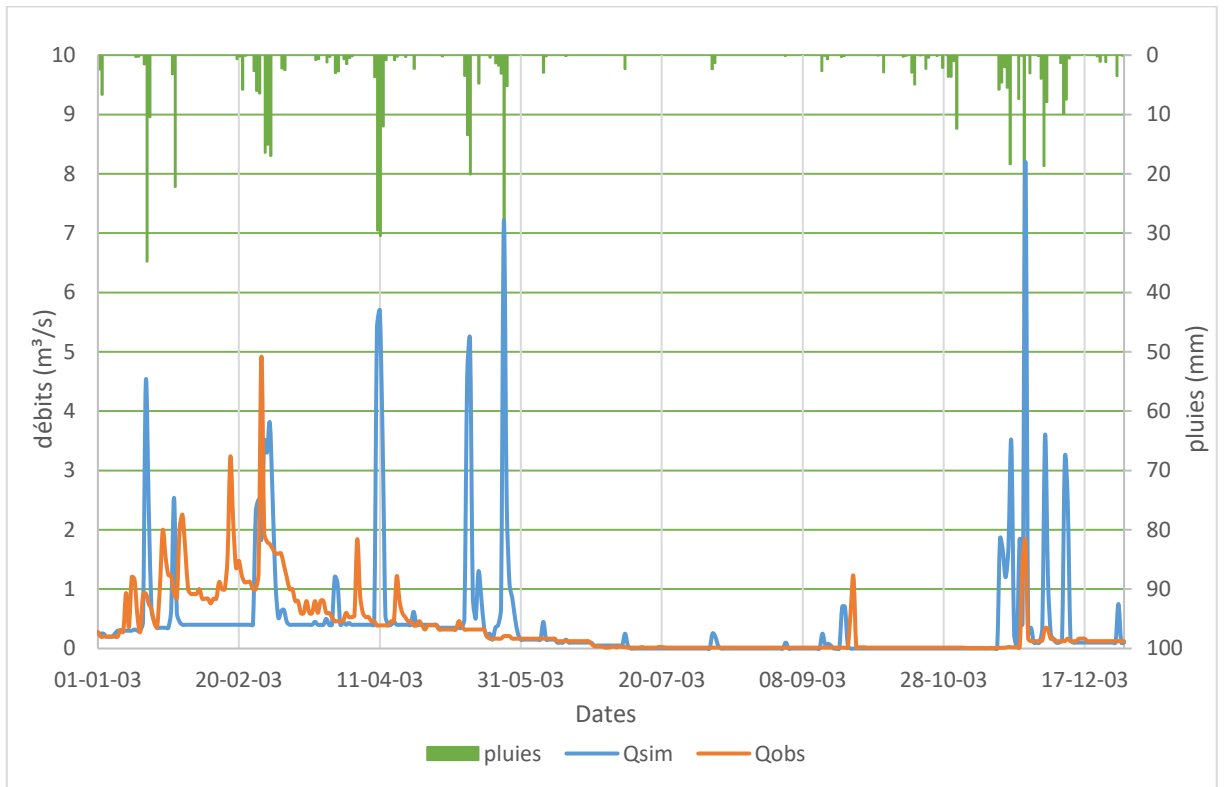


Figure 3.17 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2003

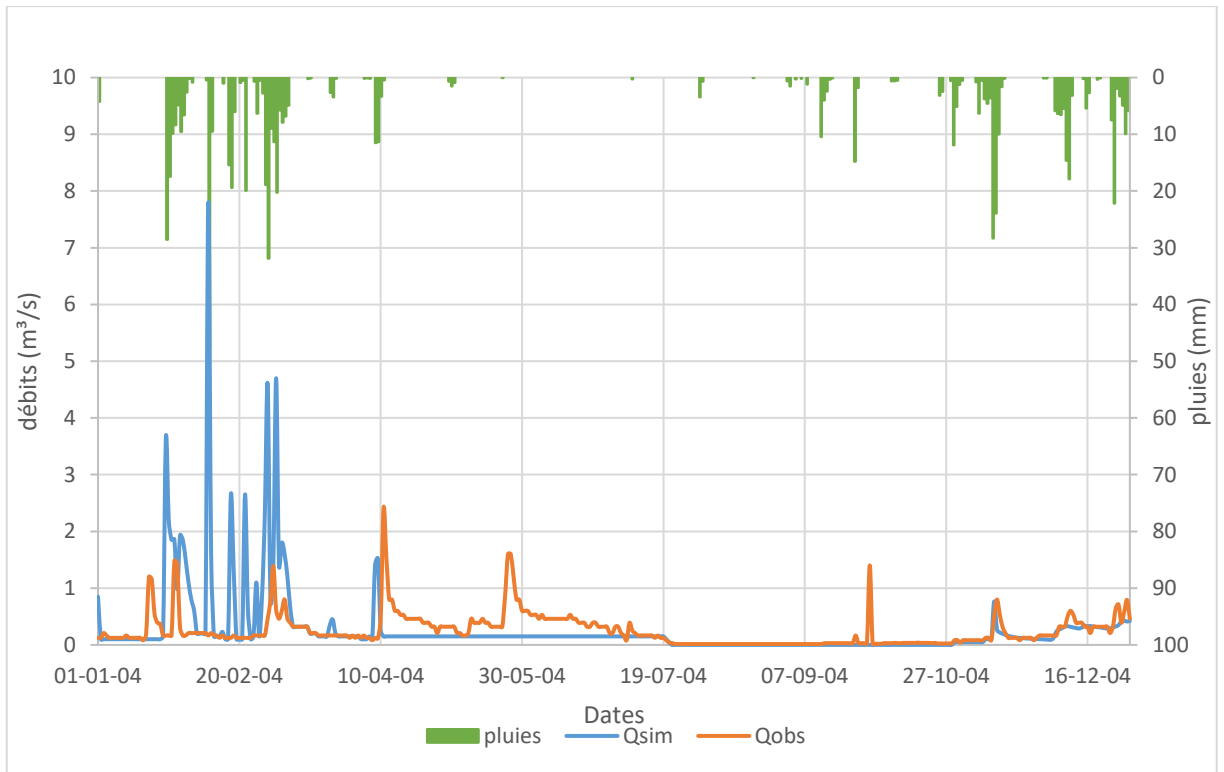


Figure 3.18 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2004

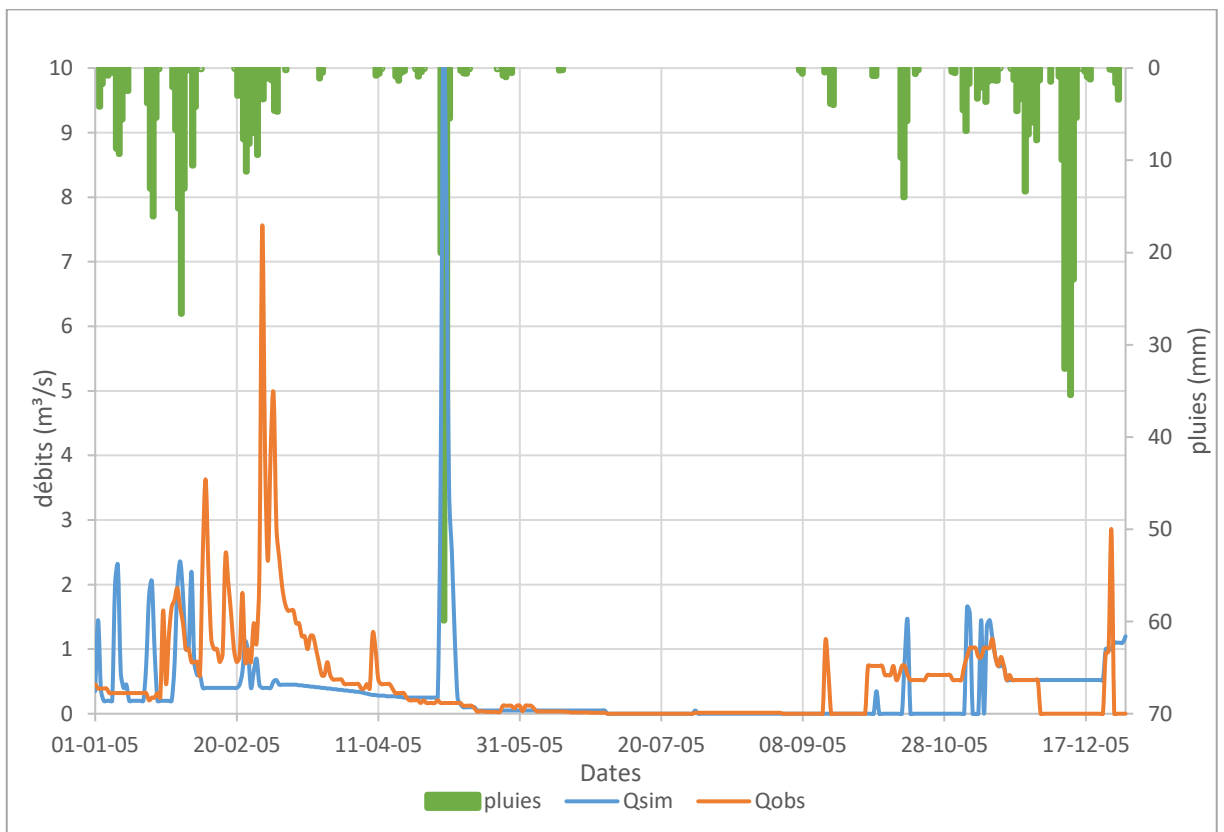


Figure 3.19 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2005

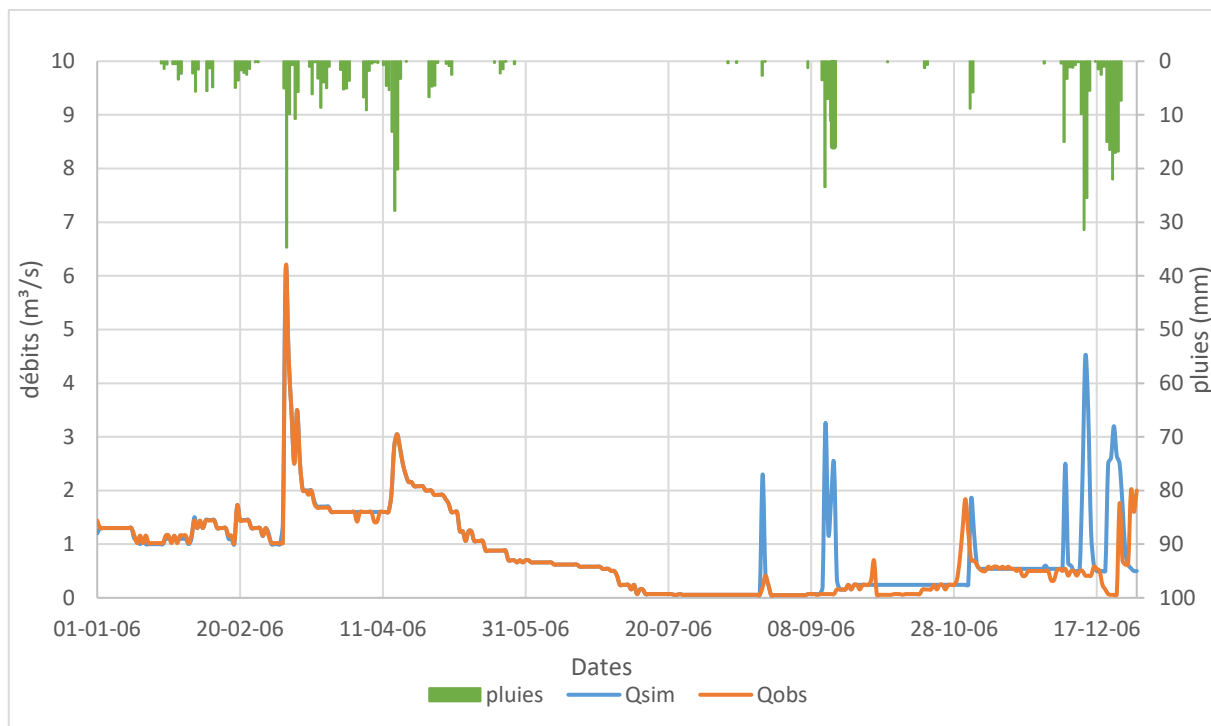


Figure 3.20 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2006

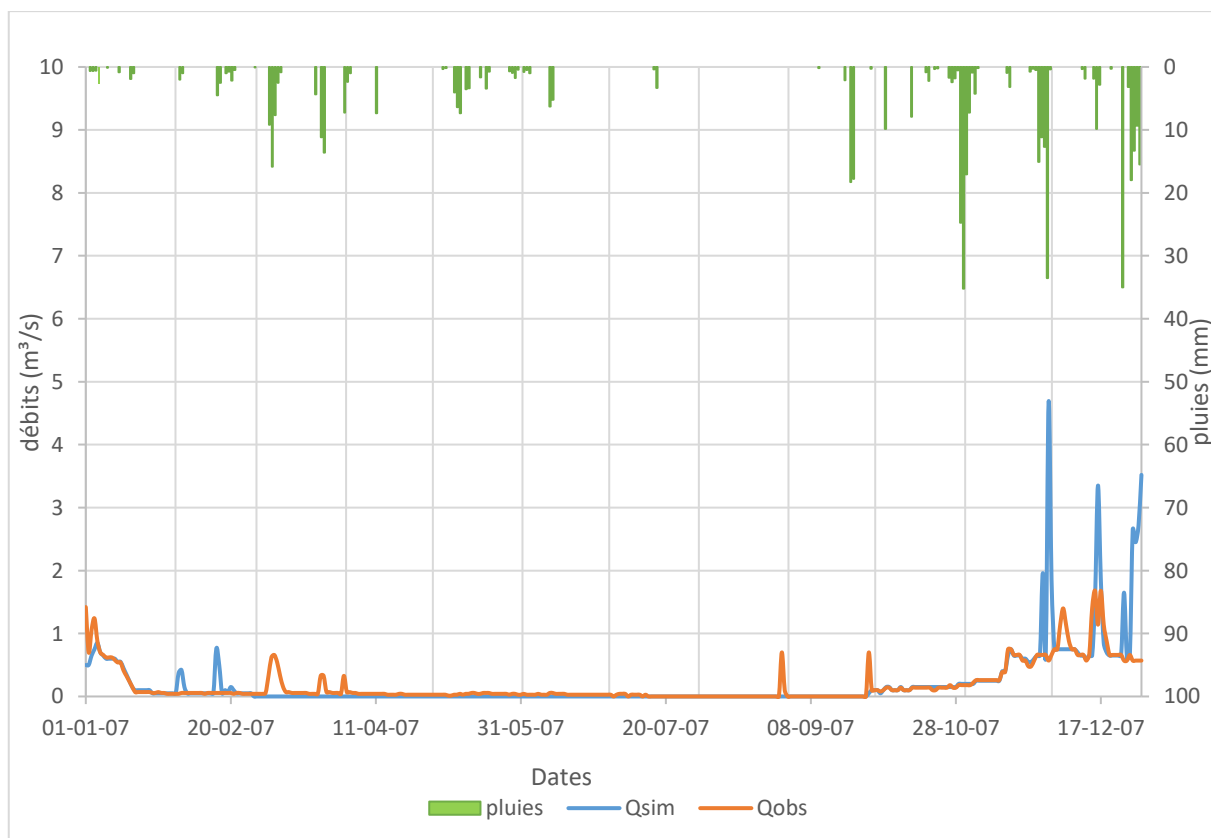


Figure 3.21 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2007

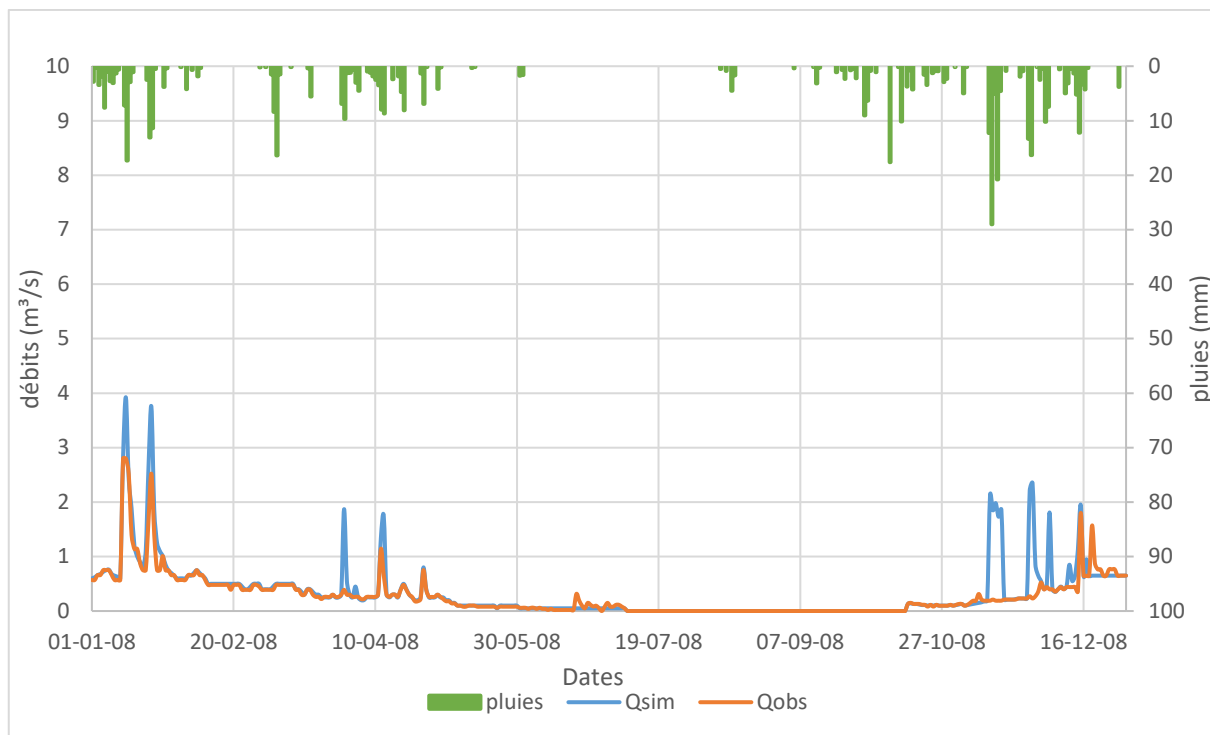


Figure 3.22 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2008

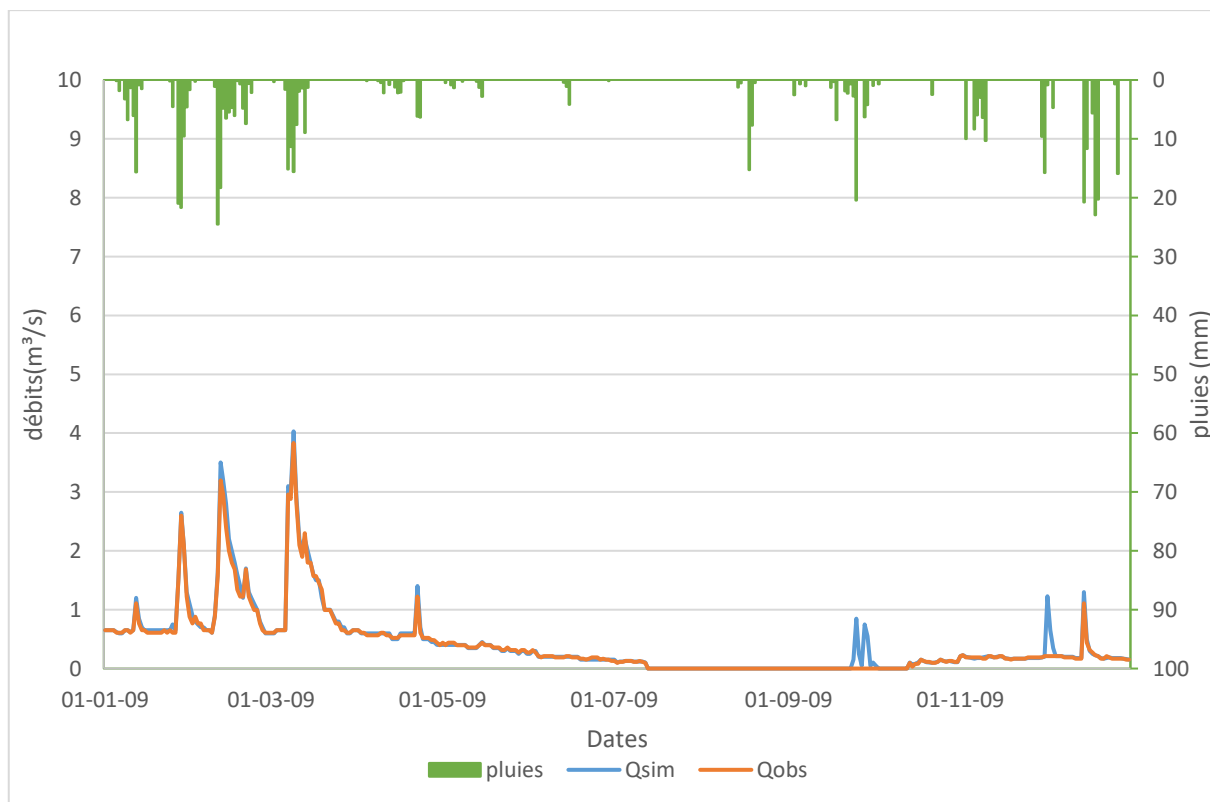


Figure 3.23 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2009

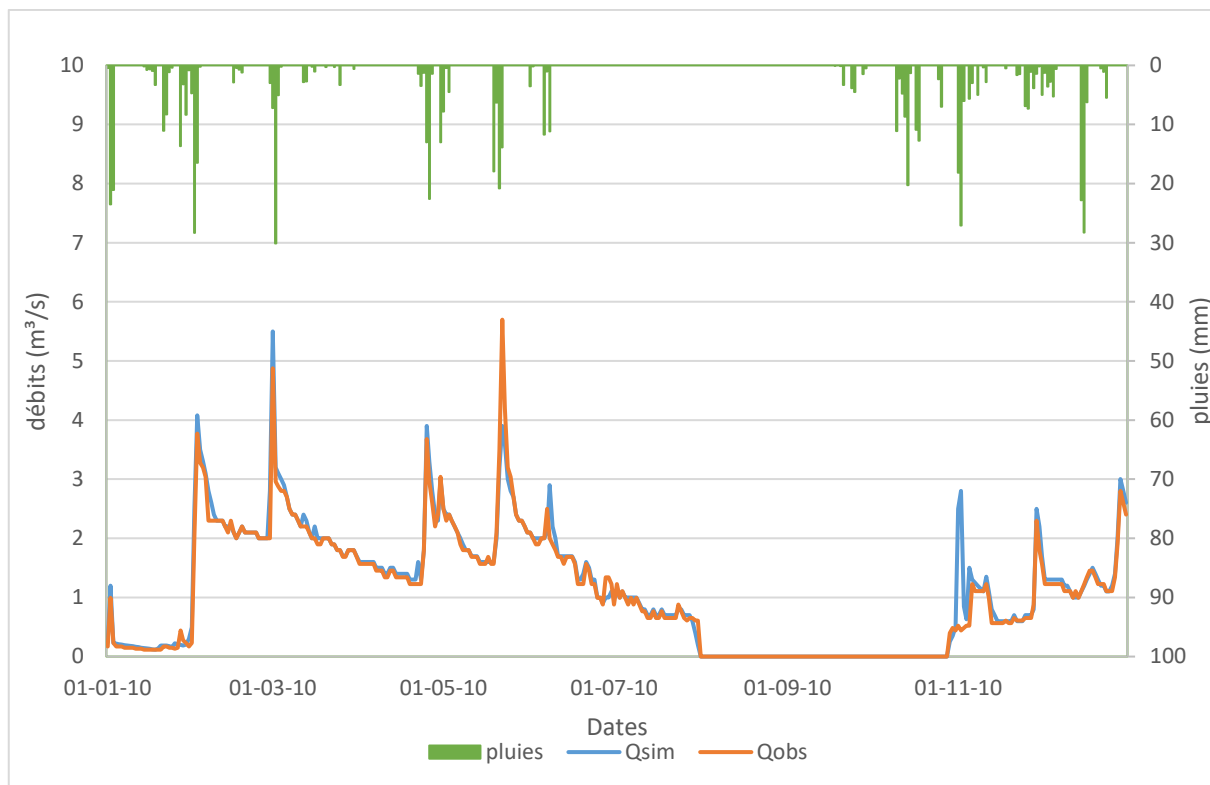


Figure 3.24 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2010

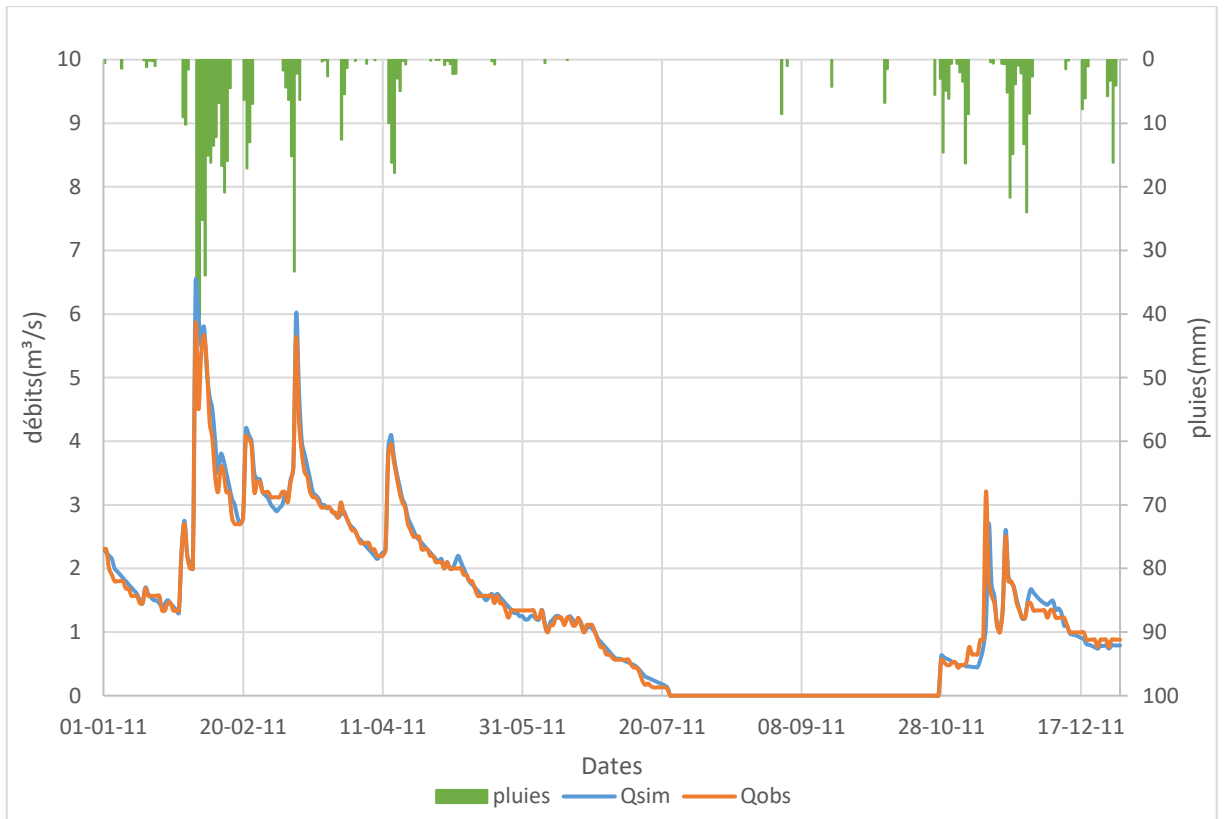


Figure 3.25 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2011

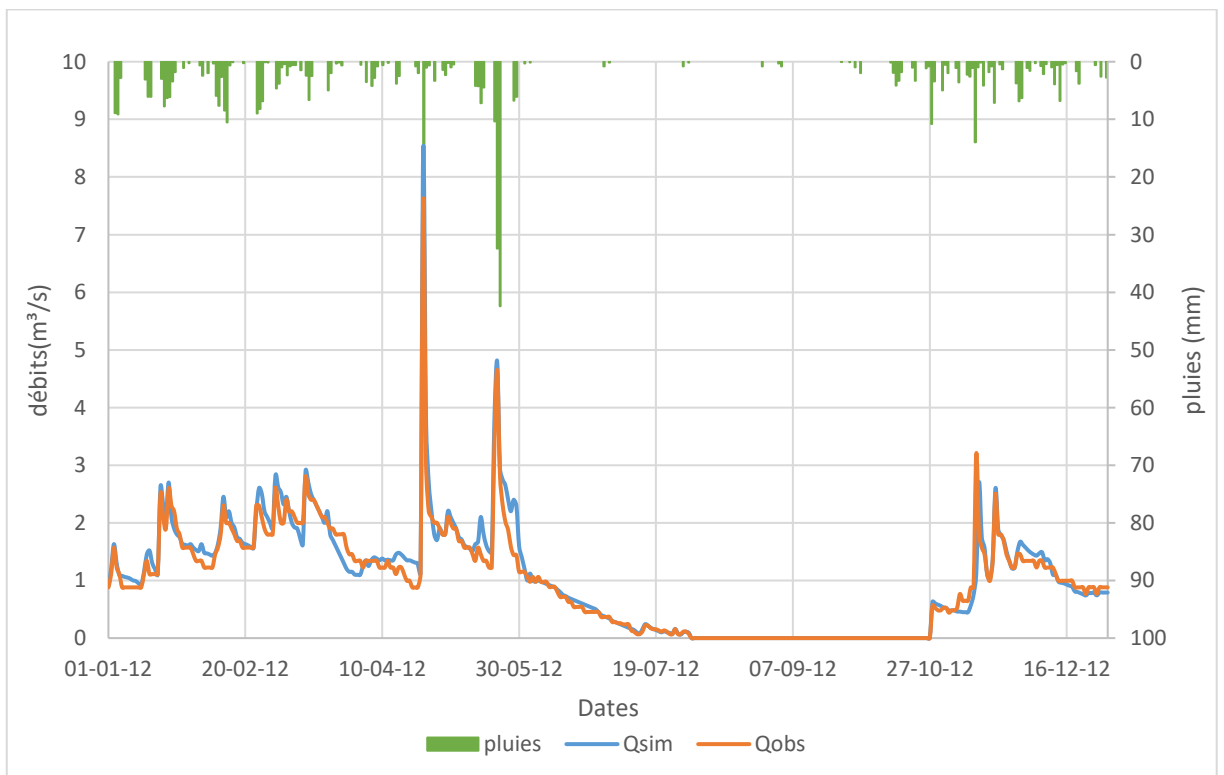


Figure 3.26 : Comparaison des débits observés (Qobs) avec les débits simulés (Qsim) pour l'année 2012

Analyse des résultats

Visuellement, les Figures 3.19 à 3.17 montrent un alignement entre les débits de pointe et les hyétogrammes. Il en est de même avec les débits simulés qui suivent les hydrogrammes des débits observés. Les pics (débits de pointes) sont également alignés ce qui traduit une bonne capacité du modèle à pouvoir restituer les débits de pointes (alignements des pics) et en matière de volume ruisselés étalement des hydrogrammes. La vitesse de montée des pics et leur amplitude (« peakness ») montre une bonne capacité du modèle en termes de réactivité.

Des indices statistiques ont ensuite été utilisés pour apprécier objectivement la qualité des sorties du modèles : débits simulés (Q_{sim}) par rapport aux débits observés (Q_{obs}).

Les simulations sont comparées aux débits observés sur base des paramètres statistiques suivant :

- Le coefficient d'efficience (EF) qui varie de - l'infini à 1 et dont la valeur idéale se situe à 1 ;
- Le coefficient de corrélation (R) qui varie de 0 à 1 avec un optimum à 1.
- Le coefficient de détermination (R^2) qui varie de 0 à 1 avec un optimum à 1.

Ces paramètres ont été choisis pour des raisons de facilité car ces paramètres sont faciles à comparer avec la valeur de référence 1.

Comme le montre le Tableau 3.9, les simulations du débit ont été réalisées sur les années 2001 à 2012 sur base des données météorologiques corrigées et des données cartographiques évoquées dans les paragraphes précédents.

Le Tableau 3.9 met en évidence une amélioration progressive de la qualité des simulations effectuées à l'aide du modèle SWAT. Cela s'explique d'une part par la nécessité pour le modèle de devoir rentrer en régime en améliorant progressivement sur bilan en eau les premières années de simulation. Une fois passée cette période de mise en régime la qualité des simulations à priori, ne peut que s'améliorer.

Tableau 3.9 : Indice de Nash, Corrélation et R² pour les différentes simulations

Année	EF	Corrélation	R ²
2001	0,03	0,65	0,42
2002	8,41	0,28	0,08
2003	2,21	0,31	0,09
2004	-1,53	0,21	0,05
2005	-0,97	0,11	0,01
2006	0,52	0,79	0,62
2007	0,62	0,66	0,43
2008	0,34	0,82	0,68
2009	0,95	0,98	0,96
2010	0,96	0,97	0,95
2011	0,98	0,99	0,98
2012	0,94	0,98	0,95
Global	0,43	0,77	0,59

On notera par ailleurs la présence dans les séries de débits observées des incohérences avec les hyétogrammes. Ceux-ci peuvent s'expliquer d'une part par les corrections effectuées sur les séries chronologiques des précipitations d'une part et d'autre part par la qualité des relevés des séries débitométriques effectuées à Mesours comportant des lacunes, des variations de débits verticales en marche d'escalier ; jugées anormales étant donné l'absence de pluie durant cette période, la répétition de partie de série chronologique d'une année à l'autre montrant une tentative délibérée de comblée des lacunes dans les séries débitométriques (Voir Figure 3.19 par exemple).

CHAPITRE 4

IMPACT DES PARTICULES FINES SUR LA RECHARGE DE LA NAPPE

4.1. INTRODUCTION

Dans le chapitre précédent les flux hydriques au niveau des sous bassins versants de l'impluvium du barrage de Boukourdane ont été simulé à l'aide d'un modèle hydrologique complet. Les apports solides ont également été évalués et ont été confrontés à la mesure bathymétrique établissant le volume d'envasement présent dans le barrage. Nous confrontons dans ce chapitre les résultats obtenus par simulations à la méthode traditionnellement utilisées des régressions mettant en rapport le débit solide (Q_s) avec le débit liquide mesuré dans l'Oued (Q_L). Cette comparaison est réalisée pour montrer la pertinence l'approches par modélisation qui apporte en plus de la méthode traditionnelle a posteriori, une perspective prédictive à la fois en matière d'impact des scénarii d'aménagement sur le bassin versant mais également en matière de production future de sédiments dans l'impluvium du barrage de Boukourdane.

4.2. Evaluation du transport solide

L'évaluation du transport des sédiments en suspension dans l'Oued El-Hachem a été effectué au niveau de deux stations Bordj Ghobrini et Mesdour. La station de Bordj Ghobrini implantée sur l'Oued El-Hachem était en activité avant la construction du barrage de Boukourdane. Elle a été remplacée par la station de

Mesdour après la construction du barrage. Cette station est située plus en amont sur l'Oued Boukadir qui est le principal affluent de l'Oued El-Hachem.

L'échantillonnage de la concentration en matières solides en suspension, réalisées par les services de l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) à la station de Mesdour et auparavant à la station de Bordj Ghobrini ont été réalisés par prélèvement au bord de l'oued. Des mesures ponctuelles couvrent une période de 1993/1994 à 2012/2013.

La méthode consiste à effectuer des prélèvements d'échantillons d'eau chargée de sédiments en bordure pour différentes sections du cours d'eau. La concentration en sédiments exprimée en $g.l^{-1}$ est obtenue au laboratoire après filtration à l'aide d'un filtre de marque FIORONI d'une porosité de 17 à 30 μm , séchage à 105°C durant 30 minutes et pesée des échantillons séchés.

L'apport solide en suspension A_s (g) est calculé par intégration du produit du débit solide en suspension Q_s ($g.s^{-1}$) dans le temps t (s) [256] [257]. Cependant la mesure directe du débit solide n'est pas possible. En effet, le débit est évalué à partir de la courbe de tarage et de la lecture de la hauteur d'eau sur une échelle limnimétrique ; la concentration en matières en suspensions est déterminée à posteriori au laboratoire. L'apport solide se calcule en multipliant le débit liquide Q_L ($l.s^{-1}$) par la concentration C ($g.l^{-1}$) :

$$A_s = \int_0^t C(t). Q(t) dt \quad (1)$$

En considérant la variation linéaire du débit solide au pas de temps journalier, l'apport solide moyen pour la période entre les temps t_i t_{i+1} est donné par la relation :

$$A_{s_i} = 0,5. (Q_i C_i + Q_{i+1} C_{i+1}). (t_{i+1} - t_i) \quad (2)$$

La somme arithmétique des apports solides élémentaires pendant une période donnée (mois, saison, année et crue) donnera l'apport solide de cette période. Le tonnage spécifique exprimé en tonne par kilomètre carré ($t.km^{-2}$), est obtenu en divisant l'apport total par la surface du bassin versant (81 km^2) drainée par la station de mesure.

Etant donné la quantité limitée de données disponibles actuellement, il ne nous est pas possible de recourir à la modélisation hydrologique à l'aide d'un modèle à

base physique. En effet, les données météorologiques sont entachées de nombreuses erreurs, ne sont que rarement disponibles à l'échelles horaires et dans leur intégralité. La carte d'occupation du sol disponible est imprécise et comprend de nombreuses erreurs. Les données pédologiques précises ne sont disponibles que dans certaines zones. Généralement c'est la carte au 1/500 000 qui est utilisée. Dans la littérature il existe plusieurs procédures de calcul de charge solide [258] [259] [260]. Ces techniques sont depuis, toujours le sujet de plusieurs investigations en vue d'identifier la méthode qui évalue de la manière la plus fiable l'apport en suspension.

La technique la plus couramment utilisée est la régression. La qualité des relations obtenues est appréciée à l'aide de la valeur de R^2 .

Plusieurs modèles de régression sont utilisés pour le calcul du transport solide. Le modèle puissance de la forme $y = ax^b$ est souvent adoptée pour la construction des courbes de production de sédiments où y représente la variable dépendante C (concentration) et x représente la variable indépendante Q_L (débit liquide). L'ajustement des paramètres du modèle puissance est obtenu par linéarisation en transformant y en $\ln(y)$ et x en $\ln(x)$. Ce modèle est appliqué la première fois par Kennedy en 1895 pour le couple (débit liquide-concentration) et ensuite [261] [262] [263] l'ont appliqué pour le couple débit liquide – débit solide).

Le modèle de régression de type puissance est justifié par plusieurs chercheurs tels que Bourouba en 1997 [264] ; Megnounif *et al.* en 2003 [265] ; Achite *et al.* en 2007 [266]; khanchoul *et al.* en 2012 [267]; Megnounif *et al.* en 2013 [268]. Ils constatent que ce modèle offre un bon ajustement et permet d'évaluer les valeurs journalières du débit solide Q_s à partir des débits liquides Q_L observés, d'étudier les relations débit liquide-débit solide et l'influence des débits liquides sur le transport solide à différentes échelles temporelles : annuelle, mensuelle et saisonnière [269].

4.3. Evaluation de la recharge du champ captant

L'évaluation de la recharge du champ captant est effectuée sur base de relevés piézométriques réalisés par l'ANRH la semaine qui précède et celle qui suit chaque campagne de recharge de la nappe phréatique par lâchers du barrage de Boukourdane qui ont lieu en moyenne deux fois par an, généralement en mai et octobre. L'objectif de l'étude est de mettre en évidence l'impact de particules fines

accumulées lors des lâchers sur la recharge de la nappe phréatique. Les puits et forages ont été rassemblés en groupes à l'aide du logiciel libre Weka.

La méthode des k-moyennes (*k-means*) est une méthode de classification supervisée permettant de partitionner des données. Un ensemble de puits et forages sont séparées en k groupes (clusters) sur bases d'un ensemble de caractéristiques (variation piézométrique avant et après lâcher de barrage, distance par rapport au barrage, distance par rapport à l'oued) [270]. Cet algorithme consiste à minimiser la distance moyenne quadratique à partir de chaque point de données par rapport au centre du groupe le plus proche. L'algorithme s'exprime mathématiquement comme suit :

$$\arg \min_S \sum_{i=1}^k \sum_{x_j \in S_i} \|x_j - \mu_i\|^2$$

Où (x_1, x_2, \dots, x_n) est un ensemble de n points, k est le nombre de partitionnements, S est un ensemble de k partitionnements (S_1, S_2, \dots, S_k) des n points avec $k \leq n$, μ_i est la moyenne des points dans la partition S_i .

L'heuristique k-moyennes a été utilisé afin de regrouper les puits et les forages en fonction de la distance par rapport au barrage et de la distance par rapport au lit de l'oued. L'efficacité de cet algorithme a par ailleurs été démontrée par Abedini et al. en 2008 [271] lors de la comparaison de k-means avec le krigeage ordinaire.

Sur base du regroupement des puits et forages, des courbes d'ajustement linéaire pour les parties amont et aval et puissance pour la partie centrale du champ captant ont été tracées à partir d'une série chronologique de variations piézométriques moyennes au sein de chaque groupe. Ces courbes d'ajustement permettent d'étudier l'évolution de la perméabilité du champ captant en fonction du temps. Les niveaux piézométriques en fonction du temps sont en relation avec le champ de perméabilité [272] [273].

4.4. Résultats

Comme le montre le Tableau 4.1, l'analyse statistique réalisée à différentes échelles temporelles a permis de montrer que la relation puissance était quasi systématiquement le meilleur modèle prédictif de la relation débit solide (Q_S) - débit liquide (Q_L). Le Tableau 4.1 présente les relations obtenues pour différentes

échelles temporelles (série complète, automne, hiver, printemps, été, période sèche, période humide, période de crues) et les coefficients de corrélation associés.

Le Tableau 4.2 montre les quantités d'érosion mensuelles calculées à partir du meilleur modèle (puissance établi sur la série complète) et des débits liquides mesurés.

La Figure 4.1 illustre les relations obtenues par le meilleur modèle (puissance) pour les différentes échelles temporelles.

Les données expérimentales montrent que de forts débits solides allant jusqu'à $179,64 \text{ kg.s}^{-1}$ peuvent être associés avec de faibles débits liquides (inférieurs à $16 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) déclenchés probablement à la suite d'orages violents et de courte durée. Comme le montre le Tableau 4.1, on remarque un flux important de matières solides en suspension en dehors des mois d'été. Le débit solide maximum a été atteint en novembre 1996 avec 134 kg.s^{-1} et un débit liquide de $4,6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. En revanche, on constate une diminution nette durant la saison estivale des débits liquides qui ne dépassent pas les $7 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, à l'étiage.

Au début de l'automne, les premières précipitations tombent sur un sol sec et dur. Elles contribuent à la rupture des liaisons entre particules du sol mais sans produire une érosion importante. Le transport solide en suspension dans le bassin versant est donc faible.

Au milieu et à la fin de l'automne, le régime pluviométrique change. Des pluies torrentielles font leur apparition et arrachent de grandes quantités de matières solides qui seront par la suite transportées en suspension par le cours d'eau. Des ruissellements importants ainsi que des écoulements hypodermiques, font leur apparition durant cette période sur l'entièreté du bassin versant.

Tableau 4.1. Relations et coefficient de corrélation des débits solide et débits liquides à la station de Mesdour

Période	Puissance	Exponentielle	Linéaire	Logarithmique	Polynomiale
Série complète	$Q_s = 2,5182 Q_L^{0,8193}$	$Q_s = 3,263 e^{0,0182} Q_L$	$Q_s = 0,4204 Q_L + 18,102$	$Q_s = 8,498 7 \ln(Q_L) + 19,114$	$Q_s = -0,0012 Q_L^2 + 0,7701 Q_L + 15,53$
	$R^2 = 0,77$	$R^2 = 0,13$	$R^2 = 0,25$	$R^2 = 0,29$	$R^2 = 0,26$
Automne	$Q_s = 1,1663 Q_L^{2,0026}$	$Q_s = 2,6657 e^{0,306} Q_L$	$Q_s = 10,702 Q_L + 65,302$	$Q_s = 47,895 \ln(Q_L) + 72,511$	$Q_s = -0,5712 Q_L^2 + 24,367 Q_L + 11,253$
	$R^2 = 0,76$	$R^2 = 0,33$	$R^2 = 0,15$	$R^2 = 0,16$	$R^2 = 0,17$
Hiver	$Q_s = 1,3383 Q_L^{1,1962}$	$Q_s = 1,0897 e^{0,2373} Q_L$	$Q_s = 2,0275 Q_L + 5,8603$	$Q_s = 9,716 \ln(Q_L) + 8,2496$	$Q_s = -0,2205 Q_L^2 + 6,2611 Q_L - 4,7758$
	$R^2 = 0,80$	$R^2 = 0,54$	$R^2 = 0,30$	$R^2 = 0,40$	$R^2 = 0,54$
Printemps	$Q_s = 0,4105 Q_L^{1,0643}$	$Q_s = 3,3571 e^{0,0288} Q_L$	$Q_s = 0,5651 Q_L + 0,367$	$Q_s = 15,42 \ln(Q_L) - 21,283$	$Q_s = -0,0008 Q_L^2 + 0,6694 Q_L - 1,8251$
	$R^2 = 0,94$	$R^2 = 0,70$	$R^2 = 0,94$	$R^2 = 0,69$	$R^2 = 0,95$
Eté	$Q_s = 0,1576 Q_L^{0,3094}$	$Q_s = 0,0163 e^{121,09} Q_L$	$Q_s = 3,3861 Q_L + 0,0141$	$Q_s = 0,0087 \ln(Q_L) + 0,0776$	$Q_s = 515,54 Q_L^2 - 0,7102 Q_L + 0,0199$
	$R^2 = 0,53$	$R^2 = 0,72$	$R^2 = 0,76$	$R^2 = 0,56$	$R^2 = 0,83$
Période humide	$Q_s = 1,3634 Q_L^{1,4292}$	$Q_s = 6,5786 e^{0,0293} Q_L$	$Q_s = 0,1825 Q_L + 50,155$	$Q_s = 13,302 \ln(Q_L) + 29,616$	$Q_s = -0,0065 Q_L^2 + 0,919x + 44,472$
	$R^2 = 0,72$	$R^2 = 0,12$	$R^2 = 0,0028$	$R^2 = 0,05$	$R^2 = 0,0079$
Période sèche	$Q_s = 1,8969 Q_L^{0,6838}$	$Q_s = 0,1446 e^{0,0641} Q_L$	$Q_s = 0,5677 Q_L + 0,1439$	$Q_s = 4,2457 \ln(Q_L) + 20,833$	$Q_s = -0,0005 Q_L^2 + 0,6287 Q_L - 0,3806$
	$R^2 = 0,55$	$R^2 = 0,98$	$R^2 = 0,97$	$R^2 = 0,60$	$R^2 = 0,97$
Crues	$Q_s = 2,2746 Q_L^{0,7839}$	$Q_s = 2,5984 e^{0,0186} Q_L$	$Q_s = 0,431 Q_L + 10,645$	$Q_s = 6,6643 \ln(Q_L) + 13,943$	$Q_s = -0,0007 Q_L^2 + 0,6337 Q_L + 9,2131$
	$R^2 = 0,78$	$R^2 = 0,16$	$R^2 = 0,61$	$R^2 = 0,41$	$R^2 = 0,63$

Tableau 4.2. Taux d'envasement évalués par l'ANBT en 2005 pour les barrages de la région du centre de l'Algérie.

Année	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août	As (x 10 ⁶)	Ass
93/94	29	246	754	869	3385	2292	1254	1708	566	156	0	0	0,011	141
94/95	61	672	911	1392	8035	2534	13330	2380	1322	713	156	40	0,032	394
95/96	477	1169	1173	1563	1577	5605	2697	18955	5230	2917	929	829	0,043	539
96/97	1632	3843	2201	1430	2115	5833	1607	3224	984	411	232	0	0,024	294
97/98	0	2600	2882	2749	1745	1916	1855	2328	2838	1027	209	0	0,020	252
98/99	170	536	2455	2051	6602	1840	14991	3859	3242	2466	0	0	0,038	478
99/00	0	0	1324	7739	5556	1987	1799	976	557	0	0	0	0,020	249
00/01	0	187	2063	1275	4484	2927	1577	2165	885	13	0	0	0,016	195
01/02	0	0	4136	1860	1554	1609	3224	2028	960	64	416	0	0,016	198
02/03	0	577	1460	3205	5640	8496	6623	4266	2307	1259	257	223	0,034	429
03/04	0	577	1460	3205	5640	8496	6623	4266	2307	1259	257	223	0,034	429
04/05	822	386	1600	2988	4475	8575	10806	3227	1097	476	0	223	0,035	433
05/06	913	479	1521	2921	3168	8575	10284	2532	1179	577	0	339	0,032	406
06/07	691	4262	5372	1451	7982	8479	10920	11201	7348	4657	1243	223	0,064	798
07/08	1315	1315	4809	4395	3239	590	1510	480	457	422	160	223	0,019	236
08/09	822	386	1600	2988	4475	8575	10806	3227	1097	476	0	223	0,035	433
09/10	357	1185	3674	5859	7301	3941	3006	2886	1150	704	292	223	0,031	382
10/11	0	637	1887	4674	5758	8044	8835	4428	2967	1821	538	0	0,040	495
11/12	0	664	1767	2041	1804	13404	13444	10761	13199	10187	5505	0	0,073	910
12/13	0	474	5881	8755	10838	18968	18115	15349	10321	7666	2192	0	0,099	1232
Moyen	364	1010	2447	3170	4769	6134	7165	5012	3001	1863	619	138	0,036	446

As = apport en sédiments [10⁶tonne.an⁻¹] ; Ass = taux d'érosion spécifique [t.km².an⁻¹]

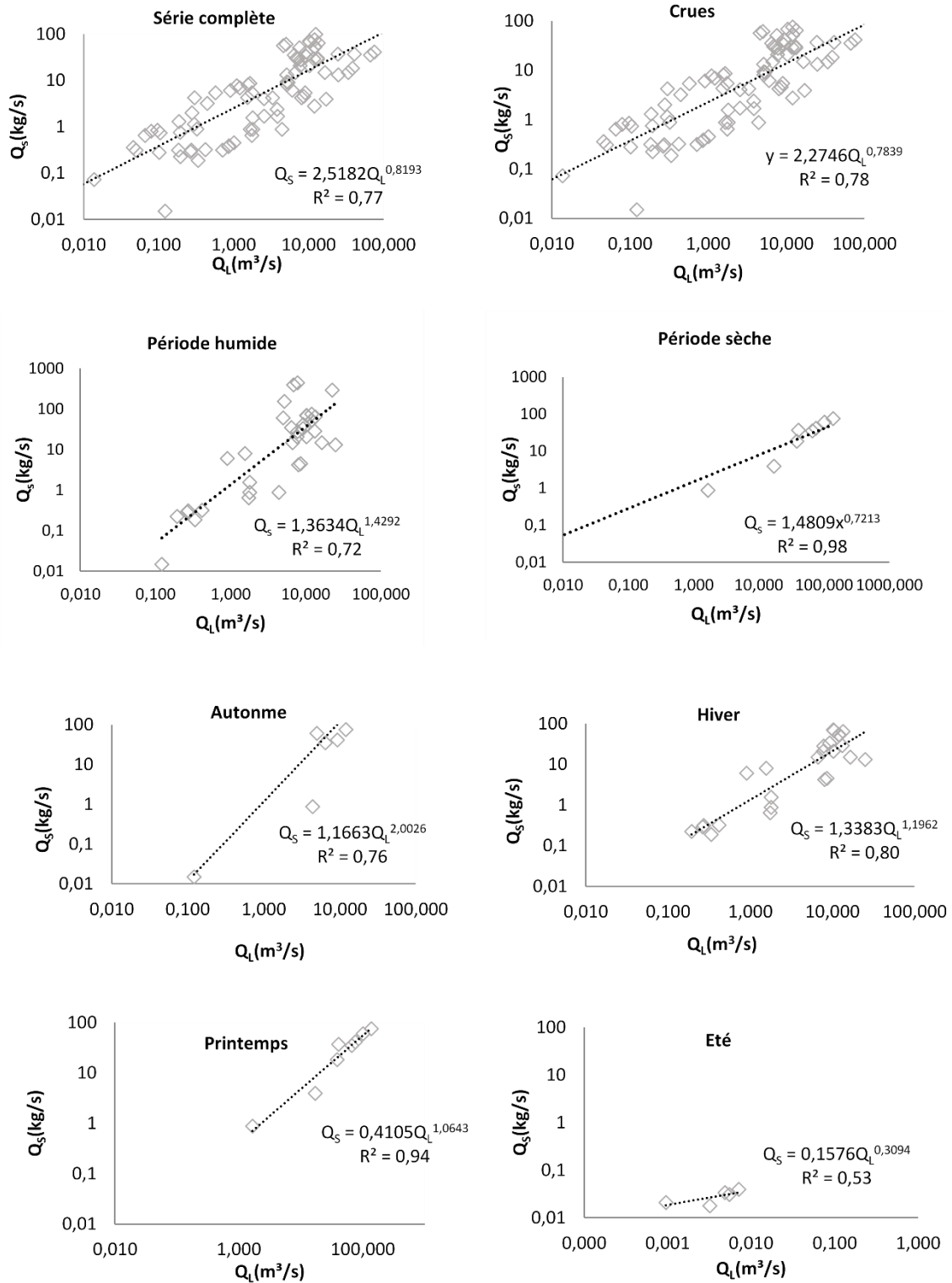


Figure 4.1 : Relations entre débits solides (Q_S) et débits liquides (Q_L) instantanés mesurés entre 1993/2013 sur l'Oued El Hachem

4.5. Bilan des apports solides

Pour estimer les apports solides en suspension, nous avons établi la relation suivante sur base de la série de données complète.

$$Q_S = 2,6053 * Q_L^{0,8216} \quad (3)$$

Où Q_S est le débit solide [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$] ; Q_L est le débit liquide [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$].

Le calcul a été également réalisé à l'échelle annuelle, interannuelle, saisonnière sur une période de 20 ans allant de 1993/1994 à 2012/2013. Les résultats obtenus sont présentés dans le Tableau 4.2 et la Figure 4.1.

Le Tableau 4.2 montre que les années 1995/96 et 1998/1999 se caractérisent par un apport en sédiments plus élevé comparées aux autres années. Ces concentrations élevées s'expliquent par une succession de crues exceptionnelles durant cette période. On notera plus particulièrement les crues d'avril 1995, mars 1998, mars 2004, avril 2006 et mars 2009, de février à mai 2012, et de janvier à mai 2013 avec des apports solides respectivement de 18.955 t, 14.991 t, 10.806 t, 11.202 t, 10.807 t, comprise entre 10.187 et 13.444 t et comprise entre 10.321 et 18.968 t ont été calculés correspondant à des apports liquides respectifs de $8,77\cdot 10^6 \text{ m}^3$; $6,81\cdot 10^6 \text{ m}^3$; $4,53\cdot 10^6 \text{ m}^3$; $4,77\cdot 10^6 \text{ m}^3$ et $3,57\cdot 10^6 \text{ m}^3$.

On constate, par ailleurs, que les quantités importantes de sédiments transportés en suspension par l'Oued El-Hachem sont principalement observées entre les mois de décembre à avril. Cette analyse a été confirmée par d'autres auteurs sur des oueds voisins (Elahcène et al., 2013 [274] ; Achite et al., 2005 [275]; Magnounif et al., 2013 [268]).

Ces dernières années ont été marquées par des crues exceptionnelles durant les mois de février à mai qui se sont traduites par une érosion particulièrement importante (Tableau 4.1). Le flux moyen annuel des sédiments calculé au droit de la station de Mesdour est de $35\ 693 \text{ t}\cdot\text{an}^{-1}$. L'apport en sédiments au niveau du barrage de Boukourdane est de $69\ 602 \text{ t}$. Cet apport s'obtient par extrapolation du taux d'érosion spécifique des sols de $446 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$.

La moyenne d'érosion spécifique calculée pour la station hydrométrique Bordj Ghobrini était de $340 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$ [276]. Cette valeur est très proche de la valeur

moyenne à la station de Mesdour de $366 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ calculée avec les données de 1993 à 2005. On peut donc faire l'hypothèse que les mesures effectuées à la station de Mesdour sont représentatives pour le bassin versant anciennement jaugé par la station de Bordj Ghobrini.

Tableau 4.3. Valeurs de taux d'érosion spécifiques des sols trouvées par d'autres auteurs des bassins versants du Maghreb.

Bassin versant / Région	Erosion spécifique des sols ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	Auteurs
Maghreb	265 à 2569	Heusch <i>et al.</i> , 1971
Maghreb	1000 à 5000	Walling, 1984
Maghreb	397	Probst <i>et al.</i> , 1992
Oued Agrioun (Algérie)	7200	probst <i>et al.</i> , 1992
Tebaga (Tunisie centrale)	336	Bergaoui <i>et al.</i> , 1998
Nekor (Maroc)	5900	Lahlou, 1988
La Tafna (Algérie)	150	Sogreah, 1967
Mazafran (Côtier algérois)	1610	Bourouba, 1996
L'Isser (Lakhdaria)	2300	Bourouba, 1997
Algérie orientale	145	Bourouba, 1998
Ebda (Algérie)	1875	Meddi, 1999
Mouilab (Algérie)	126	Terfous <i>et al.</i> , 2001
La haute Tafna (Algérie)	1120	Megnounif <i>et al.</i> , 2003
El-Hachem (Algérie)	318	Tadrist, 2004
Sebdou (Algérie)	937	Bouanani, 2004
Sikkak (Algérie)	170	Bouanani, 2004
Mina (Algérie)	187	Achite <i>et al.</i> , 2005
Abd (Algérie)	136	Achite <i>et al.</i> , 2007
Saf Saf (Algérie)	461	Klanchoul <i>et al.</i> , 2007
Sebdou (Algérie)	1330	Ghenim <i>et al.</i> , 2008
Souagui II (Algérie)	1268	Keddar, 2011
Kebir bassin	572	khanchoul <i>et al.</i> , 2012
Bellah (Algérie)	610	Elahcene <i>et al.</i> , 2013
Sebdou	343	Megnounif <i>et al.</i> , 2013
Boukourdane (Algérie)	446	Présente étude

Comme le montre le Tableau 4.3, le taux d'érosion spécifique des sols trouvé pour l'Oued Boukadir est similaire à celui trouvé par d'autres auteurs pour des bassins versants de caractéristiques similaires. Comme le montre le Tableau 4.2, le taux d'envasement du Barrage de Boukourdane est similaire à celui mesuré par la bathymétrie de 2005 de l'Agence Nationale des Barrages (ANBT). En effet, le

taux de dégradation spécifique (*Ass*) à Mesdour est de $366 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en moyenne pour la période de 1993 à 2005 et de $446 \text{ t.km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (+22%) en moyenne pour une période de 1993 à 2013. En considérant une masse volumique des sédiments de $1,6 \text{ kg.dm}^{-3}$ et une superficie de bassin versant de 156 km^2 nous obtenons des volumes de sédiments produits annuellement respectivement de $8,38.10^4 \text{ m}^3$ pour la période 1993 à 2005 et de $11,1.10^4 \text{ m}^3$ pour la période 1993 à 2013. Cette augmentation du volume d'envasement est vraisemblablement due à la série de pluies exceptionnelles qu'a connues l'Algérie ces dernières années [275]. En effet, aucune évolution de l'occupation du sol ou des pratiques culturales n'a été enregistrée durant cette période dans le bassin versant.

4.6. Bilan de la recharge du champ captant

Avant la mise en eau du barrage en 1992, la nappe alluviale en aval du barrage Boukourdane a toujours bénéficié d'une recharge naturelle par le biais des eaux de ruissellement issues des précipitations et des apports de l'Oued El-Hachem.

Cependant, la baisse sensible de la pluviométrie ces deux dernières décennies associées au remplissage du barrage, ont contribué à l'augmentation des volumes soutirés de la nappe en entraînant une baisse des niveaux piézométriques. Des mesures de niveaux piézométriques au droit des puits et forages situés à l'aval du barrage ont fait l'objet d'un suivi depuis les premiers lâchers, le 1 avril 1998 jusqu'à ce jour. Comme le montre la Figure 4.2, le champ captant se colmate de manière continue et progressive de l'amont vers l'aval et tend à devenir complètement imperméable (variation piézométrique nulle ou négative traduisant un déficit). L'imperméabilisation continue est vraisemblablement due à la formation d'une croûte épaisse de particules fines provenant du barrage et remises en suspension lors des lâchers.

L'algorithme *k-moyennes* (*k-means*) a été utilisé pour effectuer un regroupement sur base de la distance entre le puits ou le forage et le barrage d'une part et la variation piézométrique moyenne d'autre part. Le regroupement optimum consiste à regrouper les puits et forages en trois groupes distincts. Ce nombre de groupes correspond au point d'inflexion de la courbe d'erreur en fonction du nombre de groupes. Le groupe 1 contient les puits et forage P7, P1, P6, P5 et P8.

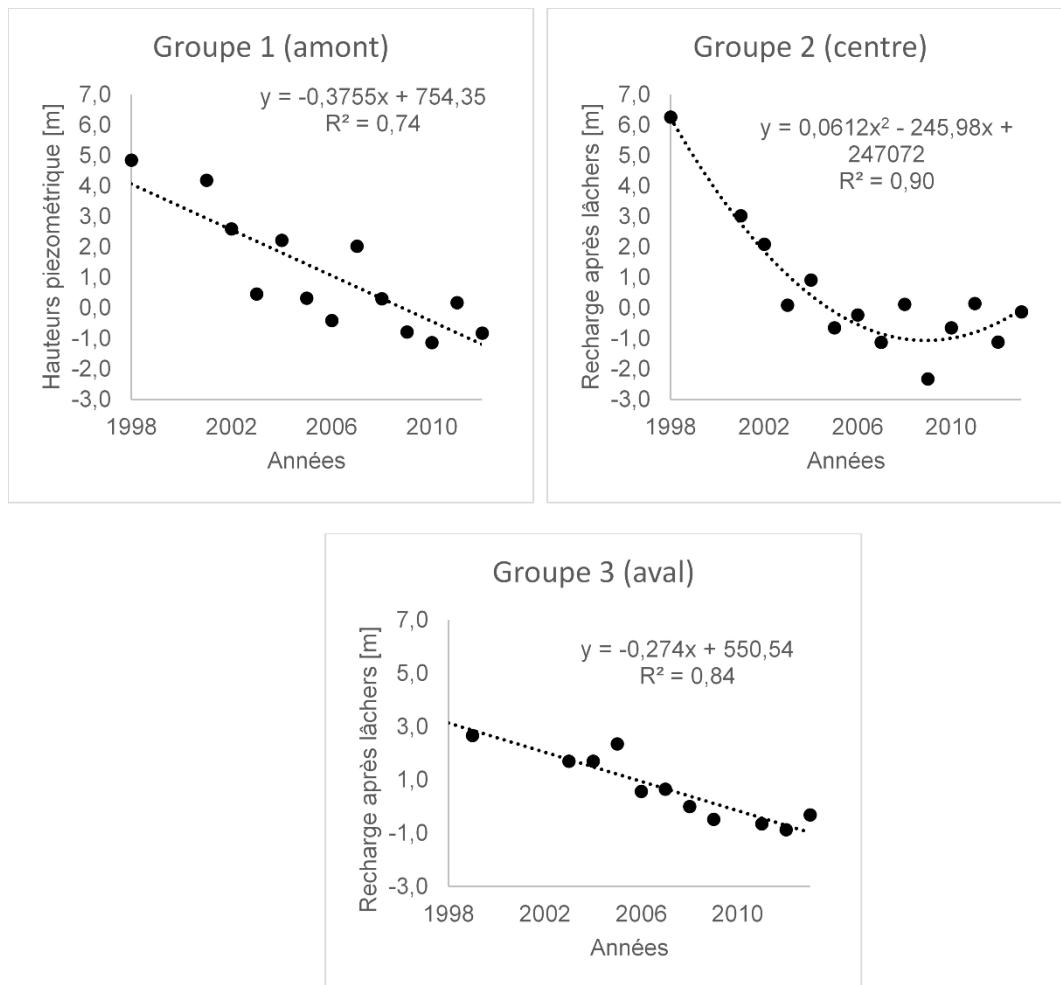


Figure 4.2 : Localisation des puits et forages du champ captant par rapport au barrage de Boukourdane

Le groupe 2 rassemble les puits P2, P4, P13, F2 et P9. Le groupe 3 associe le puit et les forages : F3, F1 et P10. Sur base de ces groupes, les courbes d'ajustement illustrées à la Figure 4.2 ont été calculées à partir des variations de hauteurs piézométriques moyennes après lâchers.

L'ensemble du champ captant est touchée à des degrés divers par le dépôt de matières en suspension. La partie amont représentée par le groupe 1 est principalement le siège de dépôt des particules les plus grossières et est sujette à une diminution de la recharge de la nappe phréatique plus rapide que le reste du champ captant. Les particules les plus fines se déposent préférentiellement dans les parties centrales et avale du champ captant. La diminution de la recharge est y est moins rapide. A partir de 2010, la gestion en matière de lâcher a été modifiée pour passer d'un seul lâcher à plusieurs lâchers et en 2012. Un lâcher important de

10,2.106 m³ a été réalisé du 01/03/2012 au 30/04/2012, ce qui correspond à un débit moyen de 1,96 m³.s⁻¹. Cette modification de la politique de lâcher a eu pour conséquence une restauration partielle de la perméabilité et une amélioration de la recharge au niveau de la partie centrale du champ captant (groupe 2). Aucun impact marqué n'a été observé dans la partie amont (groupe 1) et avale (groupe 3).

4.7. Discussion

L'implantation du barrage de Boukourdane en 1988 a modifié considérablement l'hydrologie de la zone d'étude. La recharge qui s'effectuait naturellement par les apports de l'Oued El-Hachem n'existe plus. Les conséquences ont été un abattement important de la nappe et une pénurie d'eau au niveau du champ captant situé en aval du Barrage. Des lâchers de barrages ont ensuite été effectués pour tenter de compenser la recharge naturelle qui existait avant l'implantation du barrage. Cependant, ces lâchers ont une incidence négative sur la conductivité hydraulique du champ captant. L'accumulation successive des particules fines remises en suspension lors des lâchers a provoqué au fil du temps un colmatage du champ captant. En effet, lors de la percolation, les particules les plus fines sont entraînées et provoquent le colmatage de la macroporosité du sol.

Au travers de cette étude nous avons quantifié les apports en matière en suspension arrivant au niveau du barrage et montré la diminution progressive de la recharge de la nappe lors des lâchers.

Le transport solide en suspension du bassin versant de l'Oued El-Hachem est particulièrement actif durant les périodes de crues. Les crues ont lieu principalement en hiver et dans une moindre mesure en automne et au printemps.

Les débits solides en suspension sont étroitement liés aux débits liquides. L'étude des relations empiriques à différentes échelles temporelles a confirmé que le modèle d'ajustement puissance était le meilleur.

Sur base de la relation n°3, nous avons calculé le débit solide en suspension journalier pour une période de référence de 24 ans allant de 1993/94 à 2012/13. Les résultats obtenus ont permis de calculer le tonnage annuel des sédiments transportés en suspension par l'oued El-Hachem.

L'apport moyen annuel en sédiments enregistrée à l'exutoire au droit de la station de Mesdour est de 35.693 t qui correspond à taux d'érosion spécifique de $446 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Cette valeur est concordante avec les valeurs trouvées par (Elahcène et al., 2013 [277] ; Magnounif et al., 2013 [268]; Khanchoul et al., 2012 [267]; Achite et al., 2007 [266]; Klanchoul et al., 2007 [278]) et d'autres auteurs pour des bassins versants de même taille au Maghreb.

Les campagnes de suivi piézométrique ont montré une diminution substantielle de la recharge de la nappe phréatique au cours de ces dernières années. Cette diminution est vraisemblablement due à l'accumulation de particules fines qui sont transportées vers le champ captant lors des lâchers du barrage de Boukourdane. Il est donc important de restaurer la conductivité hydraulique du sol au plus vite afin de limiter les effets de rabattement de la nappe liés à la surexploitation du champ captant et éviter que l'une des dernières nappes phréatiques non encore contaminée par des intrusions marines ne le soit dans un proche avenir. Par ailleurs, Abdalla et al. en 2013 [279] ont montré que la recharge artificielle par lâchers de barrage en milieu aride était un moyen de limiter les intrusions marine. Des constatations similaires ont été effectuées par ailleurs [280]. Ces auteurs ont mis en évidence que l'accumulation de sédiments réduisait le taux de recharge et les volumes de recharges. Ils ont également montré que l'évacuation régulière des sédiments permettait de restaurer la conductivité hydraulique et d'accélérer la recharge de la nappe. L'évacuation des sédiments devra être complétée par ratissage de la couche de sédiment accumulée et l'enlèvement de la couche superficielle du sol [280].

4.8. Conclusion

Ce travail a permis d'estimer la production de sédiments dans le bassin versant alimentant le barrage de Boukourdane à $11.10^4 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$. Il a également montré que l'accumulation des sédiments au niveau du champ captant a provoqué une diminution continue de la transmissivité. La restauration de transmissivité du champ captant ne pourra être réalisée qu'en changeant drastiquement la manière dont sont conduits actuellement les lâchers de barrage.

Un décapage du champ captant sera sans doute nécessaire pour restaurer complètement sa transmissivité. En effet, les particules fines ont durant la

percolation, colmaté la macroporosité du sol provoquant ainsi son imperméabilisation progressive. Il est évident que des lâchers importants ne permettront pas l'évacuation complète des particules fines.

On est également en droit de s'interroger sur le fait qu'aucun débit écologique minimal n'est lâché en continu durant l'année. Ne serait-ce pas une manière différente de faire de la recharge de nappe en continu tout en restaurant l'écosystème aquatique présent avant la construction du barrage de Boukourdane ?

Une modélisation hydrologique à l'aide d'un modèle à base physique permettrait de déterminer le débit écologique soutenable à assurer tout en conservant un volume de stockage permanent. Toutefois, des données régulières et de qualité de précipitation, température, vitesse du vent, radiation solaire ne sont généralement pas toutes disponibles et seulement à l'échelle journalière. Quant aux mesures de débit liquide et de concentration en sédiment, elles ne sont pour l'heure mesurée que ponctuellement. Les données cartographiques précises en matière d'occupation du sol, et de sols sont difficiles à acquérir ; elle nécessite une exploration in situ accompagnée d'une prise d'échantillons. Le débit écologique devra néanmoins être accompagné de lâchers à débits plus importants pour permettre le décolmatage. Toutefois, cette modélisation ne pourrait être réalisée que si ces données indispensables sont disponibles et de qualité suffisante.

Conclusion générale

La problématique de l'envasement des barrages au Maghreb fait l'objet de nombreuses études et est au centre des toutes les préoccupations car, c'est souvent par cette voie, qu'est garantie d'une part l'approvisionnement en eau potable et les ressources hydriques nécessaires à l'agriculture.

Le premier objectif cette thèse de doctorant a consisté à élaborer une méthodologie applicable à l'ensemble des barrages Algériens en vue et permettant d'autre part d'avoir une vision prospective de l'impact des changements climatiques et des aménagements sur l'hydrologie du bassin versant. Le deuxième objectif poursuivi avait a pour but de montrer l'impact des particules fines sur la recharge des nappes phréatiques.

Le barrage de Boukourdane a été choisi car il est représentatif des barrages Algériens et est également utilisé pour la recharge de la nappe phréatique situé en aval sur laquelle est implanté un champ captant. C'est par conséquent un cas qui permet à la fois de réaliser la modélisation hydrologique et d'évaluer l'impact des particules fines sur la recharge de la nappe phréatique du champ captant.

Le modèle hydrologique physiquement basé SWAT a été choisi car il offre de bonnes performances à la fois en matière hydrologique et d'érosion. La modélisation sur les années 2001 à 2012 a montré des performances variables selon les années dues principalement d'une part à la qualité des données débitométriques avec lesquelles ont été comparées les simulations d'une part et à la qualité des données pluviométriques d'autres part. Sur les dernières années de la série débitométriques ne souffrant pas trop « d'anomalies » on obtient de bonnes valeurs de corrélation et d'indice de Nash qui montrent que les simulations effectuées par le modèle sont de bonne qualité et permettront de simuler d'une part l'impact des changements climatiques d'une part ou encore l'impact d'aménagement hydrologiques implantés en vue de réduire les quantités d'érosion produites et par conséquent l'envasement des barrages.

Les résultats obtenus en matière de production de sédiment ont été confrontés avec l'approche empirique traditionnellement (modèle puissance) utilisée, tandis que les volumes d'eau ont quant à eux été confrontés au bilan journalier du barrage de Boukourdane. Cette comparaison a donné des résultats cohérents et a permis de

valider les quantités (volume hydriques et productions de sédiments) simulés par le modèle.

L'impact des particules fines sur la perméabilité des sols et donc la capacité de recharge de la nappe a été montrée et par ailleurs fait l'objet d'une publication scientifique dans la revue de rang A, indexée par Thompson et Reuters : Tadriss N., Debauche O., Remini B., Xanthoulis D., Degré A., 2016. Impact de l'érosion sur l'envasement des barrages, la recharge des nappes phréatiques côtières et les intrusions marines dans la zone semi-aride méditerranéenne : cas du barrage de Boukourdane (Algérie), *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 20(4), 453-467.

Seule un décapage du cake de particules fines accumulées dans la zone de recharge et une adaptation de la politique de lâchers permettront de restaurer la perméabilité du champ captant et permettront une recharge suffisante pour assurer une soutenabilité sur le long terme de la recharge par lâchers de barrages.

Les travaux présentés dans cette thèse de doctorat ouvrent le champ d'une meilleure compréhension de l'envasement des barrages et une amélioration de gestion des barrages en vue de prolonger leur durée de vie. L'impact des aménagements hydrologiques peuvent maintenant être modélisés de manière prospectives et l'impact sur les flux hydriques et l'érosion quantifiés.

Par ailleurs, ces travaux permettront aux chercheurs qui nous suivront d'aller, nous l'espérons, vers l'élaboration d'un modèle d'allocation en enveloppe fermée. Ce modèle permettra pour une enveloppe budgétaire donnée de choisir les zones sensibles à l'érosion à aménager de manière prioritaire tout en respectant les budgets disponibles tout en maximisant les durées de vie des barrages en activité.

Références

1. Touaïbia, B., "Érosion – Transport solide – Envasement des barrages. Cas du bassin versant de Mina", Thèse de doctorat d'État : Institut National Agronomique, Alger (Algérie), (2000).
2. Yahiaoui, A., "Inondations torrentielles. Cartographie des zones vulnérables en Algérie du Nord (cas de l'oued Mekerra, Wilaya de Sidi Bel Abbès)", Thèse de doctorat : École Nationale Polytechnique El Harrach, Alger (Algérie), (2012).
3. Medejerab, A. & Henia, L., "Variations spatio-temporelles de la sécheresse climatique en Algérie nord-occidentale", *Courrier du Savoir*, n°11, (2011), 71-79.
4. Szczypta, C., "Hydrologie spatiale pour le suivi des sécheresses du bassin méditerranéen", Thèse de doctorat : Institut National Polytechnique de Toulouse (France), (2012).
5. Achite, M., Ouillon, S., "Suspended sediment transport in semiarid watershed, Wadi abd, Algeria (1973-1995).", *Journal of Hydrology*, n°343, (2007), 187-202.
6. Bourouba, M., "Phénomène de transport solide dans les hauts plateaux orientaux. Cas de l'oued Lougmenche et oued Leham dans le bassin de la Hodna.", *Rev. Sci. Technol.*, n°9, (1998), 5-11.
7. Elahcene, O. et al., "Étude de la dynamique sédimentaire dans le bassin versant de l'Oued Bellah (Algérie).", *Hydrologic Sciences Journal.*, V. 58, n°1, (2013), 224-236.
8. Tadrict, N., Debauche, O., Remini, B., Xanthoulis, D., Degré, A., "Impact de l'érosion sur l'envasement des barrages, la recharge des nappes phréatiques côtières et les intrusions marines dans la zone semi-aride méditerranéenne : cas du barrage de Boukourdane (Algérie)", *Biotechnologie Agronomie Société Environnement*, V. 20, n°4, (2016), 453-467.
9. Meddi, M., "Étude de transport solide dans le bassin versant de l'Oued Ebdada (Algérie).", *Z. Geomorphol.*, n°43, (1999), 167-183.
10. Tadrict, N., "Le transport solide de l'Oued El Hachem et l'impact des lâchers sur l'hydraulique de l'Oued.", *Mémoire de magister : Université Sâad Dahlab de Blida (Algérie)*, (2004).
11. Khanchoul, K., Boukhrissa, Z.E.A., Acidi, A., Altschul, R., "Estimation of suspended sediment transport in the Kebir drainage basin, Algeria. *Quat. Int.*, n°262, (2012), 25-31.

12. Megnounif, A., Terfous, A., Bouanani, A., "Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute-Tafna (Nord-Ouest algérien).", Rev. Sci. Eau, V.16, n°3, (2003), 369-380.
13. Sogreah, "Étude générale des aires d'irrigation et d'assainissement agricole en Algérie.", Dossier. Alger : Ministère de l'Agriculture et de la Réforme agraire., (1967).
14. Bourouba, M., "Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi-arides de l'Algérie orientale.", Bull. ORSTOM, n°17, (1997), 345-360.
15. Heusch, B., Millies-Lacroix A., "Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb. Mines Géol. Rabat, n°33, (1971), 21-39.
16. Walling, D.E., "The sediment yields of Africa Rivers", In: Walling D.E., Foster S.S.D. & Wurzel, P., eds. Proceedings of the Symposium, Challenges in African hydrology and water resources, July 1984, Harare, Zimbabwe. Wallingford, UK: IAHS Publ. n°144, (1984), 265-283.
17. Probst, J.L. & Amiotte Suchet P., "Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa)", Hydrologic Sciences Journal, n°37, (1992), 621-637.
18. Bourouba M., "Phénomène de transport solide dans les hauts plateaux orientaux. Cas de l'oued Lougmence et oued Leham dans le bassin de la Hodna.", Rev. Sci. Technol., n° 9, (1998), 5-11.
19. Achite M., Meddi M., "Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'oued Mina (nord-ouest algérien).", Rev. Sci. Eau, n° 18 (special), (2005), 37-56.
20. Terfous A., Megnoufi A., Bouanani A., "Étude du transport solide en suspension dans l'oued Mouilah (Nord-Ouest Algérien). Rev. Sci. Eau, V.14, n°2, (2001), 173-185.
21. Lahlou, A., "Étude actualisée de l'envasement des barrages au Maroc.", Revue des Sciences de l'Eau, V. 6, n° 3, (1988) ; 337-356.
22. Khanchoul, K., Jansson, M.B., Lange Y., "Comparison of suspended sediment yield in two catchments, northeast, Algeria.", Z. Geomorphol., V. 51 n°1, (2007), 63-94.

23. Ghenim, A., "Étude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes.", Thèse de doctorat : Université de Tlemcen (Algérie), (2008).
24. Bouanani, A., "Hydrologie, transport solide et modélisation. Étude de quelques sous-bassins de la Tafna", Thèse de doctorat : Université de Tlemcen (Algérie), (2004).
25. Megnounif, A., Terfous, A. Ouillon, S., "A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdou, NW Algeria (1973-2004).", *J. Hydrol.*, n°497, (2013), 24-36.
26. Keddar, A., "Impact des aménagements hydrauliques sur le transport solide dans une région semi-aride : cas du bassin des Isser (Algérie).", Berlin : Éditions Universitaires Européennes, (2011).
27. Bergaoui, M., Camus H. & Nouvelot J.F., "Essai de modélisation du transport solide sur les micros bassins versants de Tebaga (Tunisie centrale) ", *Sécheresse*, V. 9, n°1, (1998), 51-57.
28. Demmak, A., "Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie", Thèse de Docteur-Ingénieur. Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, (1982), 323 p.
29. Heddadj, D., "La lutte contre l'érosion en Algérie", *Bulletin Réseau Erosion*, n° 17, (1997), 168-175.
30. Remini, B., "L'envasement des barrages", *Bulletin Réseau Erosion n°20*, (2000), 165-171.
31. Remini, B., Avenard, J. M., & Kettab, A., "Evolution dans le temps de l'envasement dans une retenue de barrage dans laquelle est pratiquée la technique de soutirage", *La houille Blanche* n°6, 1997, 4-8.
32. Remini B., Hallouche W., "Prévision de l'envasement dans les barrages du Maghreb", *Larhyss Journal*, n°4, (2005), 69-80.
33. Conesa-Garcia, C., "Soil erosion and fluvial sedimentation in the ramblas of south-east Spain", *Méditerranée*, n° 71, (1990), 63-74.
34. Gnouma, R., "Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyens d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron.", Thèse : Institut National des Sciences Appliquées de Lyon (France), (2006).

35. Arabi, M., Roose, E., "Influence de quatre systèmes de production méditerranéenne de moyenne montagne algérienne. ", Bulletin Réseau Erosion, 9, (1989), 39-51.
36. Bou Kheir, R., Girard, M.-C., Khawlie, M., Abadallah, C., "Erosion hydrique des sols dans les milieux méditerranéens : une revue bibliographique.", Etude et Gestion des Sols, V. 8, n°4, pp. 231-245.
37. Thomes, J.-B., "Mediterranean desertification and the vegetation cover.", In : R. Fantechi, D. Peter, P. Balabanis, & J.-L. Rubio, Desertification in a European context: physical and socioeconomic aspects. European commission Report EUR 15415, (1995), 169-194.
38. Clauzon, G., Vaudour, J., "Observations sur les effets de la pluie en Provence.", Annales de Géographie, V. 13, n °4, (1969), 390-405.
39. Martin, C., "L'érosion des sols sur roches métamorphiques en milieu méditerranéen provençal.", Rev. Géomorphologie Dynamique, (1975), 49-63.
40. Delhoume, J.-P., "Etudes en milieu méditerranéen semi-aride : ruissellement et érosion en zone montagneuse de Tunisie centrale (Djebel Semmana). Campagne 1975 à 1979.", Tunis: Orstom/DRE, (1981).
41. Roose, E., "Introduction à la GCES.", Bulletin pédologique FAO n°70, (1994), p. 420.
42. Laouina, A., Nafaa, R., Chaker, M., "Gestion des eaux et des terres et dégradation des collines de ksar el kebir, Maroc.", Bull. Réseau Erosion, n°19, (2000), p. 18.
43. Benchaabane, A., "Impact de l'exploitation du prélèvement du bois de feu sur l'érosion du sol en haute montagne (cas du haut Atlas de Marrakech, Maroc).", Sécheresse, V. 8, n°4, (1997), 265-269.
44. Garcia-Ruiz, J., Lasanta, T., Ruiz-Flano, P., Ortiza, L., White, S., Gonzalez, C., et al., "Land use changes and sustainable development in mountain areas: a case study in the Spanish Pyrenees.", Landscape Ecology, V.11, n°5, (1996), 267-277.
45. Roose, E., Arabi, M., Brahamia, K., Chebbani, R., Mazour, M., & Morsli, B., "Erosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne algérienne. Réduction des risques érosifs et intensification sur la production agricole par la GCES: synthèse de campagnes 1984-1995 sur un réseau de 50 parcelles d'érosion.", Cah. Orstom, sér. Pédol., V. 28, n°2, (1993), 289-308.

46. CEMAGREF., "Ruissellement, érosion, inondation dans le bassin du Croult (Val d'Oise): recherche sur les causes d'aggravation.", Rapport CEMAGREF. Université Paris VII, Conseil Général du Val-d'Oise, Min. Env., (1986).
47. FAO, "Mesures de terrain de l'érosion et de l'écoulement des eaux de surface. Bulletin pédologique n°68, (1996).
48. Laflen, J., Colvin, T., "Effect of crop residue on soil loss from continuous row cropping.", Transactions of the American society of agricultural engineers, n°24, (1981), 605-609.
49. Bernard, S., Roose, E., Lopez, J.-M., Quebes, M., Queridos, A., Barby, O., "Utilisation du paillage léger et de la haie vive dans la lutte contre l'érosion en zone semi-aride de montagne (Cap-Vert).", Sécheresse, V. 9, n°1, (1998), pp. 13-21.
50. Nahal, I., "Principes de conservation du sol.", Masson et Cie, (1975).
51. Browing, G. "Save that soil. Iowa Farm Science.", V. 2, n°8, (1948).
52. FAO., "Mesures de terrain de l'érosion et de l'écoulement des eaux de surface.", Bulletin pédologique n°68, (1996).
53. Bou Kheir, R., "Apports de la télédétection et du SIG pour la gestion de l'érosion hydrique des sols dans la région côtière du Liban ; Projet pilote: Jbail - Qartaba.", DEA, AUPELF-UREF en collaboration avec les universités Libanaise, Saint-Joseph, Saint-Esprit (Liban) et en partenariat avec l'INA PG et L'INRA (France), (1998).
54. Roose, E., De Noni, G., "New strategy of water management and soil conservation. Applications in developed and developing countries. Proceeding of ISCO 5 "Land conservation for the future generation.", Bangkok. (1998). (pp. 181-194).
55. Abrahams, A.-D., Parsons, A.-J., "Relation between sediment yield and gradient on debris-covered hillslope. Walnut Gulch, Arizona.", Geol. Soc. Am. Bull., n°103, (1991), pp. 1109-1113.
56. Cooke, R.-U., Warren, A., & Goudie, A.-S., "Desert Geomorphology.", London: UCL Press, (1993).
57. Simanton, J.-R., Toy, T.-J., "The relation between surface rock fragment cover and semiarid hillslope profile morphology.", Catena, n°23, (1994), pp. 213-225.

58. Mazour, M., "Les facteurs de risque de l'érosion en nappe dans le bassin versant de l'oued Isser: Tlemcen, Algérie.", Bulletin Réseau Erosion, n°12, (1992), pp. 300-313.
59. Roose, E., "Introduction à la GCES.", Bulletin pédologique FAO n°70, (1994), p. 420.
60. FAO., "Garder la terre en vie : L'érosion des sols, ses causes et ses remèdes.", Bulletin pédologique n°50, (1983).
61. Auzet, A.-V. (1987). L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects agronomiques. Min. Env/Min Agr. CEREG-URA 95, CNRS Strasbourg.
62. Le Bissonnais, Y., Renaux, B., & Debouche H. (1995). Interactions between soil properties and moisture in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils. (Vol. 2). Catena.
63. Papy, F., Le Bissonnais, Y., & Guérif, J. (1995). Valorisation et protection de la ressource en eau. Projet : recherches sur les processus physiques et maîtrise de l'érosion hydrique à l'échelle d'un territoire agricole. Le programme valorisation et protection des ressources en eau 1992-1995. Protection des ressources en eau. INRA éditions.
64. Mériaux, S. (1961). Action de chaulage sur les composantes de la structure sur l'état de saturation du sol. Compte rendu à l'Académie d'Agriculture, (pp. 322-325).
65. Ryan, J. (1982). A perspective on soil erosion and conservation in Lebanon. Publication 69. American University.
66. Osborn, H.-B., Simanton, J.-R., Renard, K.-G. Use of the universal soil loss equation in the semiarid southwest. Soil Erosion: prediction and control special publication no 21. the proceedings of a National conference on Soil Erosion 24-26 May 1976, (pp. 41-49).
67. Poesen, J. An improved splash transport model. Zetishrift fur Geomorphologie, V. 29, n°2, (1983), (1976), pp. 373-382.
68. Ryan, J. A. Perspective on soil erosion and conservation in Lebanon. Publication 69. American University, (1982).
69. Roose, E. Introduction à la GCES. Bulletin pédologique FAO 70, (1994), p. 420.
70. Barthès, B., De Noni, G., Roose, E., Asseline, J., Viennot, M. Influence du travail du sol et des apports sur le ruissellement et l'érosion : le cas des Touffiers de

- Camarès dans le Sud-Aveyron. Orstom actualités, spécial érosion n°56, (1998), p. 31.
71. Poessen, J.-W., Torri, D., Bunte, K. Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scale: a review. *Catena*, 23, (1994), pp. 141-166.
 72. Ozden, S., Ozden, D.-M. Turkey erosion estimation model-Turtem. International symposium on arid region soils: share our experiences to conserve the land, Izmir, Turkey, 21-24 September 1998, (1998).
 73. Krynine, D., Judd, W. Principles of engineering geology and geotechnics. McGraw Hill book company Inc, (1957).
 74. Demmak, A. Recherche d'une relation empirique entre les apports solides et les paramètres physico-climatiques des bassins. *AISH*, 144, (1982), pp. 403-414.
 75. FAO. Conservation des ressources naturelles en zone arides et semi-arides. Cahiers FAO: conservation des sols 3, (1980).
 76. Lenthe, H., & Krone, F. (1989). Soil erosion losses on various geological deposits ecological land survey in key areas of Cyprus Pedology. Part C.
 77. Luken, H., & Krone, F. (1989). Calcareous soils of Cyprus: fifty years erosion measurements (1981-1996). *Pedology, hydrochemistry and non metallic mineral resources*, 5, p. 117.
 78. Morgan, R. (2009). *Soil erosion & conservation*. John Wiley and Sons Inc.
 79. Mulvaney, T.J., "On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rainfall and flood discharges in a given catchment.", *Trans. of the institution of Civil Engineers*, V. 4, n°2, (1851), 18.
 80. Amorocho, J., & Orlob, G. T., "Non-linear analysis of hydrologic systems. Water Resources Center", *Contrib. 40*, University of California, Berkeley, (1961).
 81. Todini, E., Wallis, J. R., "Using CLS for daily or longer period rainfall-runoff modelling", In: Mathematical models for Surface Water hydrology, John Wiley et Sons, Chichester, (1977).
 82. Pereira, H.C., McCulloch, J.S., Dagg, M., Hosegood, P.H., Pratt, M.A., "A short term method for catchment basin studies.", *E. Afr. Agric. For. J.* n°27 (special issue), (1962), 4-7.
 83. Dawdy, D.R., O'Donnell, T., "Mathematical models of catchment behaviour.", *Journal of Hydraulic Division Proc., ASCE*, n° 91, (1965), 12-137.

84. Crawford, N. H., & Linsley, R. K., "Digital simulation in Hydrology, Stanford Watershed Model IV.", Tech. Rep. N° 29, Dept. Civil. Eng. Stanford University, Stanford, CA, (1966).
85. Burnash, R. J., Ferral, R. L., & Macguire, R. A., "Generalized streamflow simulation system: Conceptual model for digital computers.", U.S. Dept. of commerce, National Weather Service and State of California, Dept. O Water Resources, Sacramento, California, (1973).
86. Sorooshian, S., & Gupta, V. K., "Automatic calibration of conceptual rainfall runoff models: The question of parameter observability and uniqueness.", *Water resources Research*. N°19, (1983), 260-268.
87. Freeze, R. A., Harlan, R. L., "Blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modal.", *Journal of Hydrology*, 9, (1969), 237-258.
88. Singh, V. P., "Watershed modelling.", In: V. P. Singh , Computer models of watershed hydrology (pp. 1-22). Highlands Ranch, Colorado, USA: Water Ressources Publications, (1995).
89. Ambroise, B., "Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré. 2 : modélisation systémique et dynamique.", *Rev. Sci. Eau*, V.12, n°1, (1998),123-153.
90. Chow, V. T., Maidment, D. R., Mays, L. V., "Applied Hydrology.", McGraw-Hill, (1988).
91. Perrin, C., "Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative.", Thèse de doctorat: INPG Grenoble, Cemagref Antony (France), (2000).
92. Payraudeau, S., "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), (2002).
93. Beckers, E., Degré, A., "Revue bibliographique : la prise en compte des transferts horizontaux dans les modèles hydrologiques.", *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.*, V.15, n°1, 143-151, (2011).
94. Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, P.E., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., "An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, 'SHE', 2. Structure of a Physically-based, Distributed Modelling System.", *J. Hydrology* n°87, 61-77, (1986).

95. Refsgaard, J. C., & Storm, B., "MIKE SHE. Chapter 23.", In: V. P. Singh, V. P. Singh (Éd.), Computer Models of Watershed Hydrology (pp. 809-846). Highlands Ranch, Colorado: Water Resources Publications, (1995).
96. Beven, K. J., Kirby, M. J., "A physically-based variable contributing area model of basin hydrology.", *Hydrol. Sci. Bull.*, V. 24, n°1, 43-69, (1979).
97. Beven, K. J., "Spatially distributed modeling : Conceptual approach to runoff prediction. Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems.", In: D. S. Bowles, & P. E. O'Connell, Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems, Kluwer Academic, (1991), 373-387.
98. Beven, K.J., Claver, A., Morris, E.M., "The Institute of Hydrology Distributed model.", *Inst. of Hydrology, Rep. n° 98*, (1987).
99. Rockwood, D. M., "Columbia basin streamflow routing by computer.", *Journal of Waterways and Harbour Division*, V. 84, n°1, (1958), Paper 1874.
100. Anderson, J. A., "Computer application to system analysis, Lower Mellong River.", North Pacific, Portland, Oregon, (1967).
101. Linsley, R.K., Crawford, N.H., "Computation of synthetic storm flow record on a digital computer.", *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Pub.*, 51, (1960), 526-538.
102. Sugawara, M., "An analysis of runoff structure about several Japanese rivers.", *Japanese J. Geophys.*, n°2, (1961).
103. Boughton, M. E., "A mathematical model for relating runoff to rainfall with daily data.", *Civil Engineering Transactions (Institute of Engineers, Australia)*, CE, V.8 n°1, (1966), 83-97.
104. Holtan, H.N., Stiltner, G.J., Henson, W.H., Lopez, N.C., "USDAHL-74: Revised model of Watershed Hydrology.", *USDA-ARS Tech. Bulletin n° 1518*, Washington D.C, (1975).
105. Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V., "River flow forecasting through conceptual models, Part 1-A discussion of principles.", *Journal of hydrology*, n°10, (1970), 282-290.
106. Kite, G.W., "Development of a hydrologic model for a Canadian watershed.", *Can. J. Civ. Eng.*, 5, (1978), 126-134.
107. Pathak, P., Laryea, K. B., Sudi, R., "A Runoff Model for Small Watersheds in the Semi-Arid Tropics.", *Trans, ASAE*, V.12 n°4, (1989), 1619-1624.
108. Franchini, M., Pacciani, M., "Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models.", *Journal of Hydrology*, n°122, (1991), 161-219.

109. Huggins, L. F., & Monke, E.J., "A mathematical model for simulating the hydrologic response of a watershed.", *Water Resources Research*, 155, 4, (1968), 529-539.
110. Beasley, D.B., Huggins, L.F., Monke, E.J. ANSWERS., "A model for watershed planning.", *Trans. ASAE*, 23, 4, (1980), 938-944.
111. Bravo, S.A., Harley, B.M., Perkins, F.E., Eagleson, P.S., "A linear distributed model of catchment runoff.", MIT Dept. of Civil Eng. Hydrodynamics labs, Report No. 123.
112. Ross, B. B., Contractor, D.N., Shanholz, V.O., "A finite element model for overland and channel flow for assessing the hydrological impact of land-use change.", *J. of Hydrology*, 41, (1979), 11-30.
113. Borah, D. K., "Runoff simulation model for small wathersheds.", *Transactions of ASCAE*, 32, 3, (1989), 867-886.
114. Woolhiser, D. A., Smith, R. E., & Goodrich, D. C., "KINEROS. A Kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual.", ARS-77. Fort Collins, Colorado: USDA Agricultural Research Service, (1990).
115. Quick , M. C., "The U.B.C Wathershed Model. Dans V. P. Singh, Computer models of watershed hydrology.", *Water Ressources Publ.*, Littleton, Colo, (1995).
116. Knisel, W.G., "CREAMS. A field scale modal form chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems.", *USDA Conservation Research n° 26*, (1980), 643.
117. Kite, G.W., Kouwen, N., "Watershed Modeling using Land Classifications.", *Watershed Resources Research*, V. 28, n°12, (1992), 3193-3200.
118. Arnold, J.G., Allen, P.M., & Bernhardt, G., " A comprehensive surface-ground water flow model.", *Journal of hydrology*, n°142, (1993), 47-67.
119. Hughes, D.A., Sami, K., "A semi-distributed, variable time interval model of catchment hydrology structure and parameter estimation procedures.", *Journal of Hydrology*, V. 155, n°4, (1994), 265-291.
120. Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R., "Large-area hydrlogic modeling and assessment: Part I Model development.", *J.Am Water Ressources Assoc*, V. 34, n°1, (1998),73-89.

121. Tarik Benkaci, A., & Dechemi, N., "Modélisation pluie-débit journalière par des modèles conceptuels et "boite noire"; test d'un modèle neuroflou.", *Hydrological Science Journal*, V. 49, n°5, (2004), 919-930.
122. Yahlaoui, A., Touaïbla, B., Bouvier, C., Dechemi, N., "Modélisation du régime de crue en débit-durée-fréquence du bassin de l'oued Mekerra dans l'ouest algérien.", *Revue des Sciences de l'eau*, V. 24, n°2, (2011), 103-115.
123. Tamara, B., Yahia, H., "Estimation De La Réponse Hydrologique D'un Bassin Versant Urbanisé.", *European Journal Of Science Research*, V. 29, n°3, (2009), 334-348.
124. Achite, M., Meddi, N., "Contribution à l'étude des courbes IDF dans la région de Chlef.", *Proceeding de la conférence nationale sur l'eau et environnement (12-13 novembre)*. Biskra, Algérie, (2005).
125. Chaouche, K., Hubert, P., Lang, G., "Graphical Characterisation of probabilitydistribution tails.", *Stochastic Environmental Reseach and Risk Assessment*. V. 16, n°5, (2002), 342-357.
126. Coles, S., Perrichi, L., & Sisson, S., "A fully probabilistic approach to extreme rainfall modelling.", *Journal of hydrology*, V. 273, n°1-4, (2003), 35-50.
127. Onibon, H., Ourda, T., Barbet, M., St-Hilaire, A., Bobée, B., Bruneau, P., "Analyse fréquentielle régionale des précipitations journalières maximales annuelles au Québec, Canada.", *Hydrol. Sci. J*, V.49, n°1, (2004), 717-735.
128. Sisson, S. A., Pericchi, L. R., & Coles, S. G., "A case for a reassessment of the risks of extreme hydrological hazards in the Caribbean.", *Stochastic Environmental Research and Risks Assessment*, V. 20, n°4, (2006), 296-306.
129. Muller, A., Barco, J.-N., & Lang, M., "Bayesian comparison of different rainfall depth-duration-frequency relationships.", *J.Stochastic Environmental research and Risk Assessment*, V. 22, n°1, (2008), 33-46.
130. Overeem, A., Buishand, A., & Hollem, I., "Rainfall depth-duration-frequency curves and their uncertainties.", *Journal of hydrology*, 348, (2008), 124-134.
131. Borah, D. K., & Bera, M. Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models: Review of mathematical bases.", *Trans. ASAE*, V. 46, n°6, (2003), 1553-1566.
132. Young, R.A., Onstad, C.A., Bosch, D.D., Anderson, W.P., "AGNPS, Agricultural nonpoint-source pollution model: A watershed analytical tool.", *Conservation Research*. Washington,D.C.: USDA, (1987).

133. Bingner, R.L., "Runoff simulated from Goodrich Creek Watershed using SWAT.", Transactions of the ASAE, V. 39, n°1, (1996), 85-90.
134. Bouraoui, F., Braud, I., Dillaha, T. A., "ANSWERS: A nonpoint-source pollution model for water, sediment, and nutrient losses. Chapter 22.", In: V. P. Singh, D. K. Frevert, Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications, 833-882. Highlands Ranch, Colorado: Water Resources Publications, (2002).
135. Ogden, F.L., Julien, P.Y., "Chapter4: CASC2D: A Two-dimensional, physically based, Hortonian hydrologic model.", In: V. P. Singh, & D. K. Frevert (Éds.), Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications, 69-112. Highlands Ranch, Colo: Water Resources Publications, (2002).
136. Borah, D. K., Xia, R., & Bera, M., "DWSM - A dynamic watershed simulation model. Chapter 5.", In: V. P. Singh, & D. K. Frevert, of Small Watershed Hydrology and Applications , 113-166,. Highlands Ranch, Colorado: Water Resources Publications, (2002).
137. Bicknell, B.R., Imhoff, J.C., Kittle, J.L., Johanson, R.C., Donigian, A.S., Johanson , R.C., "Hydrologic Simulation Program-FORTRAN (HSPF) : User's Manual for Release 10.", Athens, Ga: U.S. EPA Environmental Research Lab, (1993).
138. Leavesley, G. H., Lichty, R. W., Troutman, B. M., Saindon, L.G., "Precipitation-Runoff Modeling System - User's Manual. USGS Water Resources Investigative Report No 83-4238.", Washington, D.C.: U.S. Geological Survey, (1983).
139. Borah, D.K., Bera, M., "Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models: Review of mathematical bases.", Trans. ASAE, V. 46, n°6, (2003), 1553-1566.
140. Arnold, J.G., & Fohrer, N., " SWAT2000: Current capabilities and research opportunities in applied watershed modeling.", Hydrological Processes, 19, 3, (2005), 563-572.
141. Leonard, R.A., Knisel, W.G., Still, D.A., "GLEAMS: Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems.", Trans. ASAE, n°30, (1987), 1403-1418.

142. Izaurrealde, R.C., Williams, J.R., McGill, W.B., Rosenberg, N.J., Jakas, M.Q., "Simulating soil C dynamics with EPIC: model description and testing against long-term data.", *Ecological Modelling*, n°192, (2006), 362-384.
143. Williams, J. R., "The Erosion Productivity Impact Calculator (EPIC) Model: A Case History.", *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, n°329, (1990), 421-428.
144. Arnold, J.R., Williams, J.R., Griggs, R. ., Sammons, N.B., "SWWRB: A Bassin Scale Simulation Model for Soil and Water Resources Management.", Texas A&M Univ. Press, College Station, TX, (1990).
145. Arnold, J. G., & Williams, J. R., "Vlidation of SWRRB: Simulator for Water ressources in rural bassins.", *J. Water Resour. Plan. Manage. ASCE*, V.113, n°2, (1987), 243-256.
146. Gassman, P.W., Reyes, M.R., Green, C.H., & Arnold, J.G., "The Soil and Water Assessment Tool: historical development, applications and future research directions.", *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, V. 50, n°4, (2007), 1121-1250.
147. Gassman, P.W., Williams, J.R., Wang, X., Saleh, A., Osei, E., Hauck, L.M., et al., "The Agricultural Policy/Environnemental eXtender (APEX): An emerging tool for lanscape and watershed environmental analyses.", *Trans. ASCAE*, V. 53, n°3, (2010), 711-740.
148. Gassman, P.W., Abraham, J., Saleh, A., Keplinger, K., Williams, J.R., "Simulation of nutrient losses from Chicken Litter Applications in East Central Texas with APEX.", presented at ASAE Annual meeting. Sacramento, CA. April 30-May 2, (2001).
149. Osei, E.P., Gassman, P.W., Saleh, A., "Livestock and the Environment: A national Pilot Project: CEEOT-LP modeling for Upper Maquoketa River watershed, Iowa. Technical Report.", Texas # PR0003. Stephenville, TX. Texas: Institute for Applied Environmental Research Report, Tarleton State University, (2000).
150. Saleh, A., Arnold, J. G., Gassman, P., Hauck, L., Rosenthal, W.D., Williams, J.R., et al., "Applicaton of SWAT model for Upper North Bosque River Watershed.", *Transaction of the ASAE*, V. 43, n°5, (2000), 1077-1087.
151. Shepherd, B.D., Harper, D., Millington, A., "Modelling catchment-scale nutrient transport to watercourses in the U.K.", *Hydrobiologia*, n°395-396, (1999), 227-237.

152. Borah, D.K., Bera, M., "Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models: Review of applications.", *Trans. ASAE*, V. 47, n°3, (2004), 789-803.
153. Van Liew, M., Arnold, J.G., Garbrecht, J.D., "Hydrologic simulation on agricultural watersheds: choosing between two models.", *Trans. ASAE*, V. 46, n°6, (2003), 1539-1551.
154. Saleh, A., & Du, B., "Evaluation of SWAT and HSPF with BASINS program for upper North Bosque River watershed in central Texas.", *Trans. ASAE*, V. 47, n°4, (2004), 1039-1049
155. Singh, J., Arnold, J. G., Knapp, H. V., & Demissie, M., "Hydrological modelling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT.", *J. American Water Resour. Assoc.*, V. 41, n°2, (2005), 343-360.
156. El-Nasr, A.J., Arnold, J.G., Feyen, J., Berlamont, J., "Modelling the hydrology of a catchment using a distributed and a semi-distributed model.", *Hydrol. Process.*, V.19, n°3, (2005), 573-587.
157. Srinivasan, M., Gerald-Marchant, P., Veith, T.L., Gburek, W.J., Steenhuis, T.S., "Watershed-scale modeling of critical source areas of runoff generation and phosphorus transport.", *J. American Water Resour. Assoc.*, V.41, n°2, (2005), 361-375.
158. Veith, T.L., Sharpley, A.N., Weld, J.L., Gburek, W.J., "Comparaison of measured and simulated phosphorus losses with indexed site vulnerability.", *Trans. ASAE*, V. 48, n°2, (2005), 557-565.
159. Grizzetti, B. F., Bouraoui, F., & De Marsily, G., "Modelling Nitrogen pressure in river basins: A comparaison between a statistical approach and physically-based SWAT model.", *Physics and Chemistry of the Earth*, V. 30, n°8-10, (2005), 508-517.
160. Gosain, A. K., Rao, S., Srinivasan, R., Gopal Reddy, N., "Return-flow assessment for irrigation command in the Palleru River bassin using SWAT model.", *Hydrol. Process.*, V.19, n°3, (2005), 673-682.
161. Gosain, A. K., Rao, S., & Basuray, D., "Climate change impact assessment on hydrology of Indian river basins.", *Current Sci.*, V. 90, n°3, (2006), 346-353.
162. Nasr, A., Bruen, M., Jordan, P., Moles, R., Kiely, G., Byrne, P., "A comparaison of SWAT, HSPF, and SHETRAN/GOPC for modelling phosphorus

- export from three catchments in Ireland. *Water Res.*, V.41, n°5, (2007), 1065-1073.
163. Chaponniere, A., "Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi-aride: Cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas Marocain).", PhD thesis, Centre d'études Spatiales de la Biosphère, Paris, 233 pp, (2005).
164. Mendas, A., Errih M., Djilali A., "Hydrologic model combined to a GIS for estimating hydrologic balance at watershed scale - Application to the watershed of Macta (Western Algerian).", *Proceedings of the 2nd IASME / WSEAS International Conference on Water Resources, Hydraulics & Hydrology, Portoroz, Slovenia, May 15-17, (2007).*
165. Fareh, A., "Approche méthodologique de la cartographie de la sensibilité des sols à l'érosion. Cas du bassin versant de l'Oued El Hachem Wilaya de Tipaza", Mémoire d'ingénieur : Institut National Agronomique, Alger (Algérie), (2006).
166. Maamar, H., "Annuaire hydrogéologique de la nappe alluviale de l'oued El Hachem", Blida, Algérie : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), (2004).
167. Chebbani, R., Djilli, K., Roose, E., "Etude des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser, Algérie.", *Bulletin Réseau Erosion*, 19, (1989), 85-95.
168. Gomer, D., "Ecoulement et érosion dans des petits bassins-versants à sols marneux sous climat semi-aride méditerranéen. Projet pilote d'aménagement intégré du bassin versant de l'Oued Mina.", *GTZ, Eschborn (Allemagne)*, (1994).
169. Medinger, J.M., "Transport solide des oueds algériens.", *Annuaire hydrologique de l'Algérie*. (1960).
170. Capolini, J., "Etude géomorphologiques des conditions d'envasement du port de Ghazouet.", *Etude SES 1013/DH2*, (1967), Alger, 16p.
171. Capolini, J., "Bassin versant de l'oued Fodda-carte de sensibilité à l'érosion.", *Etude SES Alger, carte 1/50000*, (1967). 6p.
172. Capolini, J., Piens, S., Ramana, R. (s.d.), "Bassin versant du Cheleff : Oued Rhiou, Sly, Fodda, Deurdeur, Zeddine, Ebda: Prévion des apports des crues et des débits solides, Eude SES 13/12/DH2.", (1969), Alger, 41p.
173. Demmak, A., Ouair, M., & Guedjtal, A., "Quantification de l'érosion à l'exutoire de micro-bassin en zone semi-aride. Utilisation de l'eau des petits bassins versants en zone aride.", (J. L. Ed. AUPELF-UREF, Éd.), Paris, (1991)

174. Meddi, M., "Hydro-pluviométrie et transport solide dans le bassin -versant de l'Oued Mina (Algérie).", Thèse de doctorat univ, Université Louis Pasteur, Strasbourg, (1992). 285p.
175. Benkhaled, A., Remini, B., "Analyse de la relation de puissance : débit solide-débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'Oued Wahrane (Algérie).", *Revue Sciences de l'eau*, V.16, n°3, (2003), 333-356.
176. Bouanani, A., "Hydrologie, Transport solide et modélisation Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW-Algérie).", Thèse de doctorat d'état à l'université ABOU Bekr Belkaid de Tlemcen, (2004), 249p.
177. Bouteldja, N., "Contribution à la modélisation de l'érosion hydrique dans le bassin versant du Hodna sous bassin versant du Ksob et de Soubella (Algérie).", Marseille/France, (2005).
178. Ghenim, A., Terfous, A., Seddini, A., "Etude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes : cas du bassin versant de l'oued Sebdou (Nord-Ouest algérien).", *Sécheresse*, V.18, n°1, (2007), 39-44.
179. Achite, M., Ouillon, S., "Suspended sediment transport in semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973-1995).", *Journal of Hydrology*, n°343, (2007), 187-202.
180. Hasbaia, M., Benayada, L., Bournane, A., "Estimation and analysis of suspended sediment transport in an interior semi-arid watershed of Algeria, case of wadi Soubella in Hodna basin. Congrès water 2010: Hydrology, Hydraulics and water Ressources in an Uncertain Environment.", Quebec City, Canada, (2010, July 5-7).
181. Saidi, A., "Erosion spécifique et prévision de l'envasement. Colloque sur l'érosion des sols et l'envasement des barrages.", Alger : Agence nationale des ressources hydrauliques. (1991, Décembre 1-3), (204-26).
182. Lahlou, A., "Envasement des barrages au Maroc. Casablanca (Maroc).", Editions Wallada, (1994), 277 p.
183. Sadaoui, M., "Erosion et transport solide en Tunisien : impact sur l'infrastructure.", Colloque sur l'érosion des sols et l'envasement des barrages Alger, 1-3 décembre. Alger : Agence nationales des ressources hydrauliques, (1991), 18-43.

184. Errih, M., & Bendahou, H., "Desilting of water resources in Algeria by dredging, study case: The Fergoug reservoir.", In: Gulliver JR, Viollet PL, eds. Energy and water: sustainable development. New York: ASCE, (1997).
185. Sidi Adda, M., "Modélisation de l'envasement des retenues de barrages.", Mémoire de Magister en Hydraulique, laboratoire de recherche HYDRE, Université des sciences et de la technologie d'Oran (Algérie), (2005).
186. Duquennois, H., "Lutte-Contre la sédimentation des barrages réservoirs.", Compte rendu No. 2. Electricité et Gaz d'Algérie, (1955).
187. Duquennois, H., "New methods of sediment control in reservoirs. Water Power.", (1956).
188. Raud, J., "Les soutirages de vase au barrage d'Irtil Emda (Algérie).", Trans. 6th ICOLD. New York (1958)
189. Thévenin, J., "La sédimentation des barrages-réservoirs en Algérie et les moyens mis en œuvre pour préserver les capacités.", Annales de l'institut technique du bâtiment et des Travaux Publics n°158, (1960).
190. Hannoyer, J., "Nouvelle méthode de dévasement des barrages-réservoirs.", Annales Technique du Bâtiment et des travaux Publics n°314, (1974), 146-153.
191. Claude, J., Chartier, R., "Mesure de l'envasement dans les retenues de six barrages en Tunisie : Campagne de 1975.", Cahiers Orstom Série Hydrologie n° XIV, (1977), 3-35.
192. Belbachir, K., "Desilting of Hamiz dam.", International Seminar of Experts on Reservoir Desiltation, Tunis, (1980).
193. Bellouni, M., "I. Main Courses of action undertaken by Algeria for the desilting of dams in operation; II. Study of the Hamiz dam dredging, III. The Lucien Demay dredger and the desilting of the Hamiz Dam.", International Seminar of experts on reservoir Desiltation, Tunis, (1980)
194. Errih, M., Bekhti, B., Yebdri, D., "Problem of siltation of small reservoirs in Algéria.", 7th International Conférence in Transport and Sedimentation of Solid Paticles n° 224. Académie des Sciences de Pologne, (1992).
195. Kassoul, M., Abdelkader, A., Belorgey, M., "Caractérisation de la sédimentation des barrages en Algérie.", Revue des Sciences de l'eau n°10, (1997), 339-58.

196. Achite, M., Meddi, M., "Estimation du transport solide dans le bassin-versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien).", *Sécheresse*, V.15, n°4, (2004), 367-373.
197. Churchill, M., "Discussion of Analysis and Use of Reservoir Sedimentation.", *Data. Proc. Fed. Interagency Sedimentation Conference USBR*. Denver: Gottschalk, (1948).
198. Brune, G., "Trop Efficiency of reservoirs.", *Transactions American Geophysical Union* n°34, (1953), 407-418.
199. Bogardi, J., "Sediment Transport in Alluvial Rivers. Budapest.", Fort Collins: Akademiai Kiado. Water Resource Publications, (1971).
200. Graf, W., "Hydraulics of sediment transport.", New York: Mc Graw Hill, (1971).
201. Shen, H., "River Mechanics.", Fort Collins (USA). Water Resource Publication, (1971).
202. Simons, D., Senturk, F., "Sediment Transport Technology.", Fort Collins (USA). Water Resource Publications, (1977).
203. Lapshenkov, V., "Prediction of river channel deformations up-and downstream from dam (in Russian).", Leningrad (ex URSS): Guidrometeoizdat, (1979).
204. Morel, A., & Cayla, O., "Proposition d'un indice paysage pour l'évaluation des débits solides : Application à 30 bassins versants d'Algérie tellienne.", *Revue de Géographie Alpine* n°81, (1993), 15-32.
205. Bourouba, M., "Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi arides de l'Algérie orientale.", *Bulletin de l'ORSTOM* n°17, (1994), 345-60.
206. Raud, J., "Les soutirages de vase au barrage d'Iril Emda (Algérie).", *Trans. 6th ICOLD*. New York, (1958).
207. Fournier, F., "Climat et érosion. La relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques.", Paris : PUF, (1960).
208. Tixeron, J., "Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie.", *C/R de l'assemblée de l'AIHS de Toronto*, (1960), 1957-1958.
209. Heusch, B., Capolini, J., "Etude de l'érosion et des transports solides en zone semi-aride : implantation des bassins expérimentaux, définition des dispositifs de mesure.", *Alger : INRH-SOGRAH*, (1981).

210. Hudson, N., "Instrumentation for Studies of the Erosion Power of rainfall: Erosion and Sediment Transport Measurement.", IAHS Proceedings of the Florence Symposium n°133, (1981), 383-90.
211. Gomer, D., "Ecoulement et érosion dans les petits bassins versants à sols marneux sous climat semi-aride.", Eschborn (Allemagne): G.T.Z, (1996).
212. Achite, M., Touaibia, B., "Analyse multivariée de la variable érosion spécifique : cas du bassin versant de l'oued Mina (Wilaya de Rélizane Algérie).", Actes du séminaire International d'hydrologie des régions méditerranéennes du 11 au 13/10/2000, Montpellier, France, UNESCO-IRD n°51, (2000), 119-28.
213. Quinton, J., "Reducing predictive uncertainty in model simulations : a comparaison of two methods using the European Soil Erosion Model (EUROSEM).", Catena, V. 30, (1997), 101-117.
214. Bou Kheir, R., Girard, M.-C., Shaban, A., Khawlie, M., Faour, G., Darwich, T., "Apport de la télédétection pour la modélisation de l'érosion hydrique des sols dans la région côtière de Liban.", Télédétection. V. 2, n°1, (2001), 1-22.
215. Bon, F., Cyr, L., Anys, H., & Chakroun, H. Une modélisation spatiale des pertes de sol liées à l'érosion hydrique. In: Bonn, F., éditeur. Télédétection de l'environnement dans l'espace francophone, ACCT/PUQ, (1994), 75-97.
216. De Jong, S. M., & Riezebos, H. T. (1997). SEMMED : a distributed approach to soil erosion modelling. Remote Sensing 96, Spiteri (ed), Balkema, Rotterdam, ISBN 90 54 10 855 X, 199-204.
217. Vandersen, W. P., & Wesseling, C. G. (1993). The PC-Paster Package. Department of physical geography, Utrecht University.
218. Ozden, S., & Ozden, D.-M. (1998). Turkey erosion estimation model-Turtem. International symposium on arid region soils: share our experiences to conserve the land, Izmir, Turkey, 21-24 September 1998.
219. Laflen, J.-M., Leonard, J.-L., & Foster, G.-R. (1991). A new generation of erosion predicting technology. Journal Soil Water Conservation (no 46), pp8-34.
220. Pouliot, J., Thomson, K.-P.-B., Chevallier, J.-J., & Boussema, R.-M. (1994). Integrated application of géomatic techniques in the context of agricultural anti-erosion management. Canadian journal of remote sensing, 20(4), 419-425.
221. Kirkby, M. (1995). Modelling the links between vegetation and landforms Geomorphology 13, 35-319.

222. Thomes, J.-B., Shao, J.-X., Diaz, E., Roldan, A., McMahon, M., & Hawkes, J.-C. (1996). Testing the MEDALUS hillslope model *Catena* 26. 60-137.
223. Neitsch S. L., Arnold J. G., Kiniry J. R., Srinivasan R., Williams J. R., King K. W., "Soil and water assessment tool. Theoretical documentation.", Grassland, Soil and research Laboratory, Agricultural Research Service, Blackland research Center. Temple, Texas, 2002.
224. Brown, L. C., Barnwell, T. O. (1987). The enhanced stream water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: documentation and user manual. Athens, Georgia: US Environmental Protection Agency. Office of Research and Development. Environmental Research Laboratory.
225. Eckhardt, K., Arnold J.G., "Automatic calibration of a distributed catchment model.", *Journal of Hydrology*, V. 251, n°1-2., 103-109. DOI: 10.1016/S0022-1694(01)00429-2
226. Krysanova, V, Wechsung, F, Arnold, J, Srinivasan, R, & Williams, J. SWIM (Soil and Water Integrated Model). Germany., (2000)
227. Vandenberghe, V., van Griensven, A., & Bauwens, W., "Detection of the most optimal measuring points for water quality variables: Application to the river water quality model of the river Dender in ESWAT." *Water science and technology*, V. 46, n°3, 1-7, (2002)
228. Arnold J.G., Moriasi D.N., Gassman P.W., Abbaspour K.C., White M.J., Srinivasan R., Santhi C., Harmel R.D., van Griensven A., Van Liew M.W., Kannan N., Jha M.K., "SWAT: Model Use, Calibration, and Validation", *Transactions of the ASABE*. V. 55, n°4, 1491-1508, 2012. doi: 10.13031/2013.42256
229. Gassman P. W., Reyes M., R., Green C., H., Arnold J., G., 2007. The Soil and Water Assessment Tool: historical development, applications and future research directions. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*. Vol.50 (4): 1211-1250.
230. DiLuzio M., Neitsch S., L., Arnold, J., G., Srinivasan R., 2002. ArcView interface for SWAT 2000. Soil and water assessment tool. User's manual. Grassland, Soil and research Laboratory, Agricultural Research Service, Blackland research Center. Temple, Texas.
231. Arnold J.G., Allen P.M., 1996. Estimating hydrologic budgets for three Illinois watersheds. *Journal of Hydrology* 176: 57 – 77.

232. Arnold J. G., Srinivasan R., Muttiah S., Allen P., Williams R., 1998 Large area hydrologic modeling and assessment. Part 1, model development. J. Am. Water Resources Assoc. 34: 73-89.
233. Srinivasan R., Arnold J., Jones C., 1998. Hydrologic modeling of the United States with the Soil and Water Assessment Tool. Water Resour. Develop. 14 (3): 315-25.
234. Arnold J. G., Srinivasan R., Muttiah S., Allen P., 1999. Continental scale simulation of the hydrologic balance. J. Am. Water Resources Assoc. 35(5): 1037-51
235. Arnold J. G., Muttiah R., Srinivasan R., Allen P. M., 2000. Regional estimating of base flow and groundwater recharge in the Mississippi river basin." J. Hydrol. 227: 21-40.
236. Hernandez M., Miller S., Goodrich D., Goff B., Kneper W., Edmonds C., Jones K., 2000. Modelling runoff response to land cover and rainfall spatial variability in semi-arid watersheds. Environmental Monitoring and Assessment. 64(1)
237. Spruill C. A., Workman S. R., Taraba J. L., 2000. Simulation of daily and monthly stream discharge from small watershed using the SWAT model. Soil and Water Division, ASEAE vol. 43(6). United States.
238. Santh, C., Arnold J., Williams J., Dugas W., Hauck L., 2001. Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. J. Am. Water Resour. Assoc. 37 (5): 1169-88
239. Heuvelmans G., Garcio Qujano J., Muys B., Feyen J., Coppin P., 2005. Modelling the water balance with SWAT as part of the land use impact evaluation in a life cycle study of CO2 emission reduction scenarios. Hydrol. Process. 19(3): 729-748
240. White K., Chaubey I., 2005. Sensitivity analysis, calibration and validation for a multisite and multivariable SWAT model. Journal of the American Water Resources Association 41 (5): 1077-1089
241. Kirsch K., Kirsch A., Arnold J. G., 2002. Predicting sediment and phosphorus loads in the Rock River basin using SWAT. Transaction of the American Society of Agricultural Engineers 45(6): 1757-69
242. Whittaker G., Fare R., Srinivasan R., Scott D., 2003. Spatial evaluation of alternative nonpoint nutrient regulatory instruments. Water Resour. Res. 39(4).

243. Muleta M., Nicklow J., Bekele E., 2007. Sensitivity of a distributed watershed simulation model to spatial scale. *Journal of Hydrologic Engineering* 12(2): 163-172.
244. Penman H. L., 1963. **Vegetation and Hydrology**, Tech. Comm n°53 ed., C. B. o. soils, Ed., Harpenden.
245. Wright J., 1996. Derivation of alfalfa and grass reference evapotranspiration. in *Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*, San Antonio, 1996.
246. Priestley C. H. B., Taylor R. J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evapotranspiration using large scale parameters. *Mon. Weather Rev.*, 100(2): 81-92.
247. Hargreaves G. H., Samani Z. A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2) : 96-99.
248. Turc L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise à jour. *Ann. Agron*, 12(1) : 13-49.
249. Blaney H., Criddle W. **Determining Water Requirements in Irrigated Ares from Climatological and Irrigation Data**. Utah, USDA, 1, p. 50.
250. Dunne T., Black, R. D., 1970. An experimental investigation of runoff production in impermeable soils. *Water Resources Research*, 6 : 478-490.
251. Neitsch S. L., Arnold J. G., Kiniry J. R., Srinivasan R., Williams J. R., 2002. **Soil and water assessment tool. User's manual**. Grassland, Soil and research Laboratory, Agricultural Research Service, Blackland research Center. Temple, Texas.
252. Beven K., Freer J., 2001. Equifinality, data assimilation and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*. 249: 1-4.
253. Nash J.E., Sutcliffe J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 10(3): 282-290.
254. Coffey M., Workman S., Taraba J., Fogle A., 2004. Statistical procedure or evaluating daily and monthly hydrologic model prediction. *American Society of Agricultural Engineers* 47(1): 59-68.
255. Biesbrouck B., 2003. CALIBRA spreadsheet to analyse output AVSWAT. Katholieke Universiteit Leuven, Faculty of Engineering. Leuven, Belgium.

256. Yang G., Chen Z., Yu F., Wang Z., Zhao Y., & Wang Z., 2006. Sediment rating parameters and their implications: Yangtze River, China. *Geomorphology Science direct*, pp. 166-175. DOI:10.1016/j.geomorph.2006.03.016.
257. Moatar F., Meybeck M., Raymond S., Coynel A., Ludwig W., Mano V., Néméry J., Poirel A., Etcheber H., Cruzet Ph., 2007. Evaluation des flux de MES à partir des suivies discretes : méthodes de calcul et incertitudes. SHF : transport solide et gestion des sédiments en milieu naturels et urbains. Lyon, 28-29 novembre 2007, 8 p.
258. Walling D.E., & Webb B. W., 1981. The reliability of suspended sediment load data. *Erosion and sediment transport measurement. Proceedings of the Florence Symposium*. 133, pp. 177-194.
259. Li H., Lee J. H., & Cai M., 2003. Nutrient load estimation methods for rivers. *International journal of sediment research*, 18 (4), 346-351.
260. Clarke R.T., 2009. Bias and variance of estimators of suspended sediment load. *Hydrological sciences journal*, 35 (3-6), 253-361.
261. Mimikou M., 1982. An investigation of suspended sediment rating curves in western and northern Greece. *Hydrological sciences journal*, V. 35, n°3-6, 369-383. DOI:10.1080/02626668209491116.
262. Horowitz A.J., 2002. The use of rating (transport) curves to predict suspended sediment concentration: a matter of temporal resolution. *Turbidity and sediment surrogates' workshop*, April 30- May 2, 2002, Reno, NV
263. Ghenim A., 2008. Etude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes. Thèse de doctorat université de Tlemcen, 134 p.
264. Bourouba M., 1997. Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi-arides de l'Algérie orientale. *Bulletin de l'ORSTOM*, 17, 345-360.
265. Megnounif A., Terfous A., Bouanani A., 2003. Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute-Tafna (Nord-Ouest Algérien). *Revue des Sciences de l'Eau*, 16 (3), 369-380. DOI: 10.7202/705513ar.
266. Achite M., Ouillon S., 2007. Suspended sediment transport in semiarid watershed, Wadi abd, Algeria (1973-1995). *Journal of Hydrology*, 343, 187-202.

267. Khanchoul K., Boukhrissa Z.E.A., Acidi A., Altschul R., 2012. Estimation of suspended sediment transport in the Kebir drainage basin, Algeria. *Quaternary International*, 262, 25-31. DOI:10.1016/j.quaint.2010.08.016.
268. Megnounif A., Terfous A., Ouillon S., 2013. A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdo, NW Algeria (1973-2004). *Journal of Hydrology*, 497, 24-36. DOI:10.1016/j.jhydrol.2013.05.029.
269. Achite M., Meddi M., 2004. Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse*, 15 (4), 367-373.
270. Bouckaert R. R., 2010. *WEKA Manual for Version 3-6-4*, University of Waikato, Hamilton, New Zealand, 327p.
271. Abedini M.J., Nasser M., Ansari A., 2008. Cluster-based ordinary kriging of piezometric head in West Texas/New Mexico – Testing of hypothesis. *Journal of Hydrology*, 351 (3-4), 360-367. DOI:10.1016/j.jhydrol.2007.12.030.
272. Ungemach.P., 1969. Exploitation des tarissements des nappes d'eaux souterraines. Application à la recherche du coefficient d'emmagasinement en nappe libre, de l'infiltration efficace et de la diffusivité hydraulique. *Journées H. Schoeller, Bordeaux. Mém. B. R. G. M., No 76*, 271-295.
273. Degallier.R., 1969 : Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes. *Bull. du B. R. G. M. (2e série). Section III, No 2*, 7-56.
274. Achite M., Meddi M., 2005. Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'oued Mina (nord-ouest algérien). *Rev. Sci. Eau 18/special*, 37-56. DOI: 10.7202/705575ar.
275. Elahcene O., Terfous A., Remini B., Ghenaim A., Poulet J.B., 2013. Etude de la dynamique sédimentaire dans le bassin versant de l'Oued Bellah (Algérie). *Hydrological Sciences Journal*, 58 (1), 224-236. DOI: 10.1080/02626667.2012.742530.
276. Tadrict N., 2004. Le transport solide de l'Oued El Hachem et l'impact des lâchers sur l'hydraulique de l'Oued. Mémoire de magister. Université Sâad Dahlab de Blida, Algérie. 172p.
277. Touaibia B., 2010. Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale. *Rev.Sécheresse*, 21 (4), 333-335.

278. Khanchoul K., Jansson M.B., Lange Y., 2007. Comparison of suspended sediment yield in two catchments, northeast, Algeria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51 (1), 63-94.
279. Abdalla O.A.E., Al-Rawahi A.S., 2013. Groundwater recharge dams in arid areas as tools for aquifer replenishment and mitigating seawater intrusion: exemple of AlKod, Oman. *Environ. Earth Sci.* 69, 1951-1962. DOI: 10.1007/s12665-012-2028-x
280. Prathapar S.A., Bawain A.A., 2014. Impact of Sedimentation on groundwater recharge at Sahalanowt Dam, Salalah, Oman. *Water International*. 39 (3), 381-393.

Annexe 1 : Graphes pour les différentes stations météo

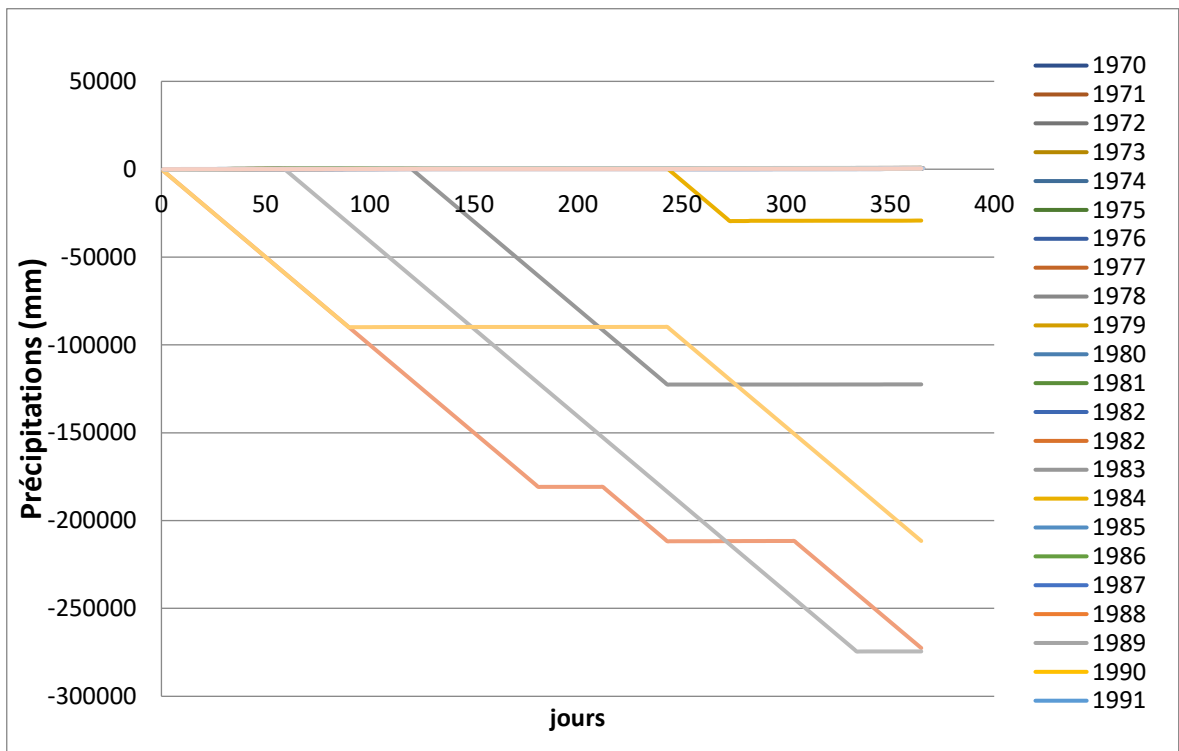


Figure A.1 : Précipitations cumulées brutes de la station d'Izaben

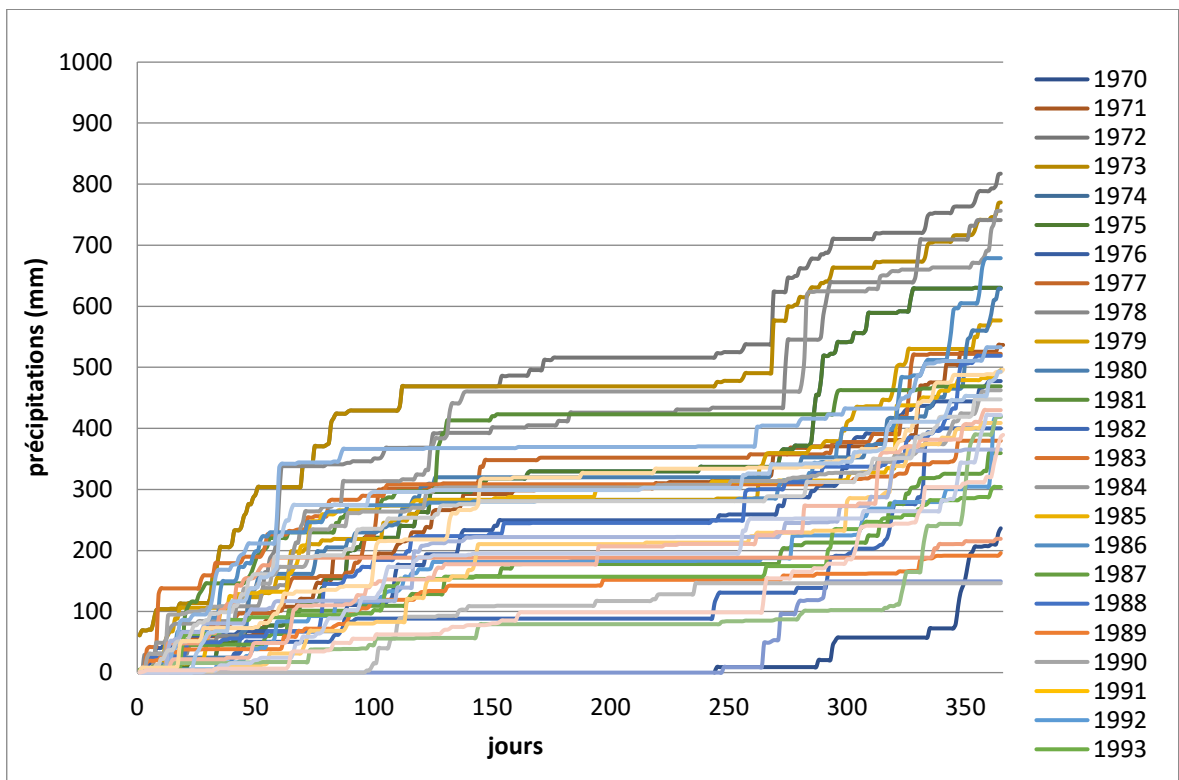


Figure A.2 : Précipitations cumulées corrigées de la station d'Izaben

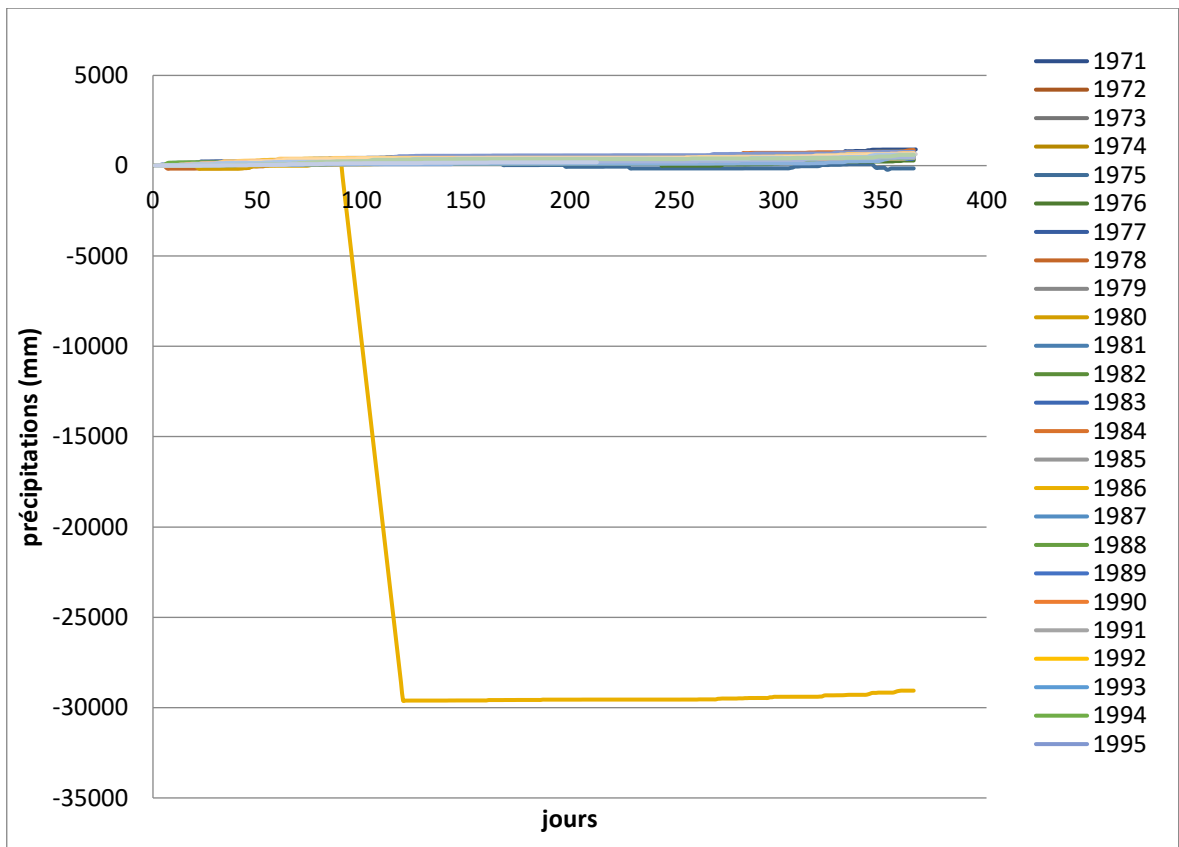


Figure A.3 : Précipitations cumulées brutes de la station du barrage de Meurad

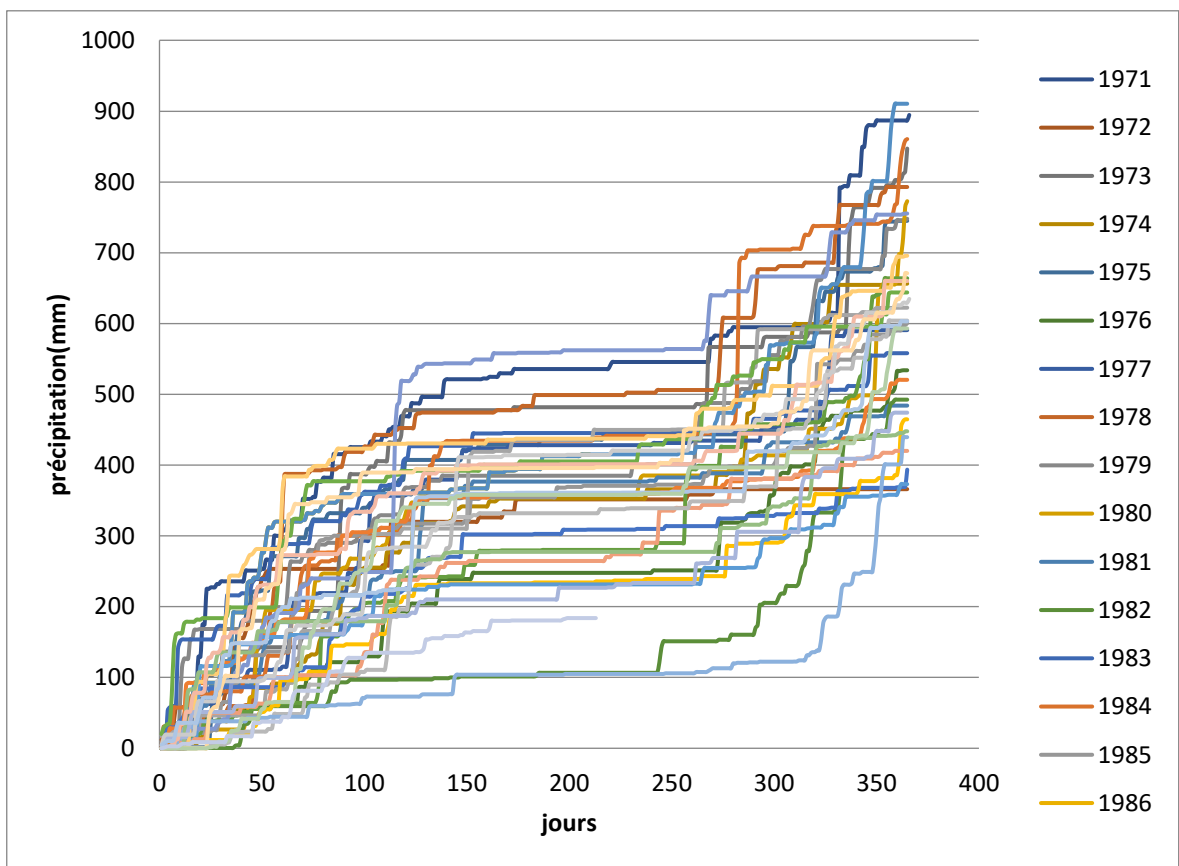


Figure A.4 : Précipitations cumulées corrigées de la station du barrage de Meurad

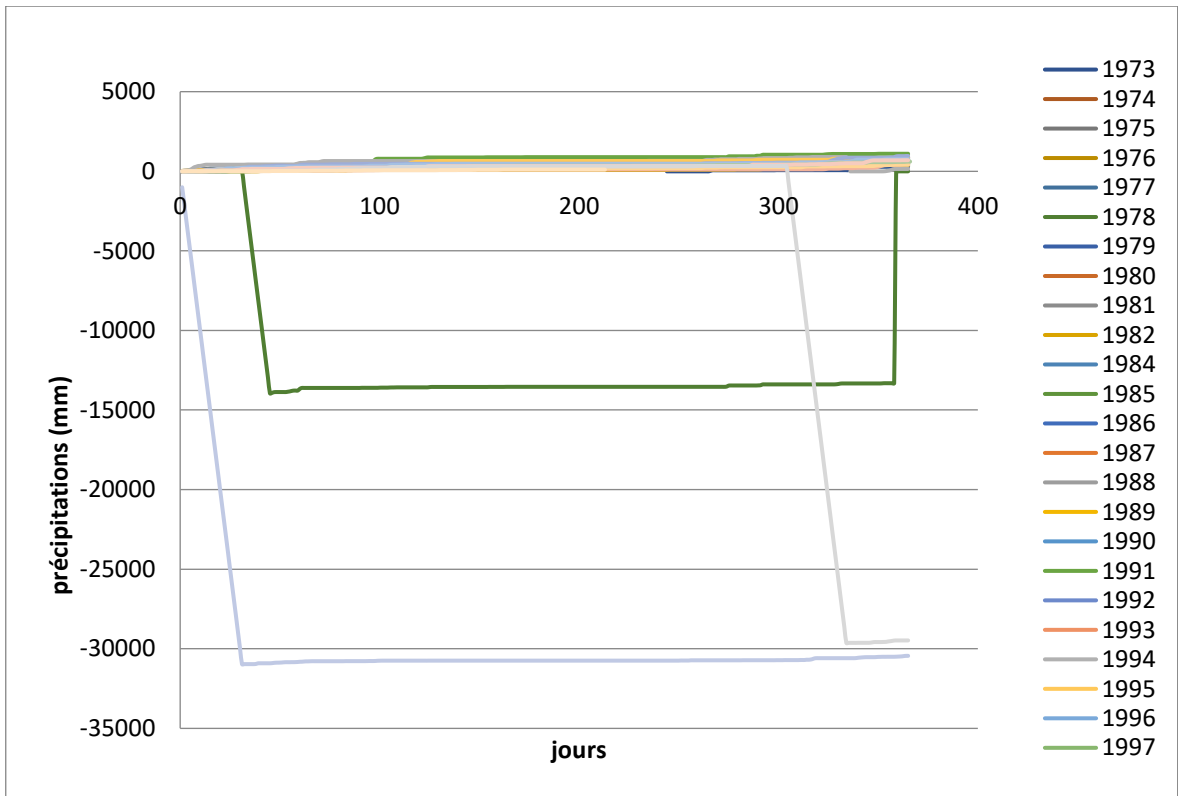


Figure A.5 : Précipitations cumulées brutes de la station de Djebabra

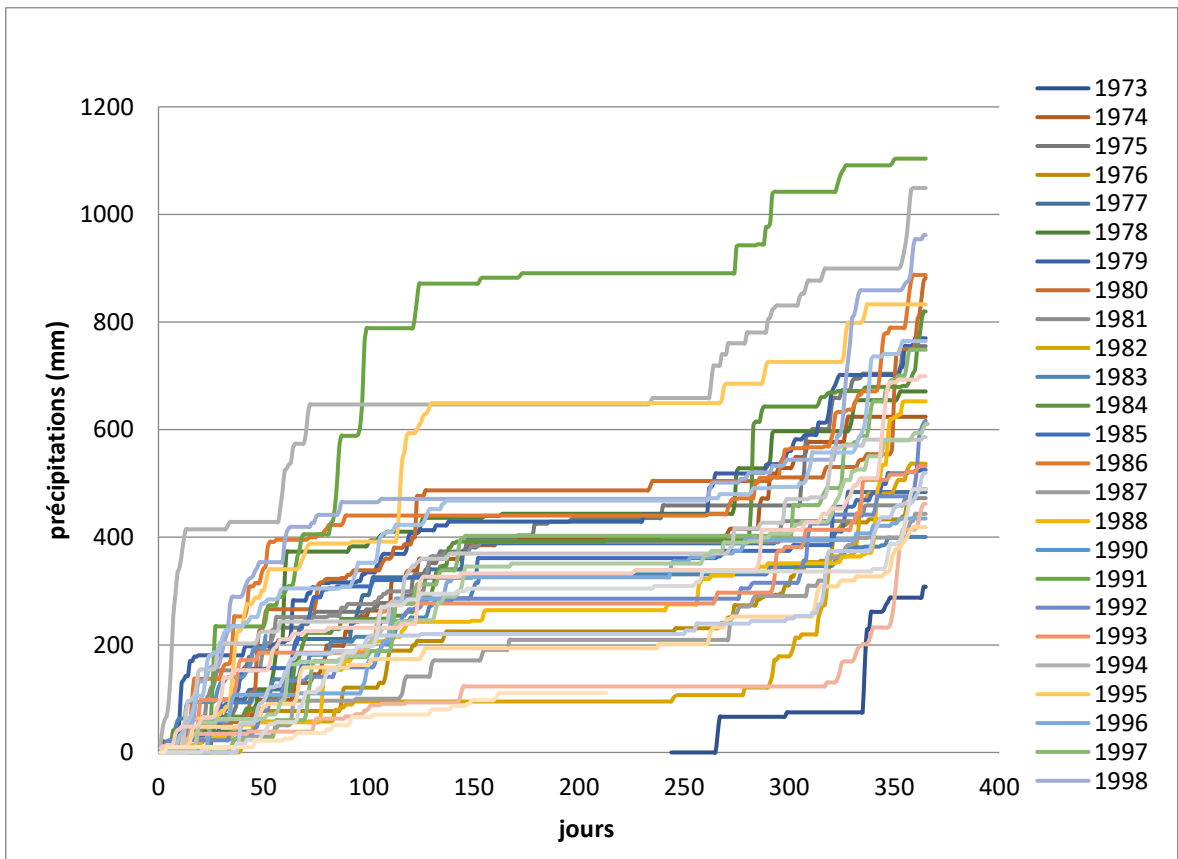


Figure A.6 : Précipitations cumulées corrigées de la station de Djebabra

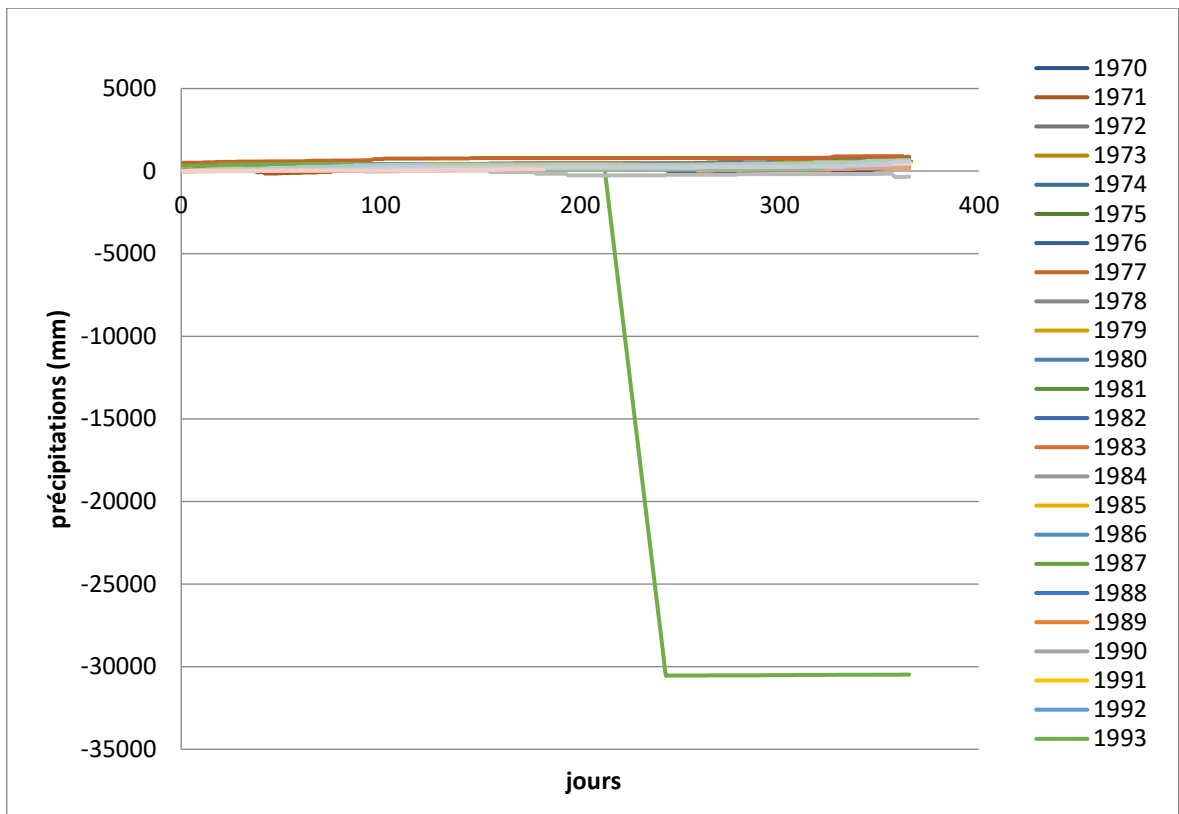


Figure A.7 : Précipitations cumulées brutes de la station du phare de Cherchell

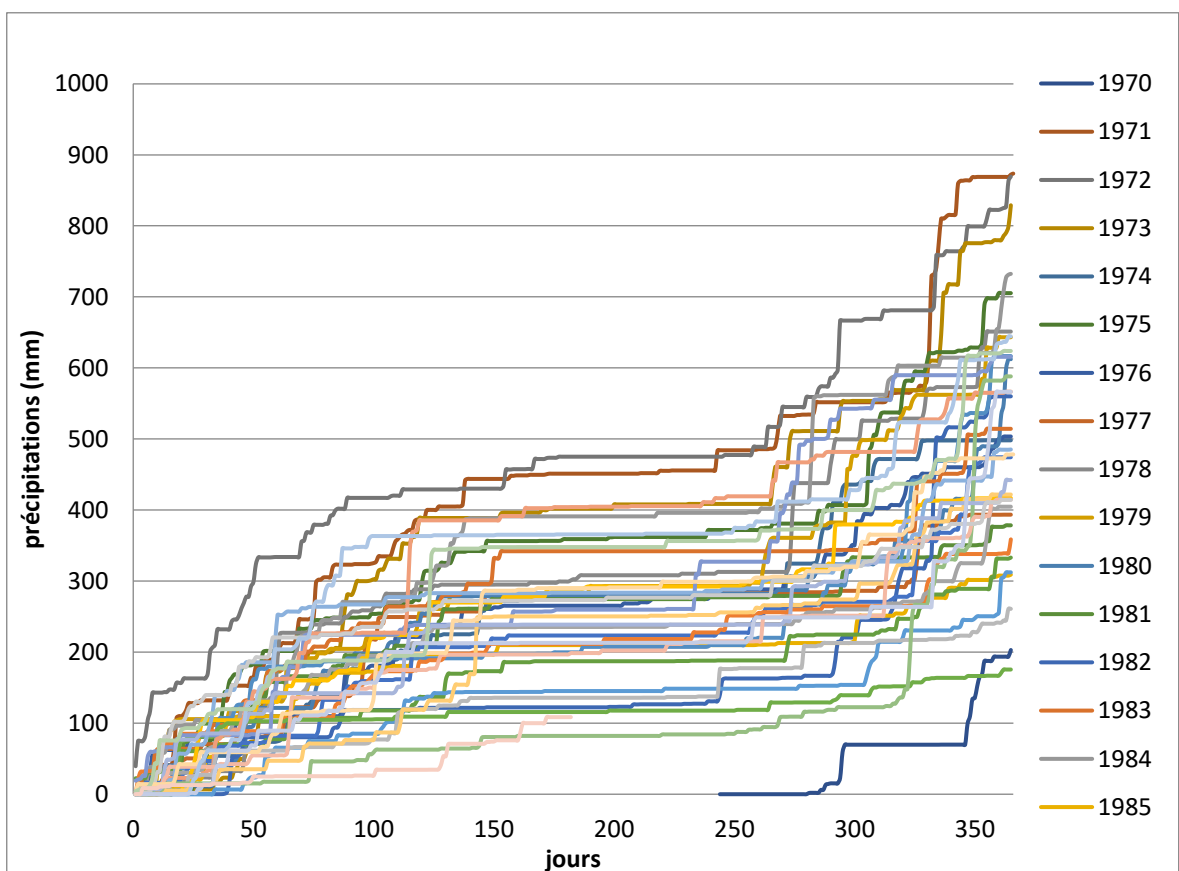


Figure A.8 : Précipitations cumulées corrigées de la station du phare de Cherchell

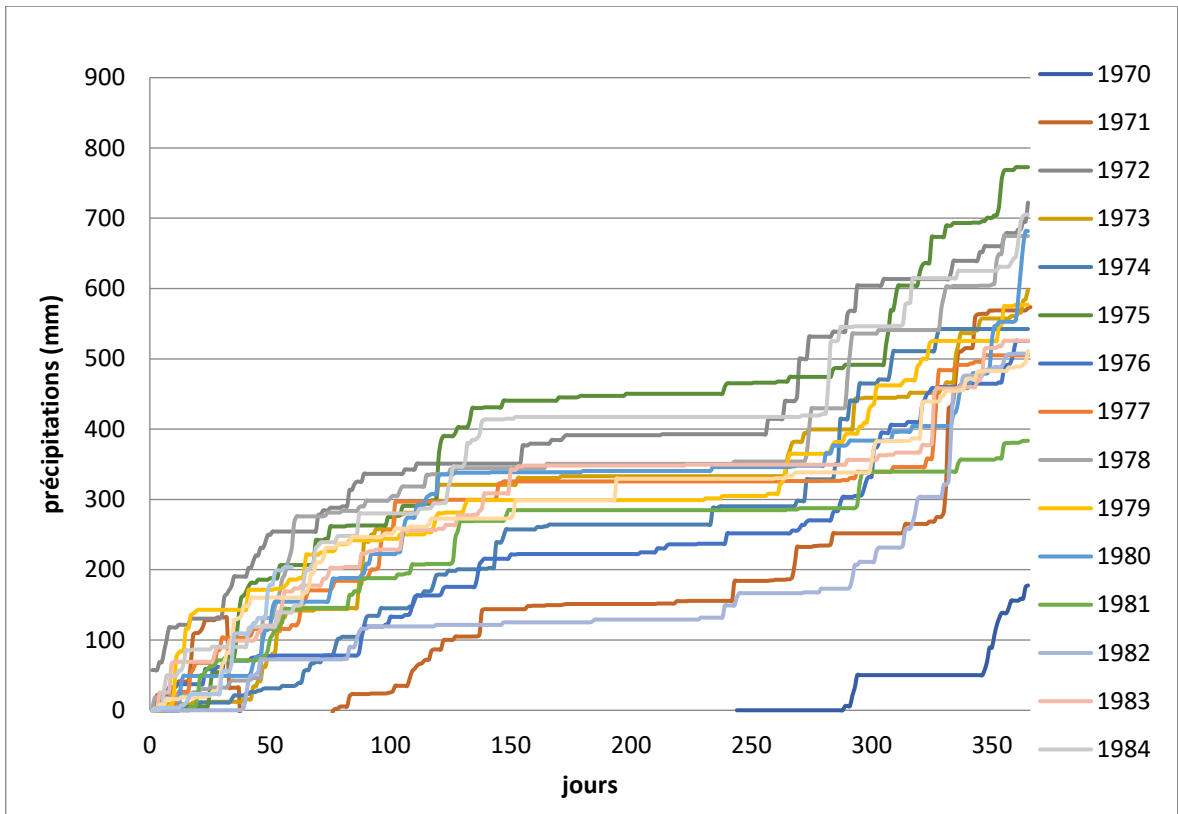


Figure A.9 : Précipitations cumulées brutes de la station de Gouraya

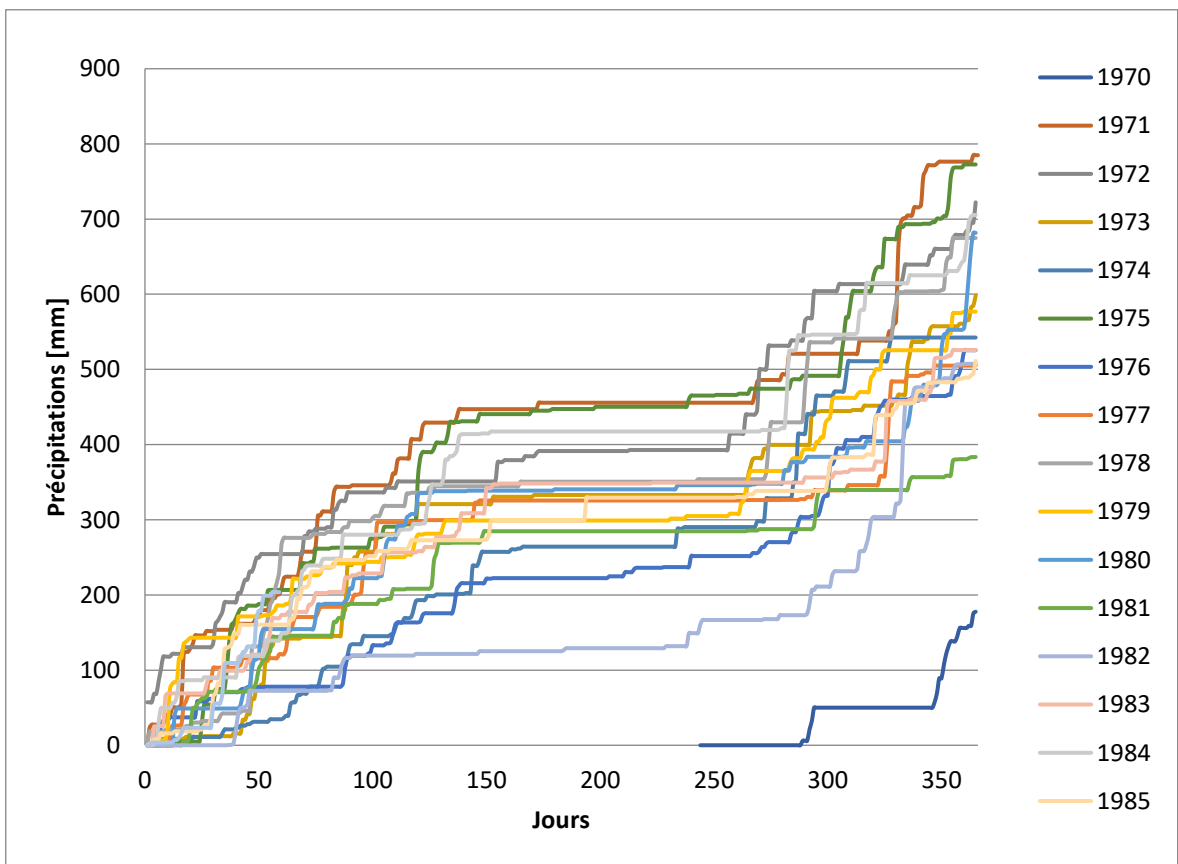


Figure A.10 : Précipitations cumulées corrigées de la station de Gouraya

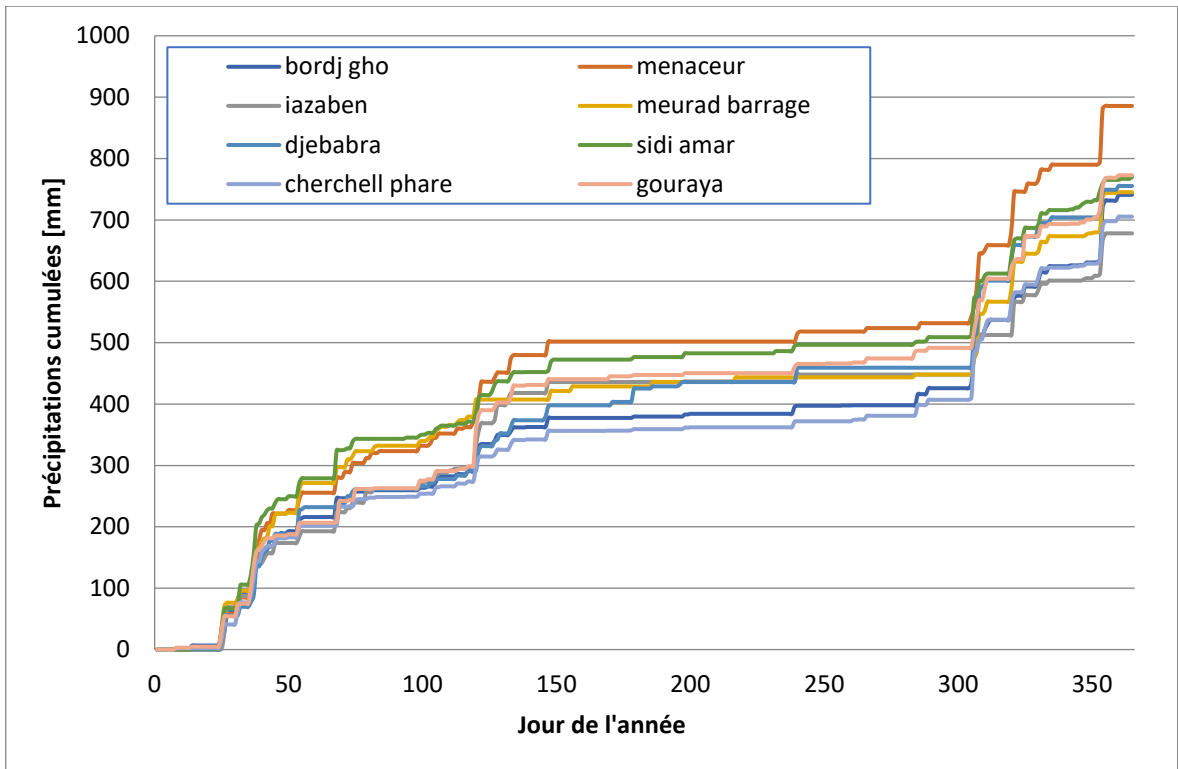


Figure A.11 : Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 1975

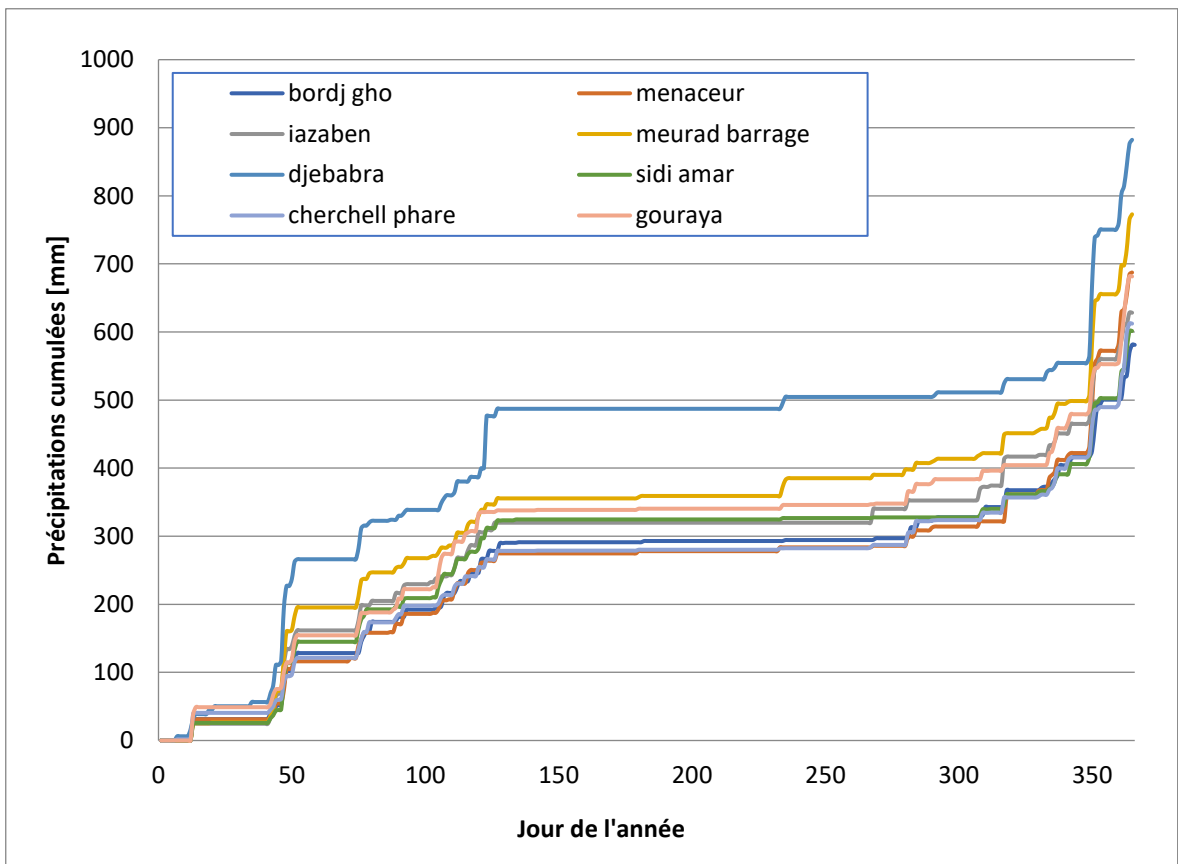


Figure A.12 : Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 1980

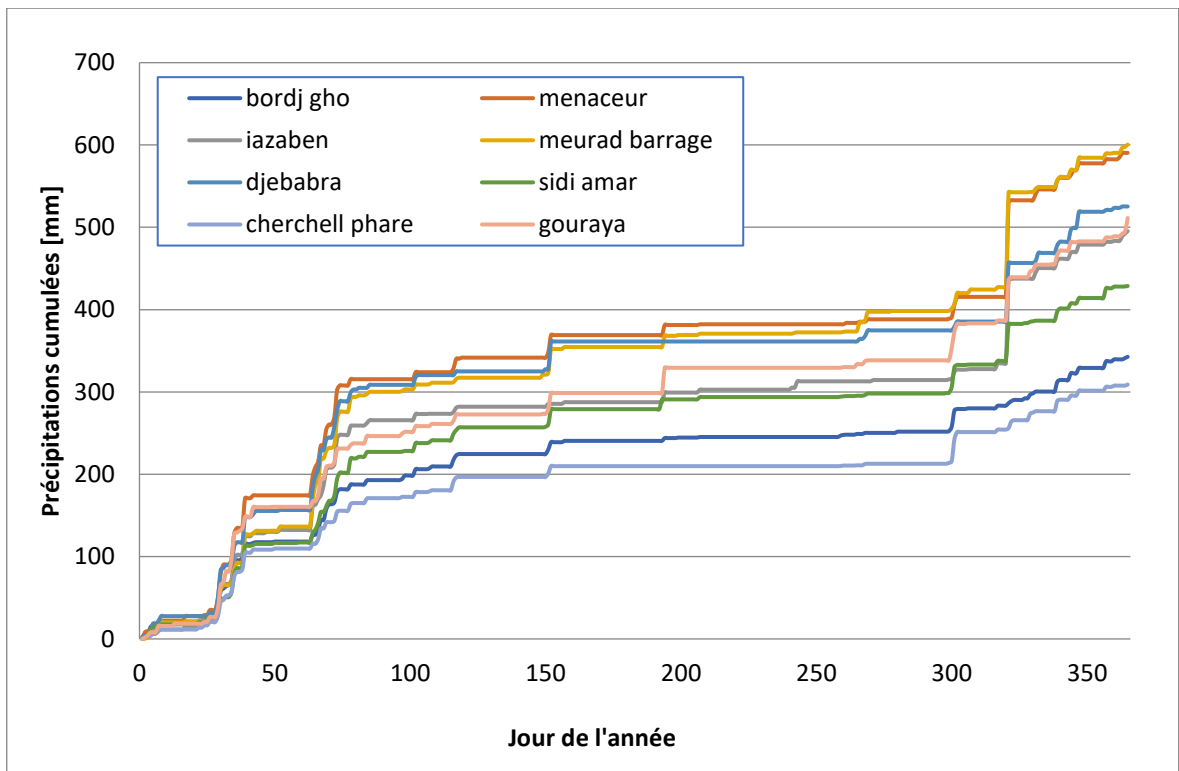


Figure A.13 : Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 1985

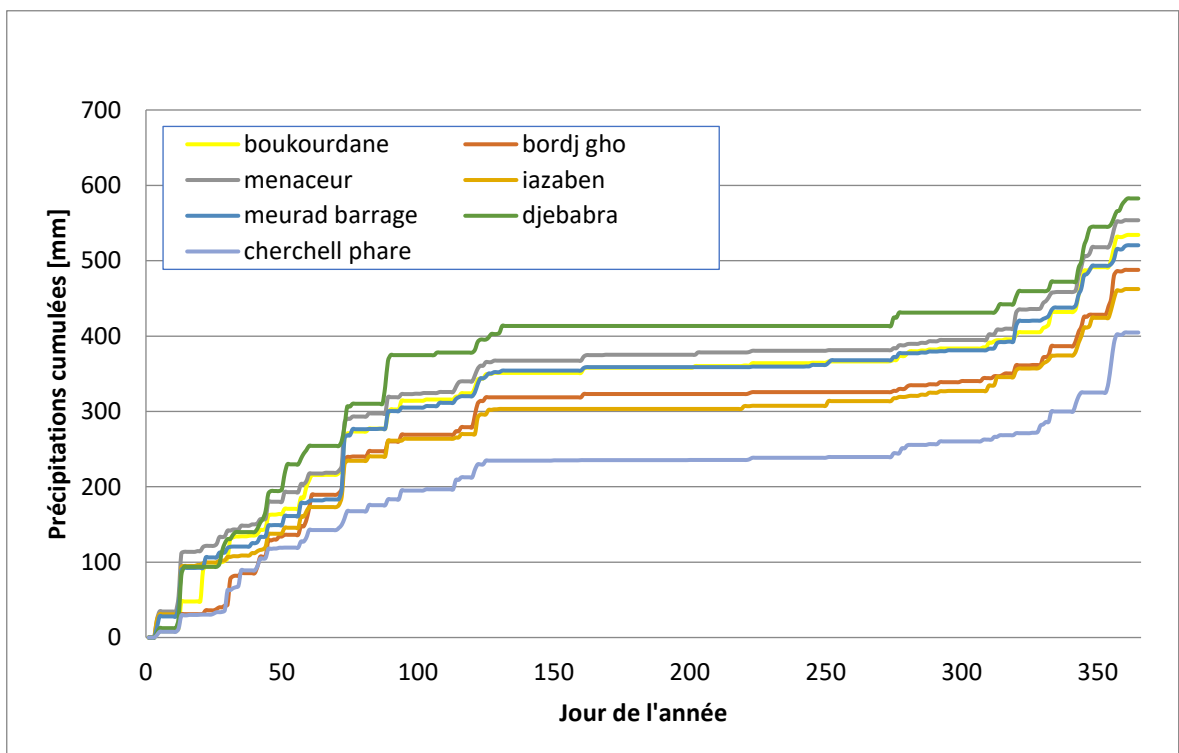


Figure A.14 : Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 1990

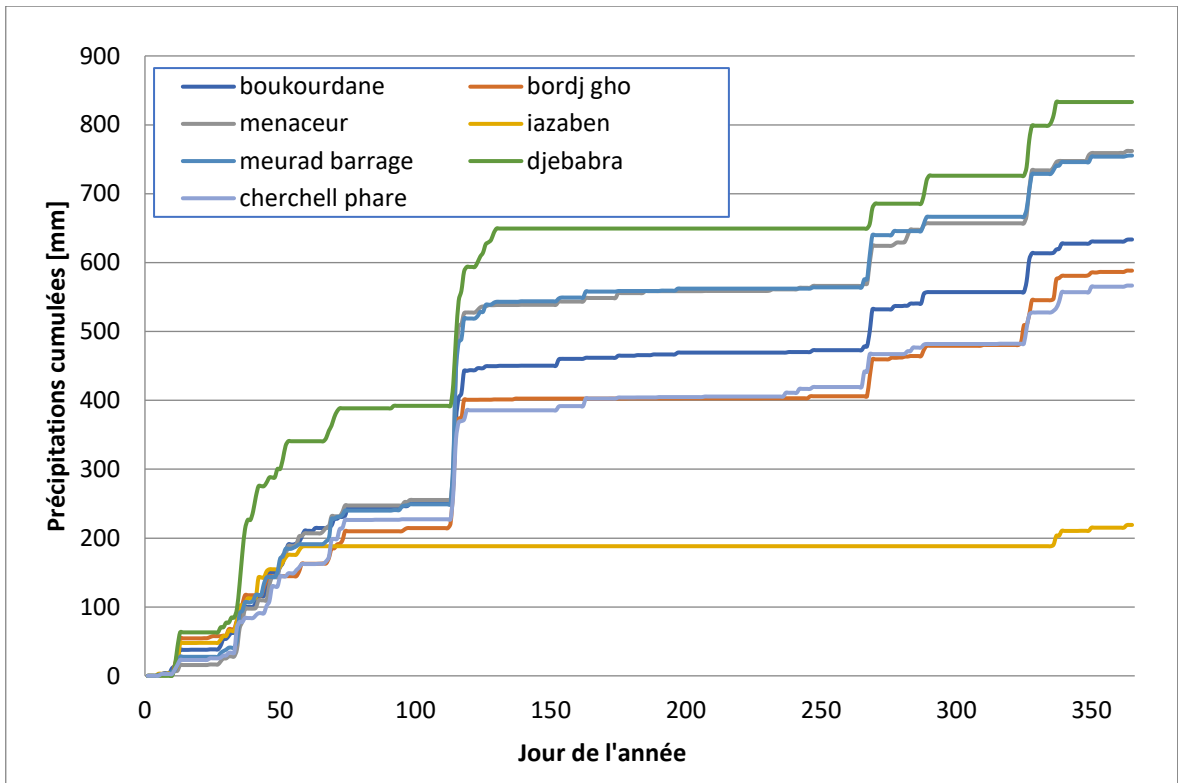


Figure A.15 : Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 1995

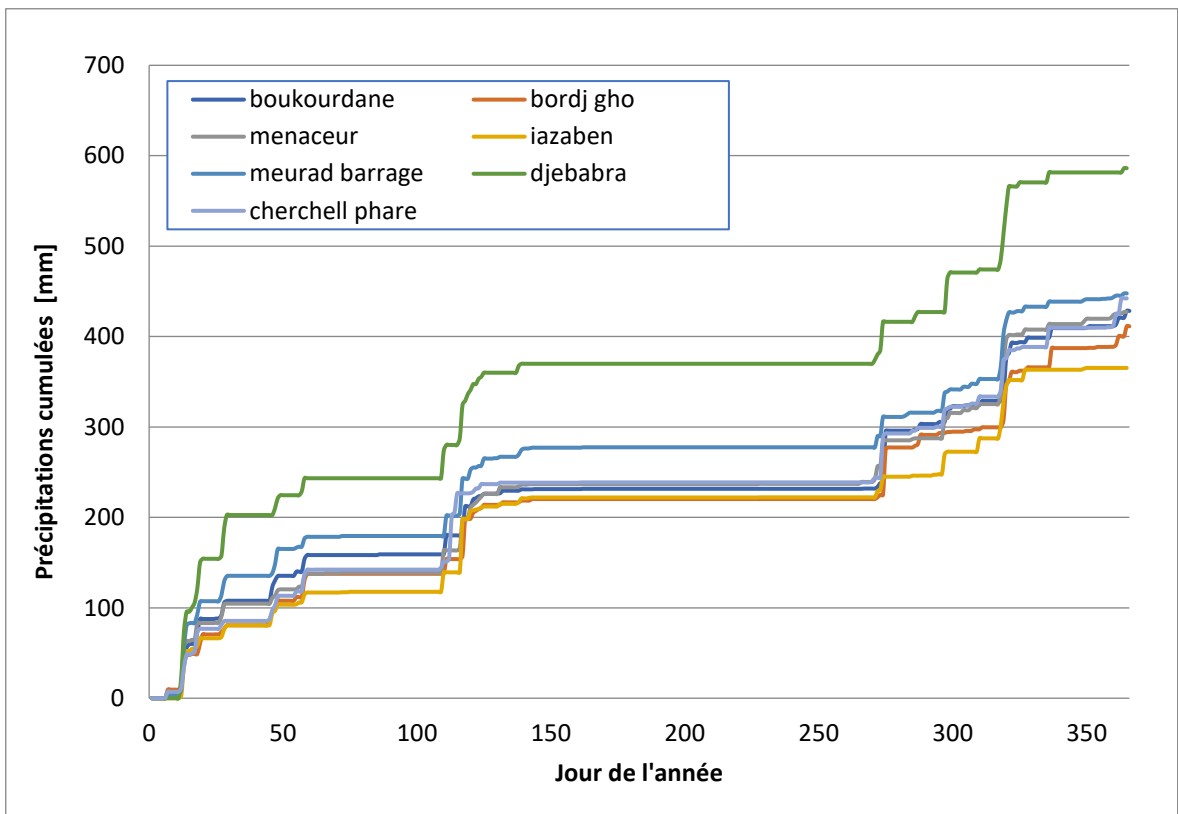


Figure A.16 : Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 2000

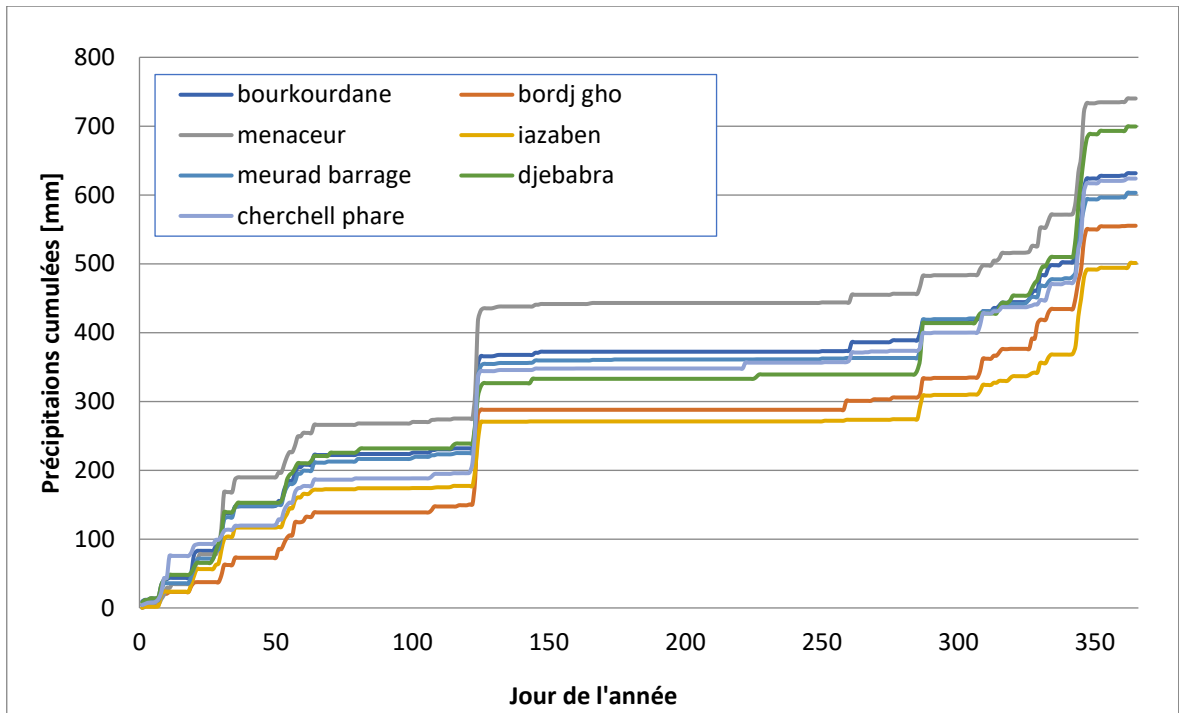


Figure A.17 : Comparaison des précipitations cumulées pour l'année 2005

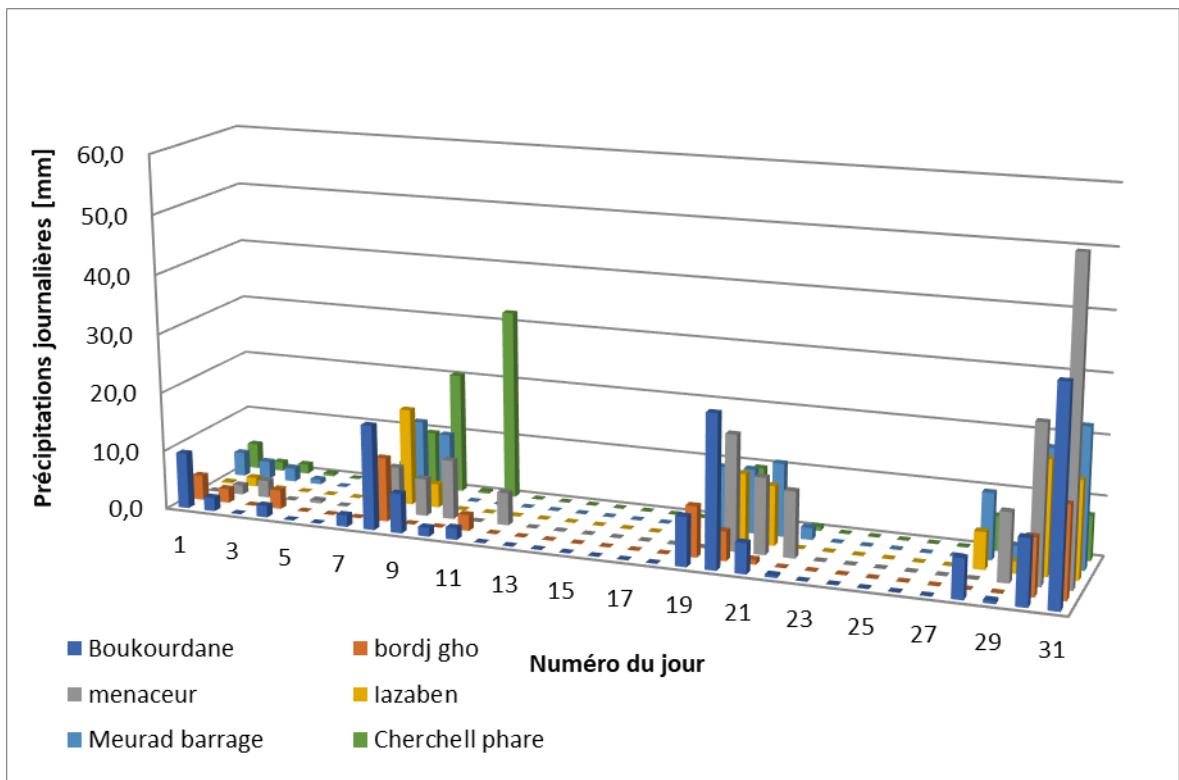


Figure A.18 : Répartition des précipitations pour janvier 2005

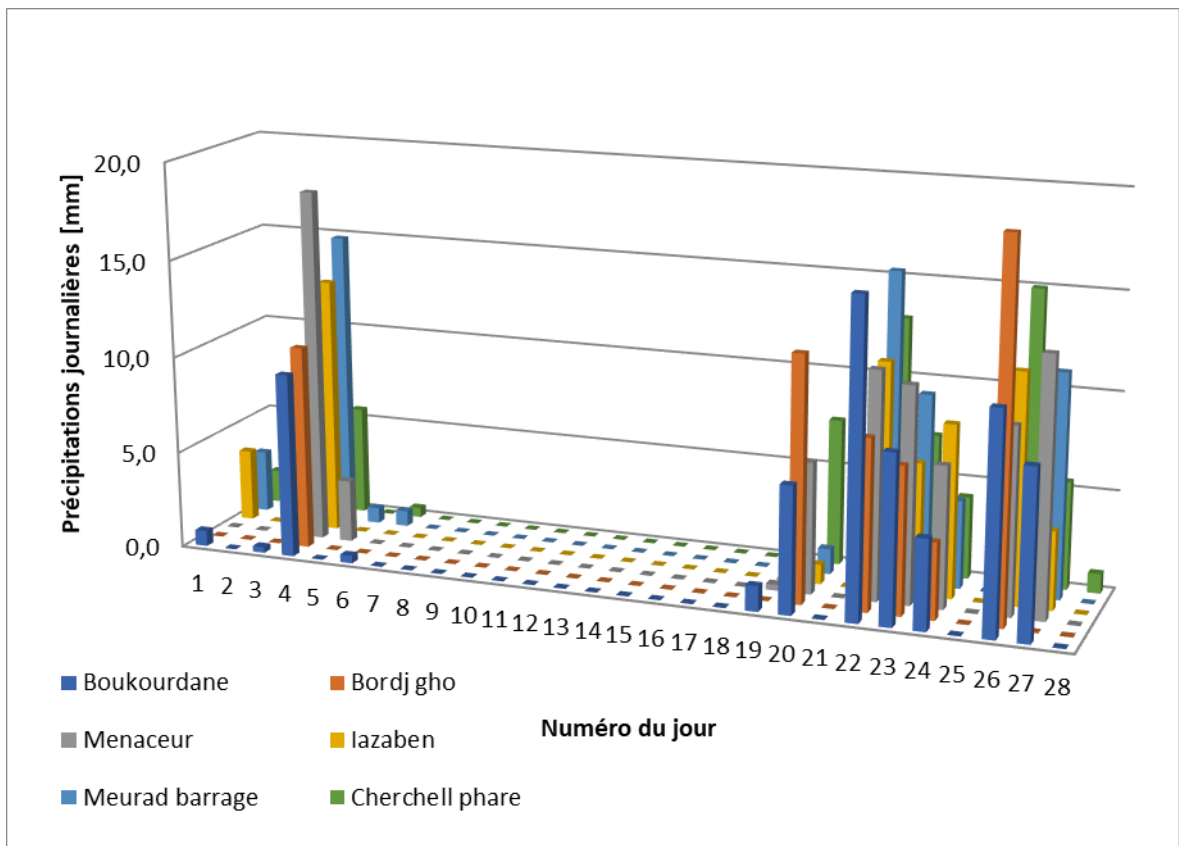


Figure A.19 : Répartition des précipitations pour février 2005

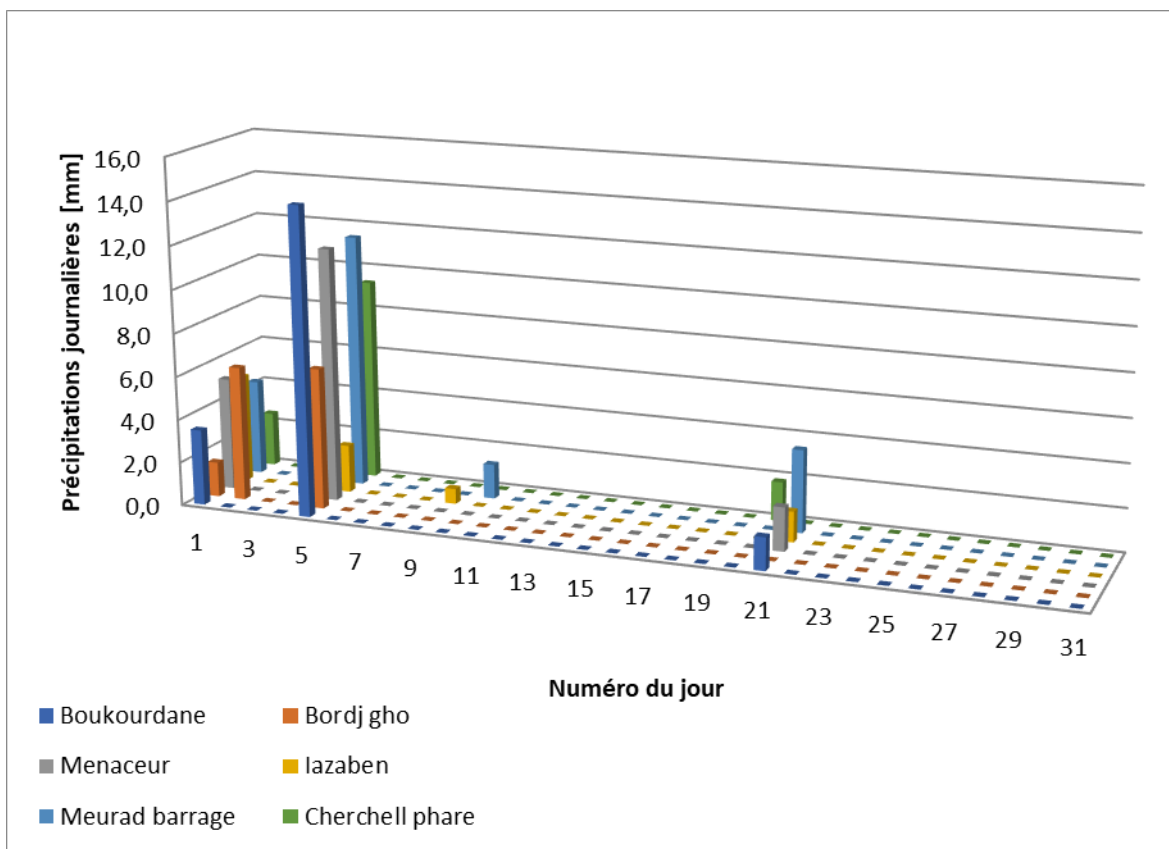


Figure A.20 : Répartition des précipitations pour mars 2005

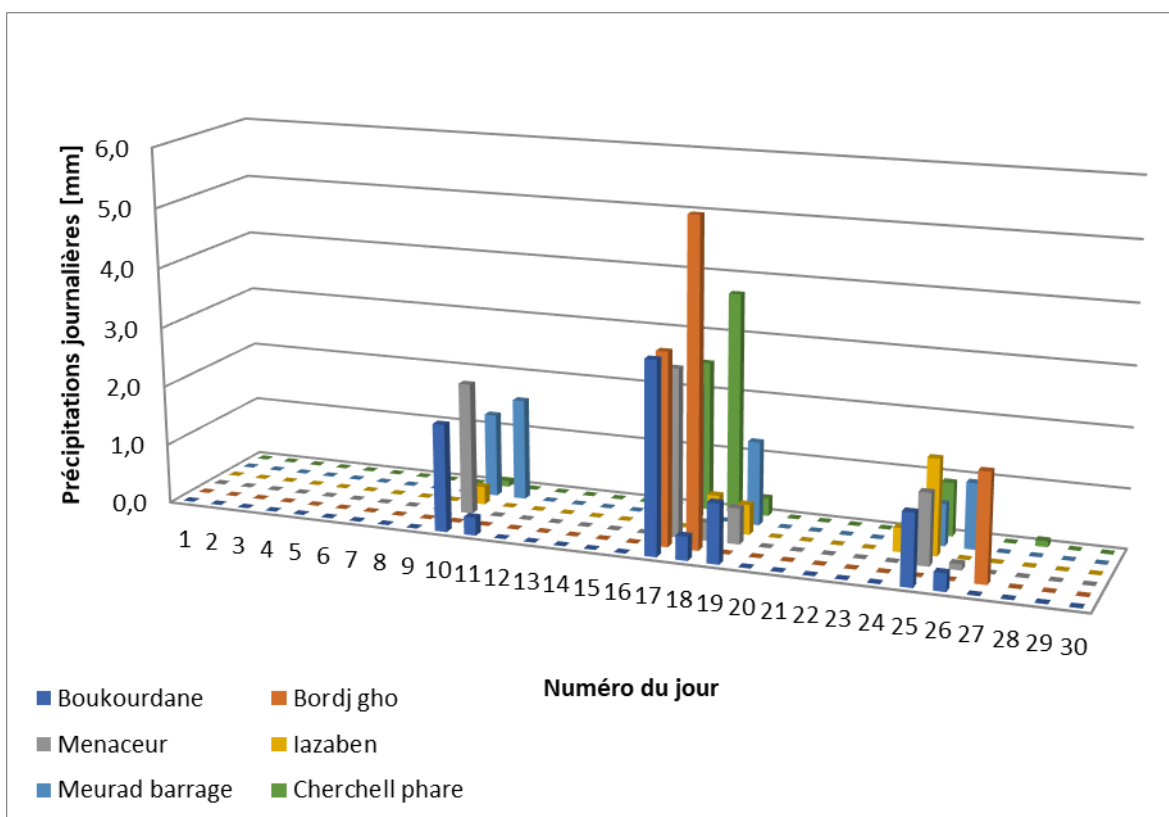


Figure A.21 : Répartition des précipitations pour avril 2005

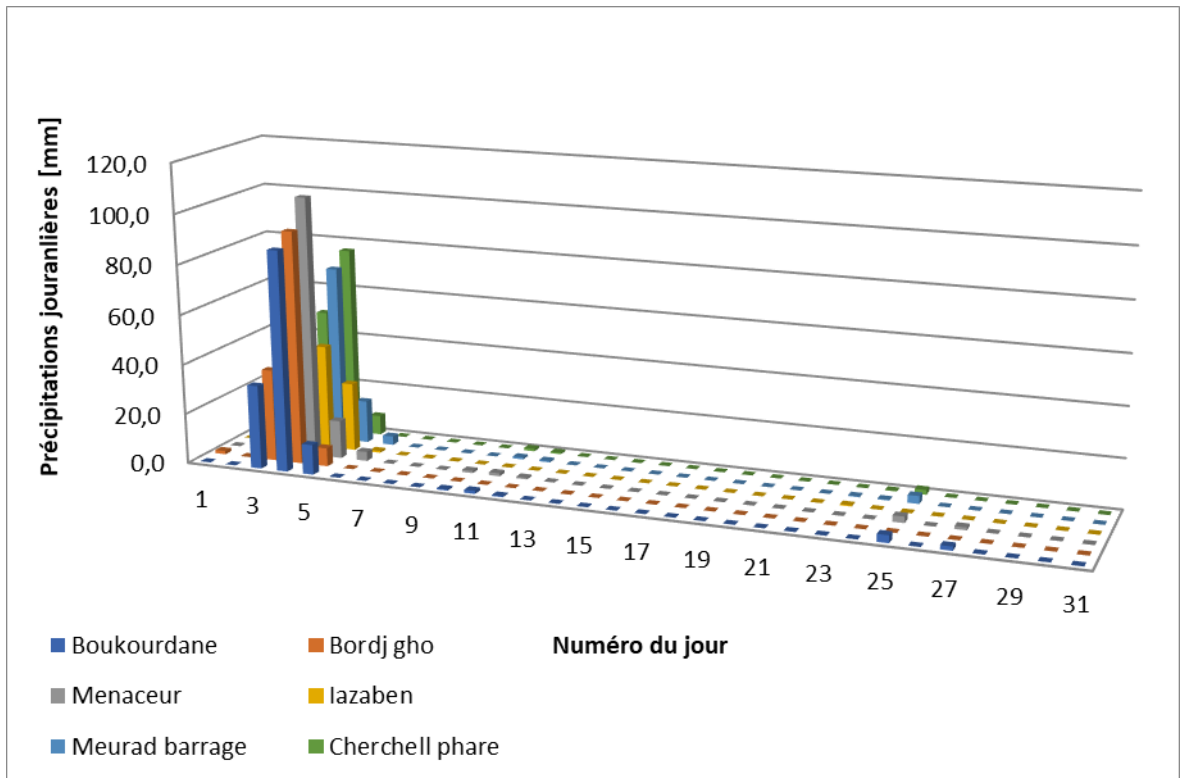


Figure A.22 : Répartition des précipitations pour mai 2005

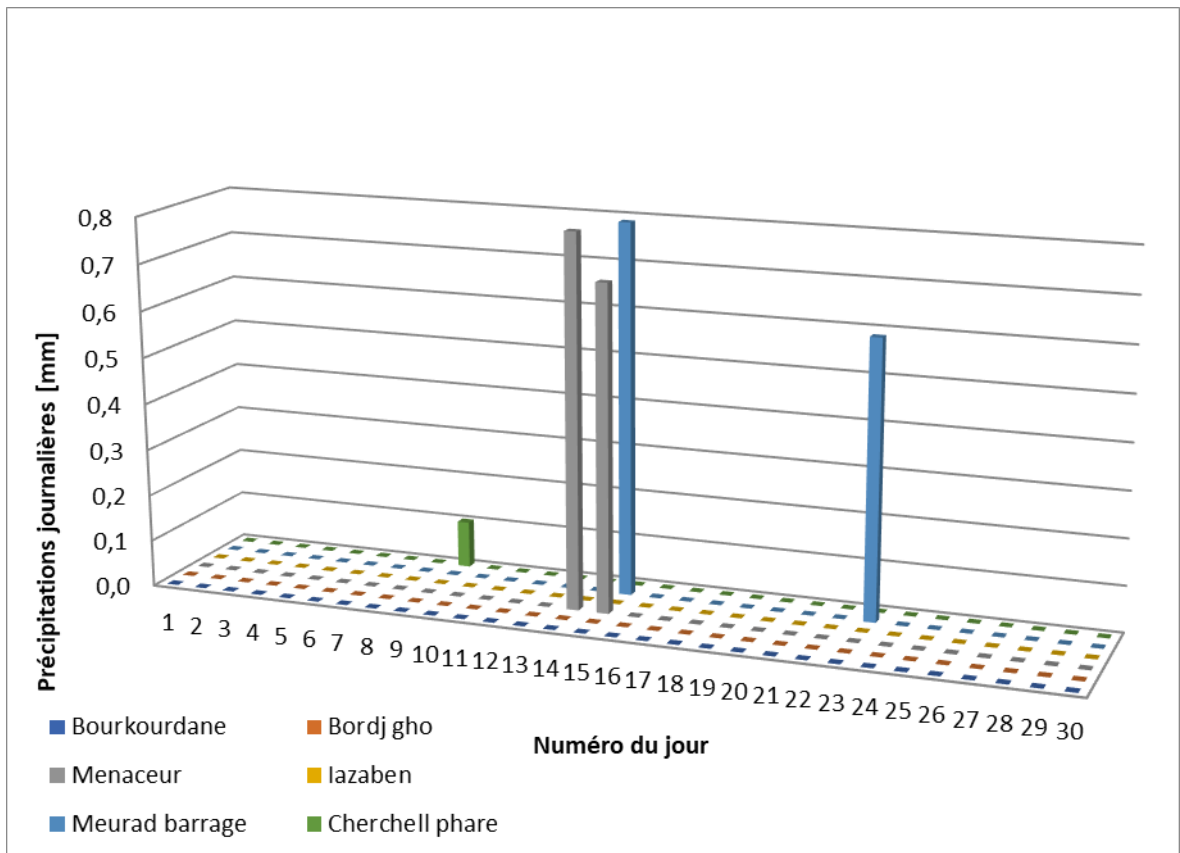


Figure A.23 : Répartition des précipitations pour juin 2005

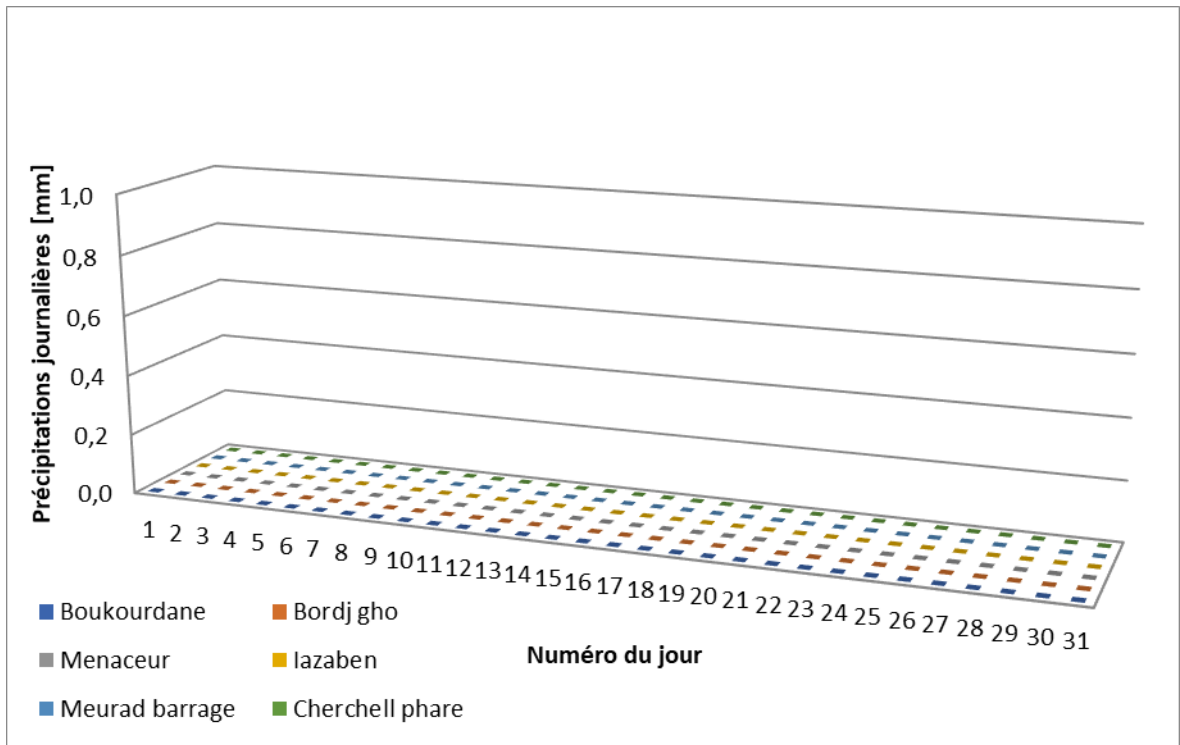


Figure A.24 : Répartition des précipitations pour juillet 2005

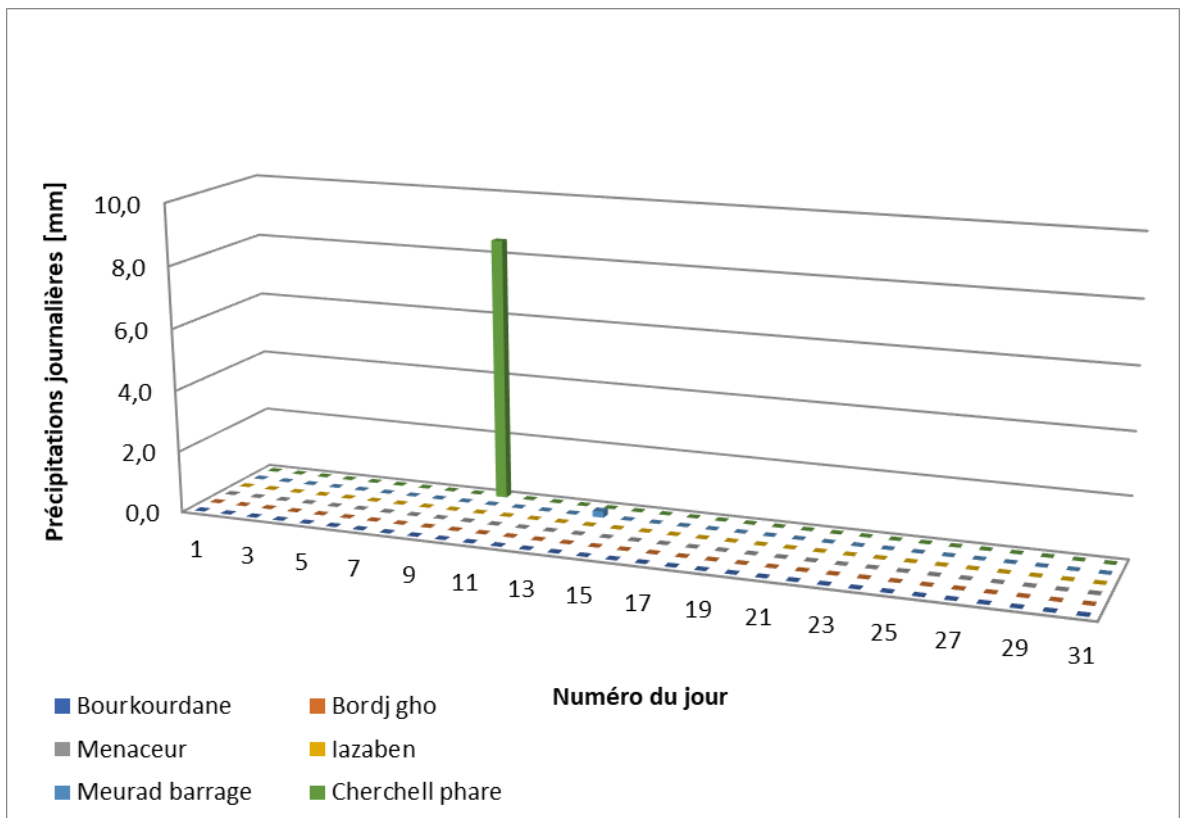


Figure A.25 : Répartition des précipitations pour août 2005

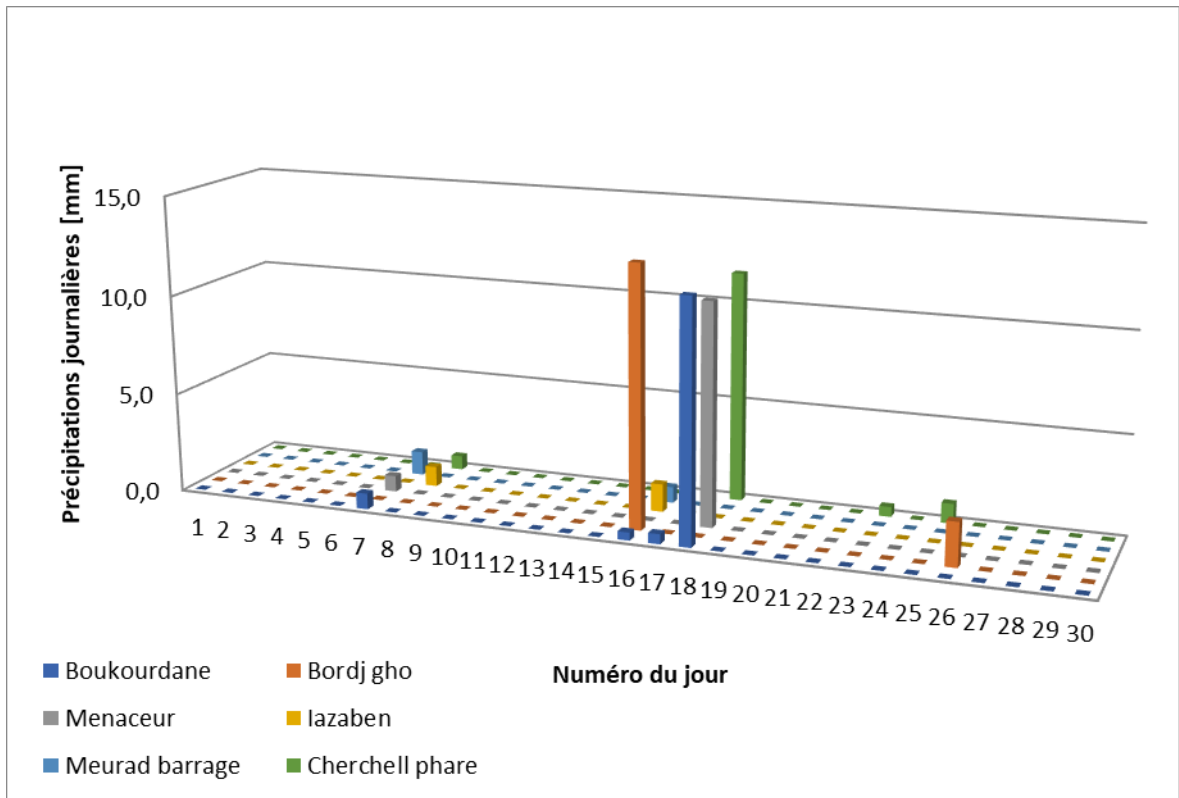


Figure A.26 : Répartition des précipitations pour septembre 2005

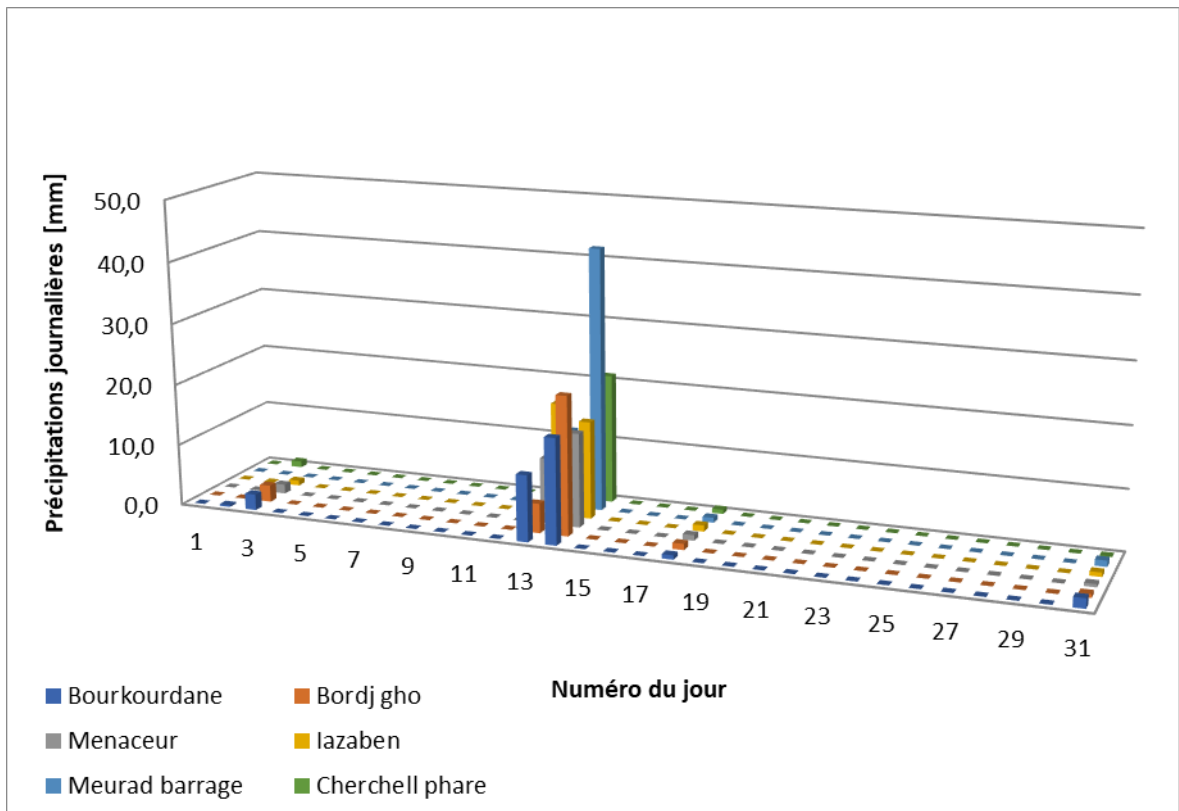


Figure A.27 : Répartition des précipitations pour octobre 2005

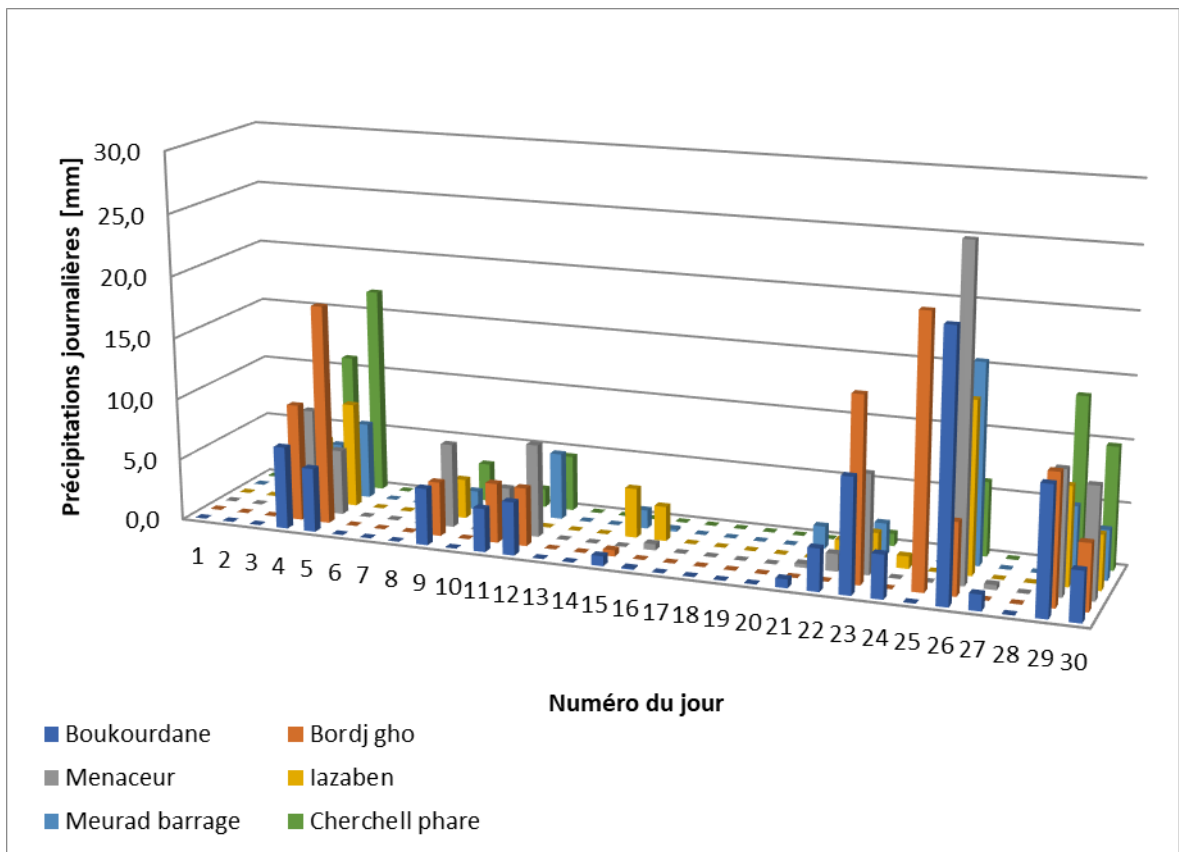


Figure A.28 : Répartition des précipitations pour novembre 2005

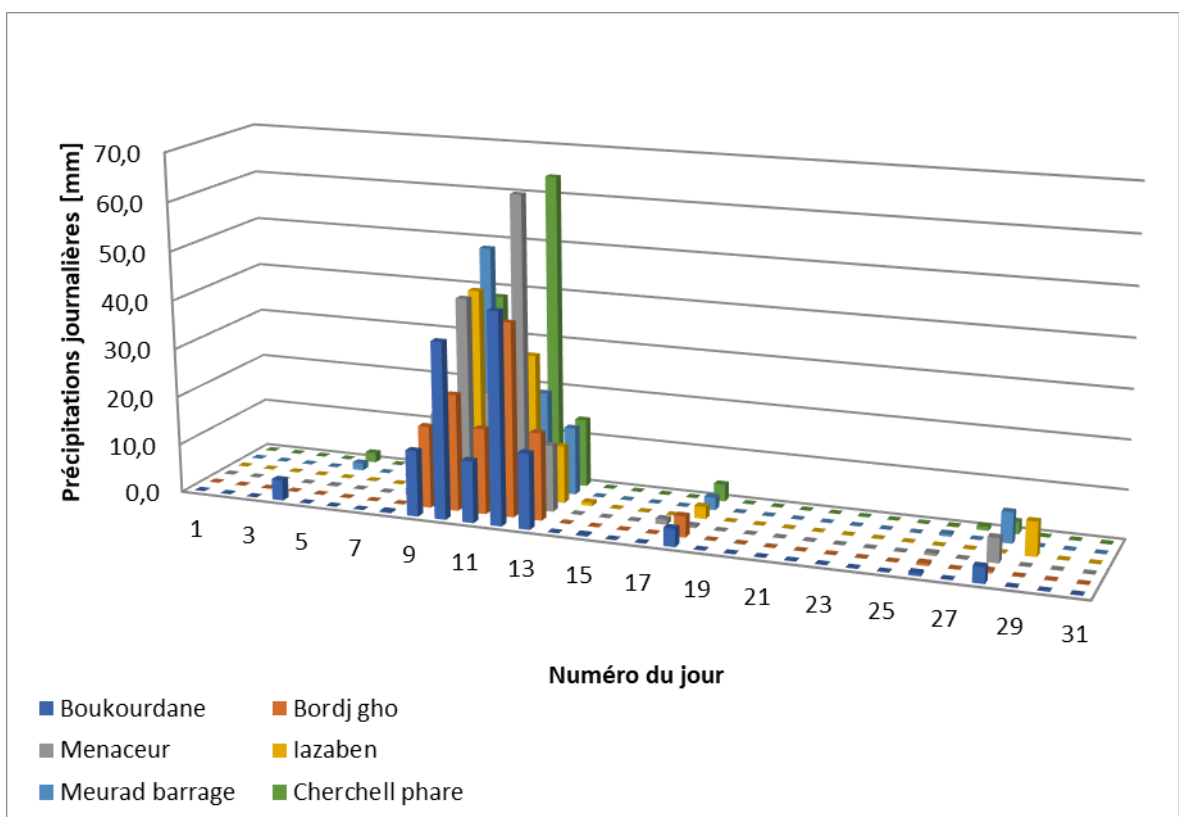


Figure A.29 : Répartition des précipitations pour décembre 2005

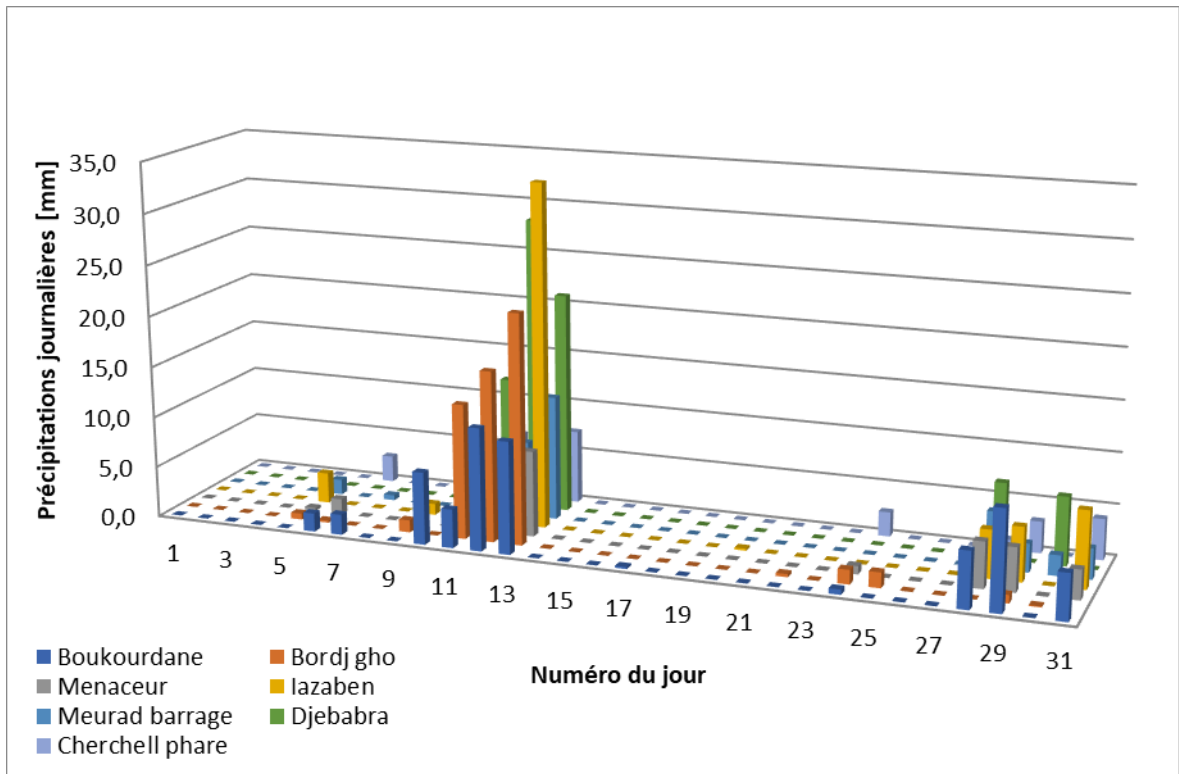


Figure A.30 : Répartition des précipitations pour janvier 1995

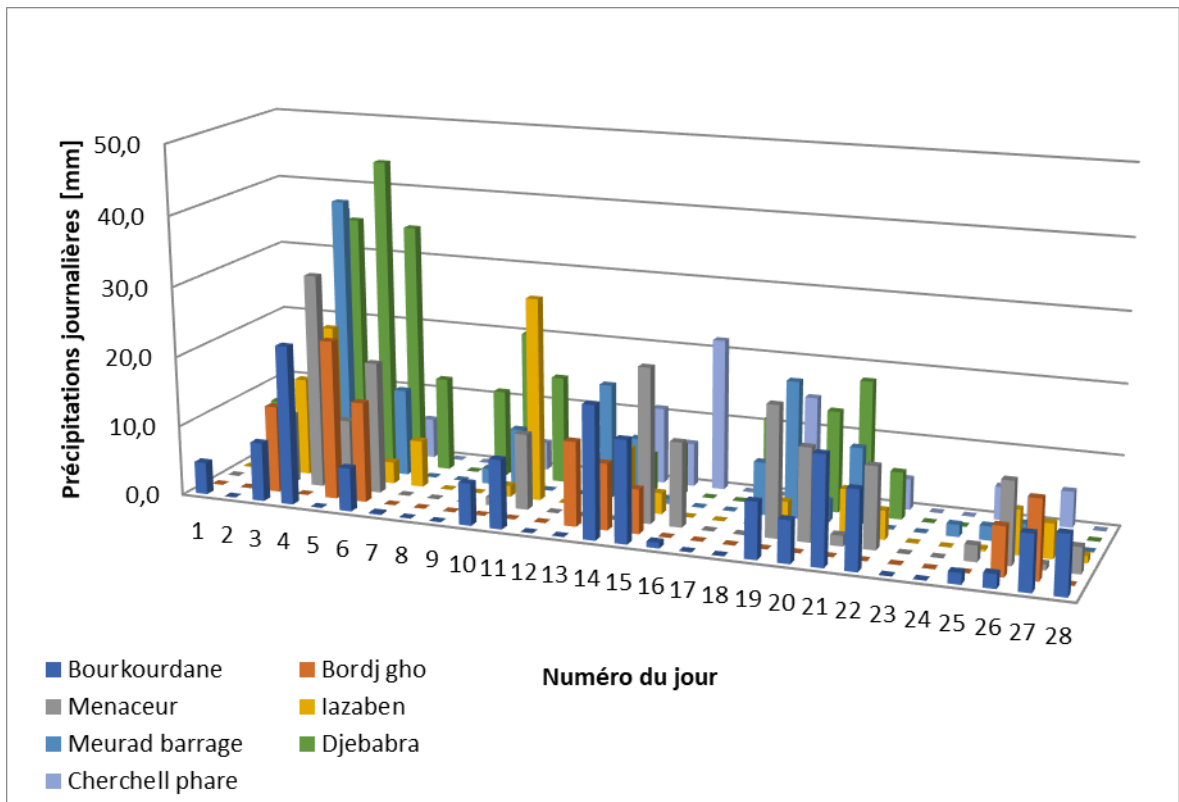


Figure A.31 : Répartition des précipitations pour février 1995

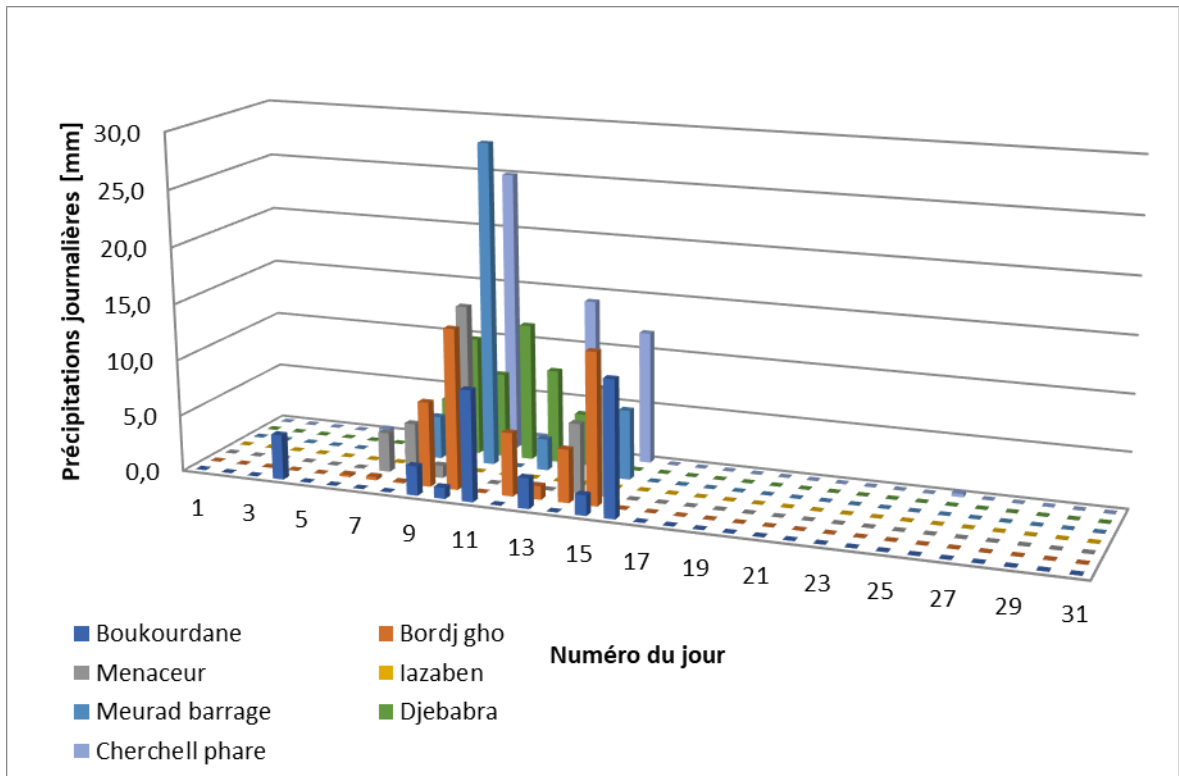


Figure A.32 : Répartition des précipitations pour mars 1995

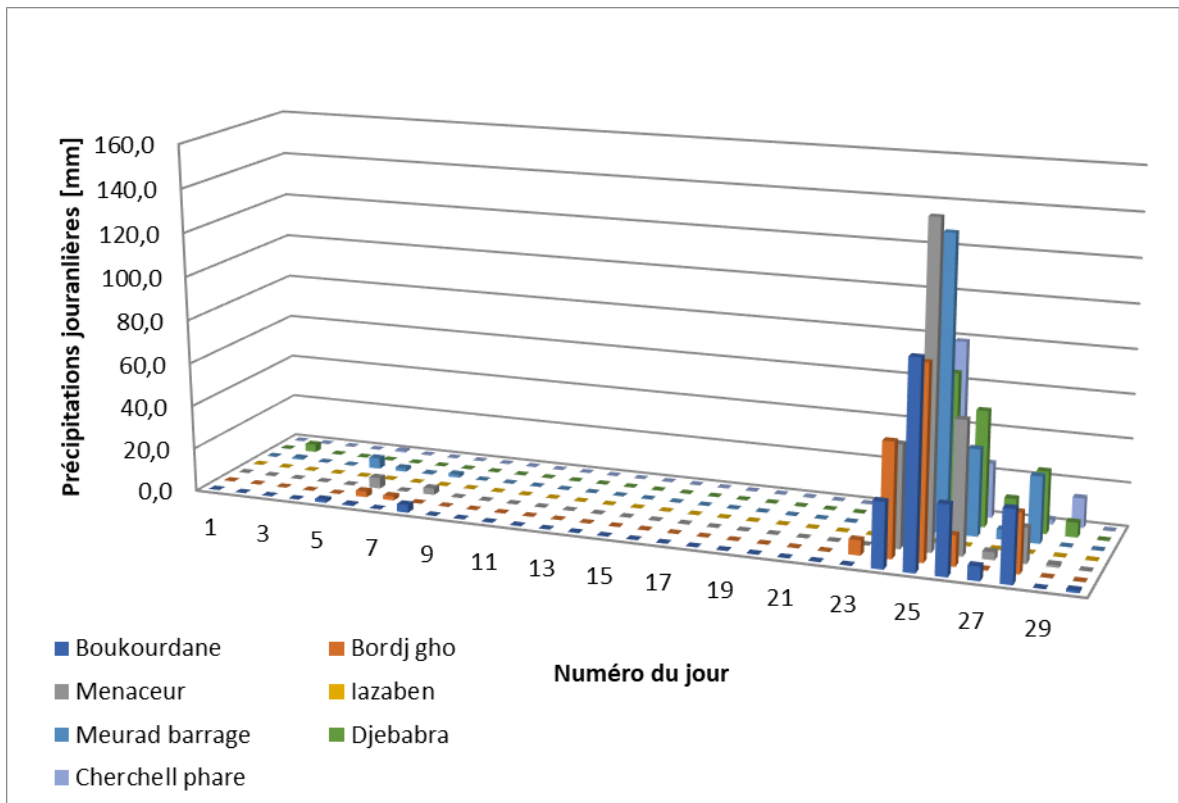


Figure A.33 : Répartition des précipitations pour avril 1995

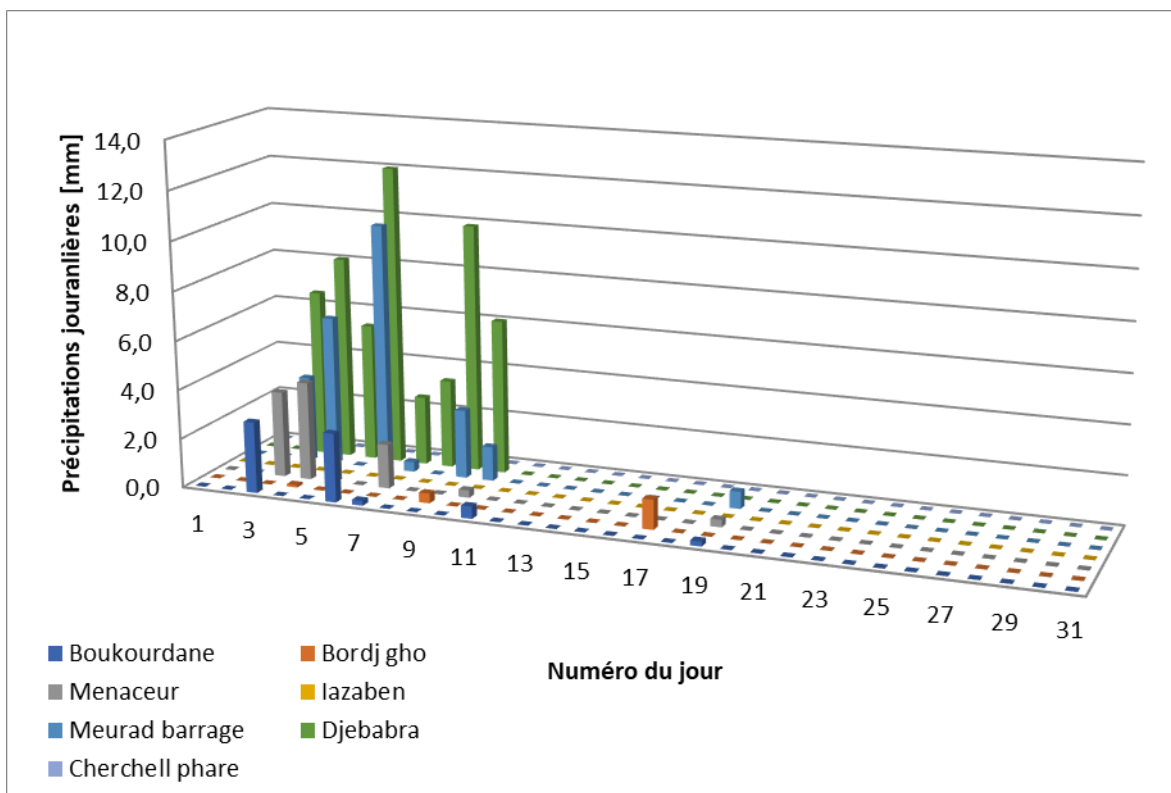


Figure A.34 : Répartition des précipitations pour mai 1995

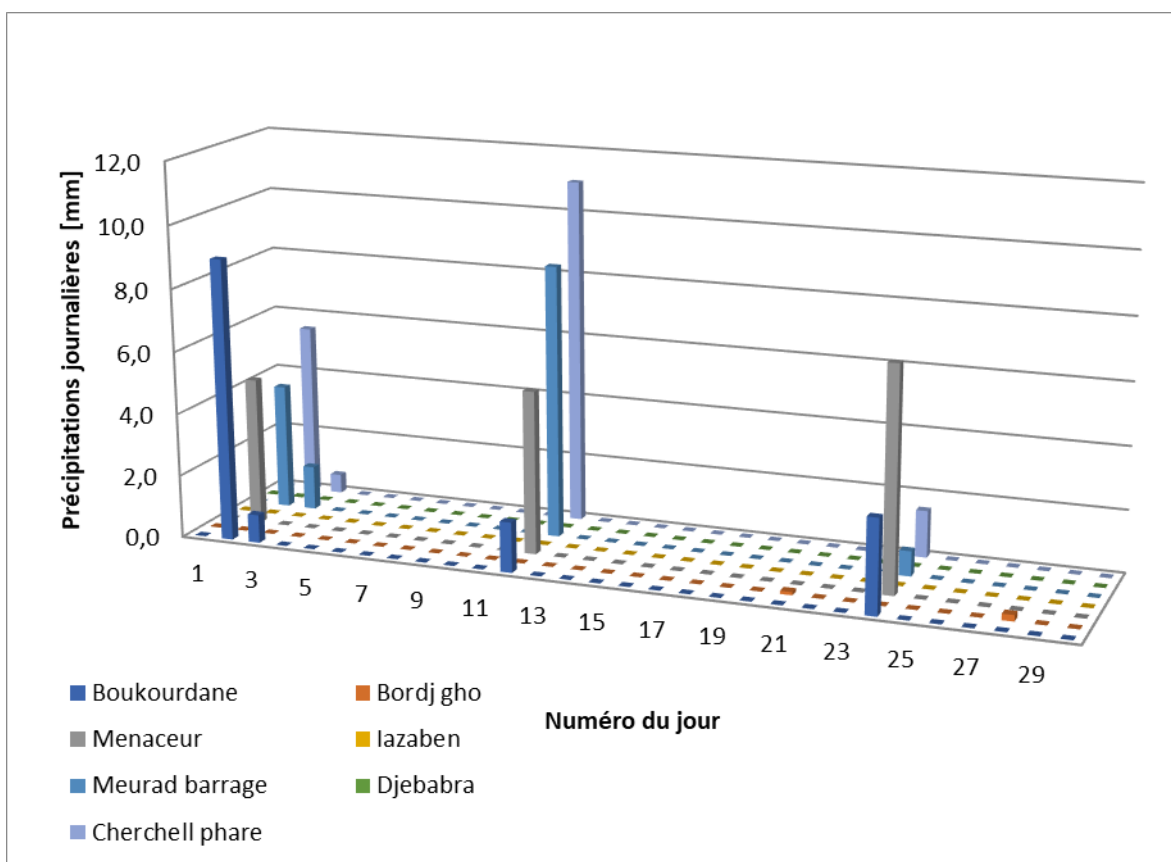


Figure A.35 : Répartition des précipitations pour juin 1995

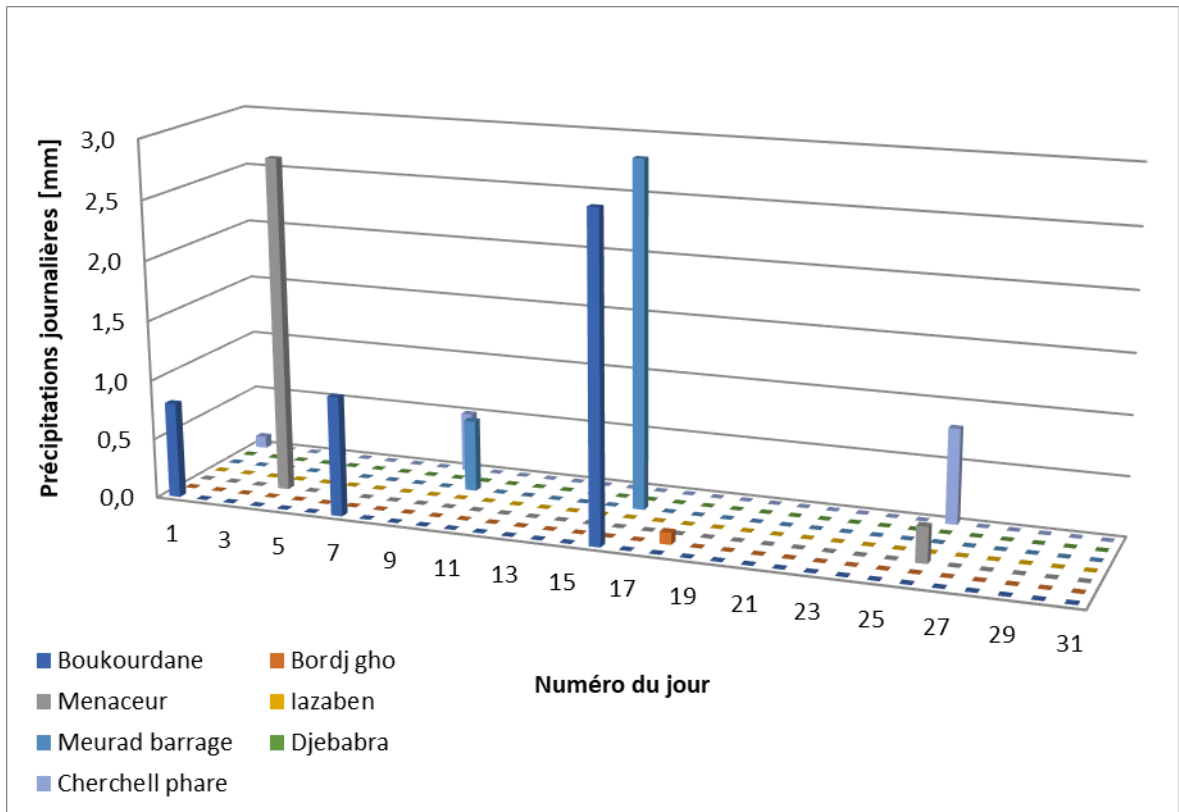


Figure A.36 : Répartition des précipitations pour juillet 1995

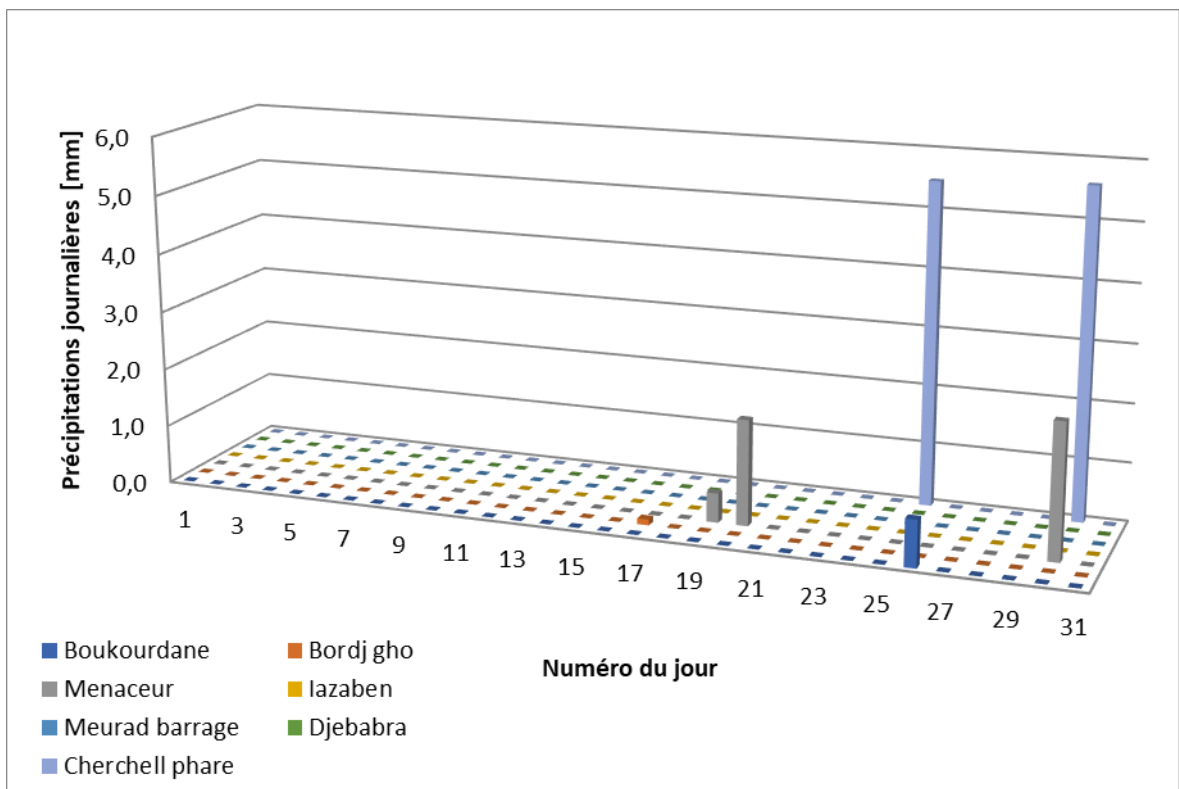


Figure A.37 : Répartition des précipitations pour août 1995

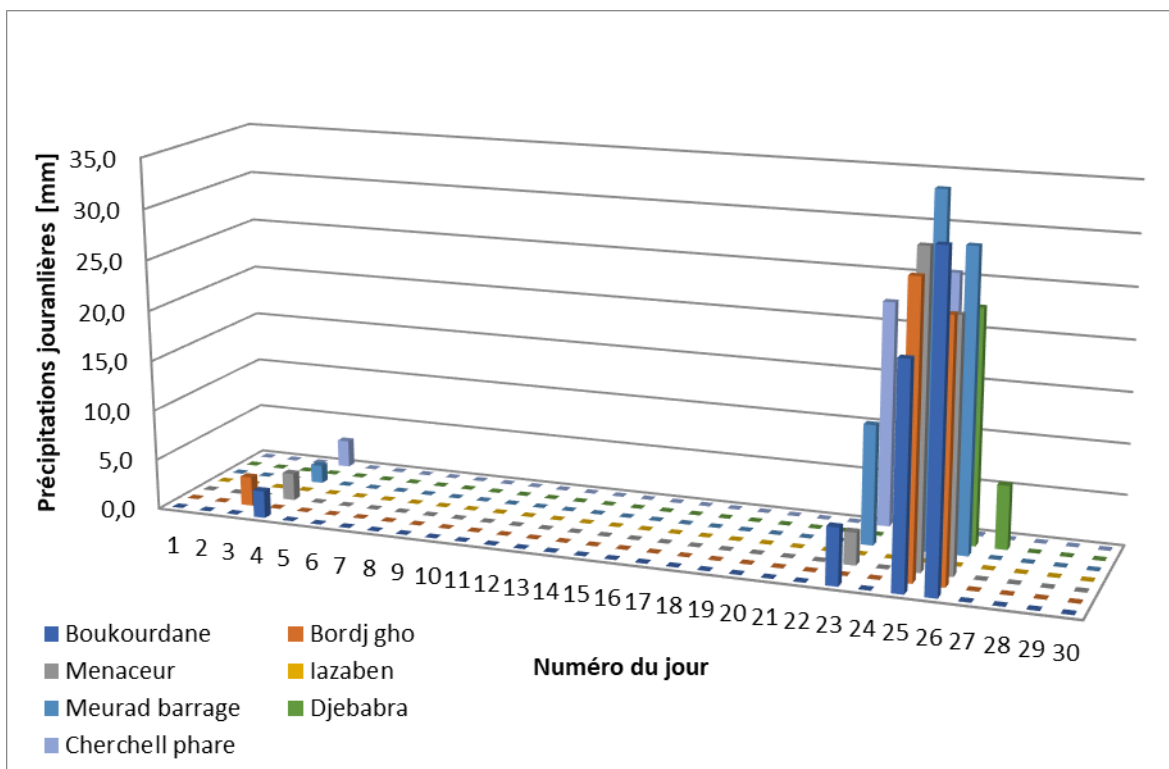


Figure A.38 : Répartition des précipitations pour septembre 1995

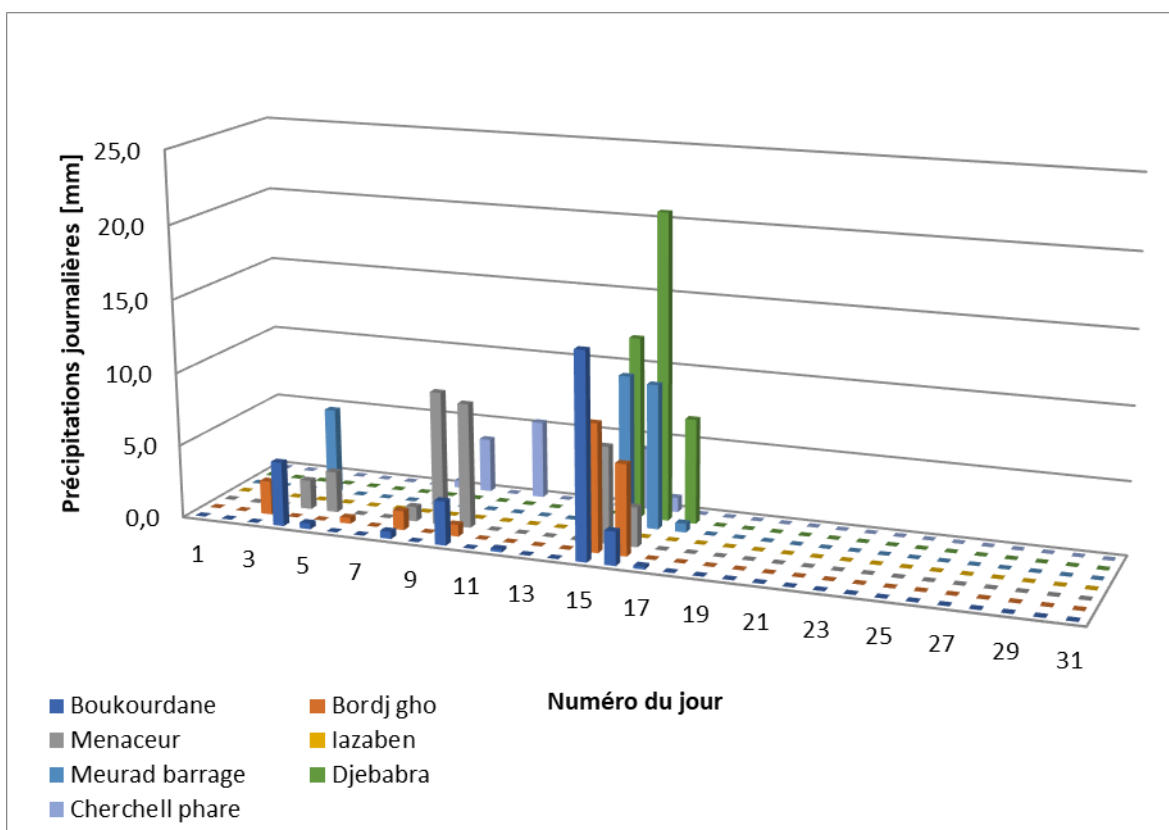


Figure A.39 : Répartition des précipitations pour octobre 1995

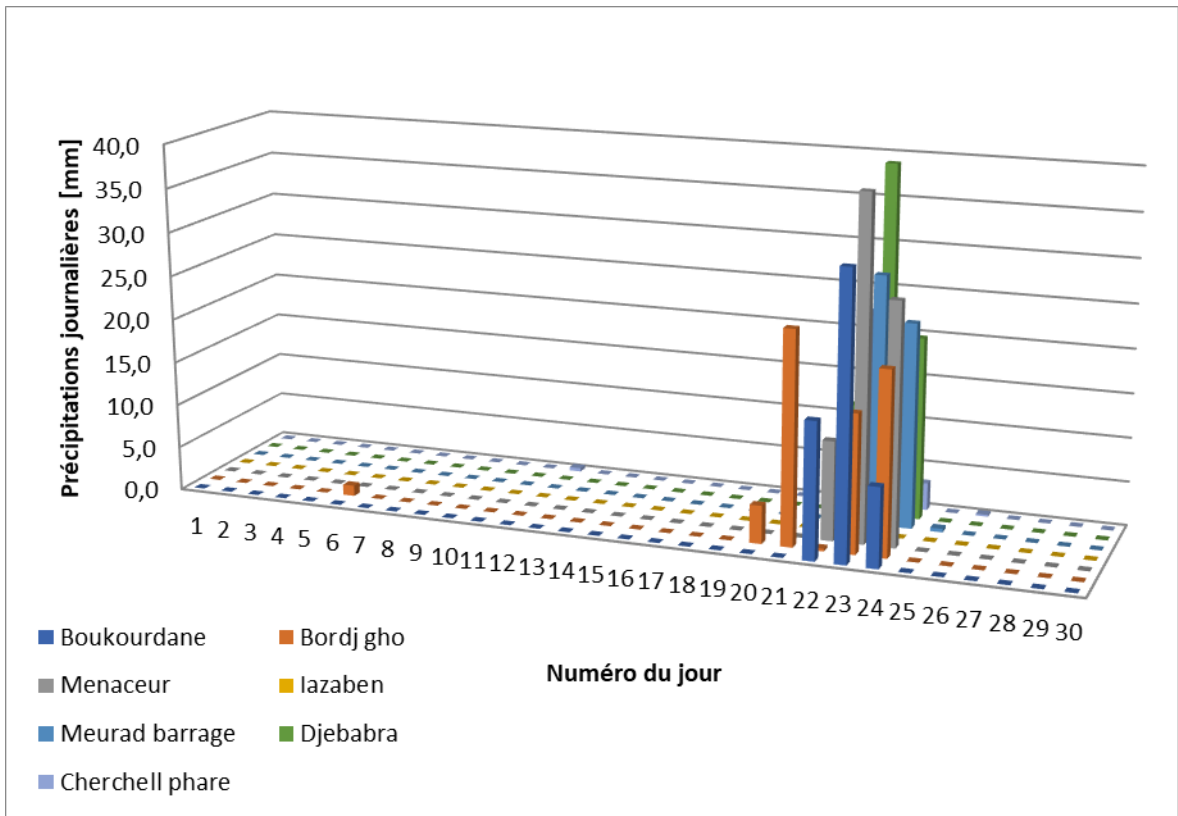


Figure A.40 : Répartition des précipitations pour novembre 1995

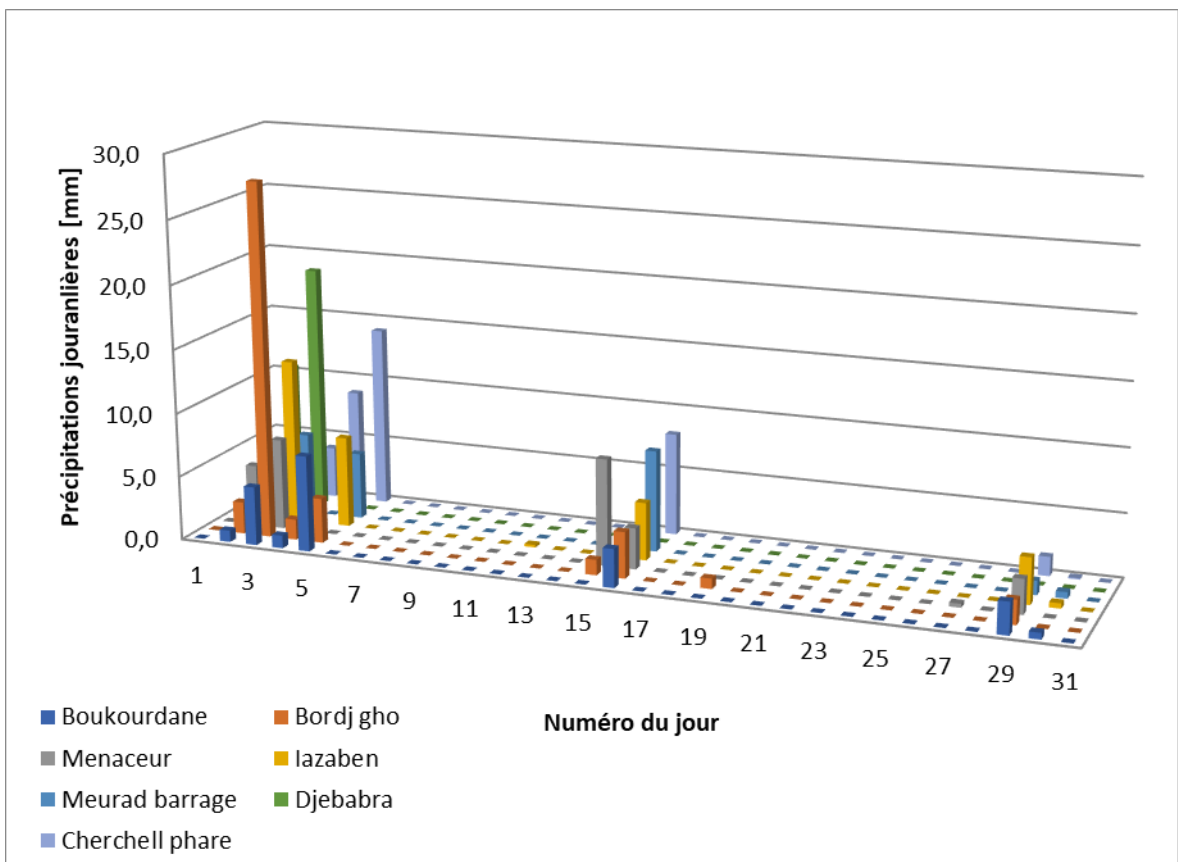


Figure A.41 : Répartition des précipitations pour décembre 1995

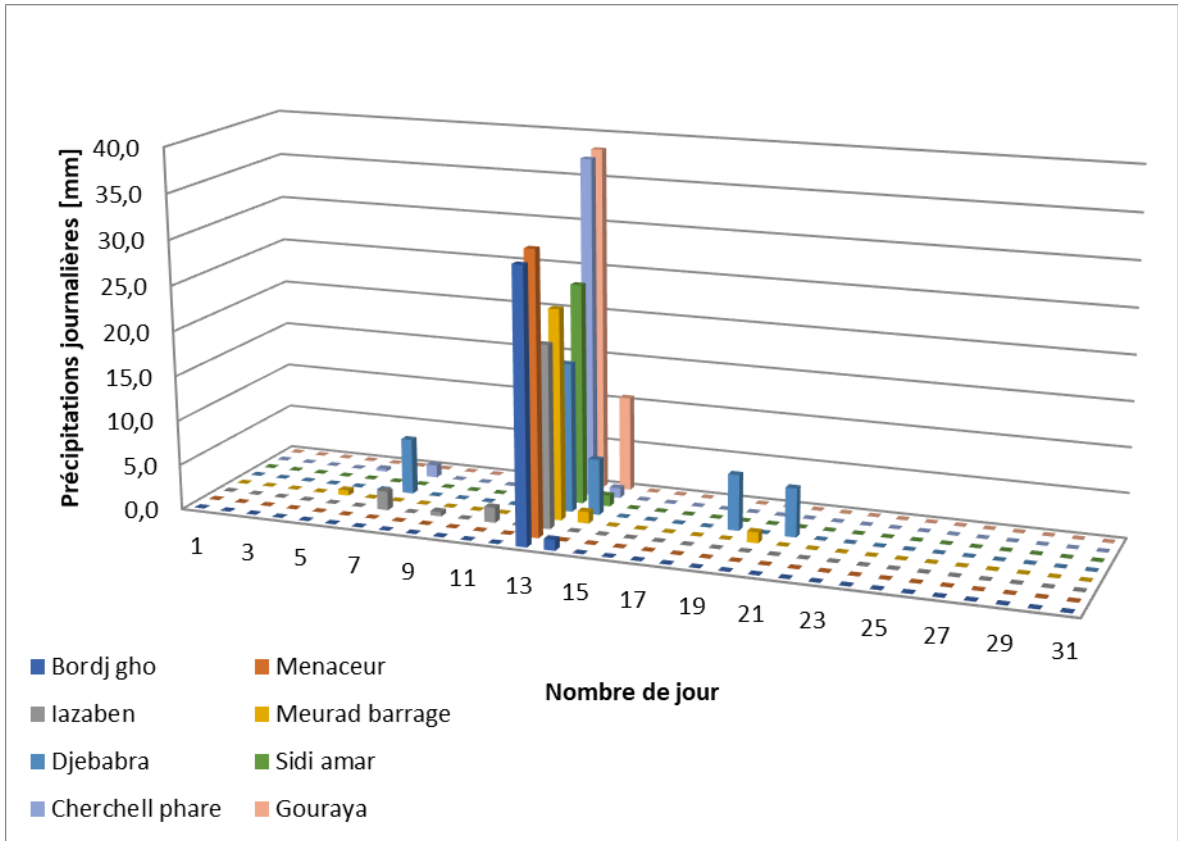


Figure A.42 : Répartition des précipitations pour janvier 1980

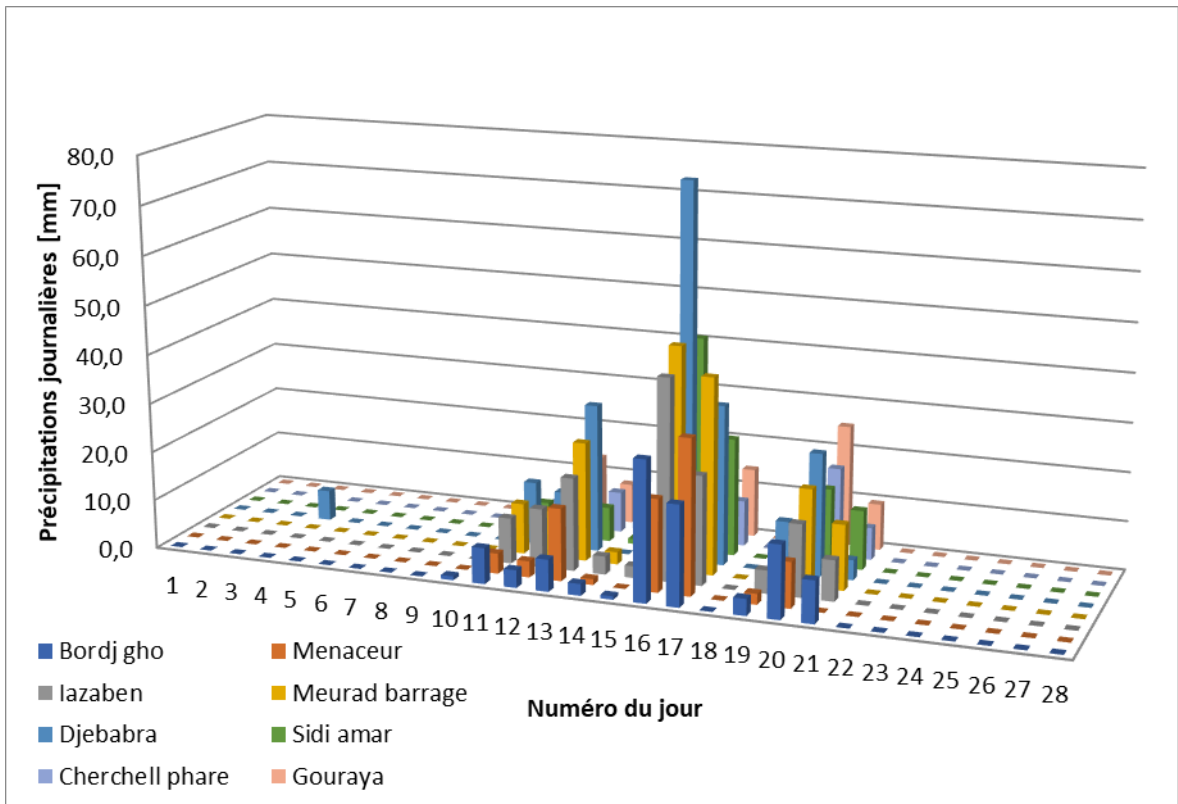


Figure A.43 : Répartition des précipitations pour février 1980

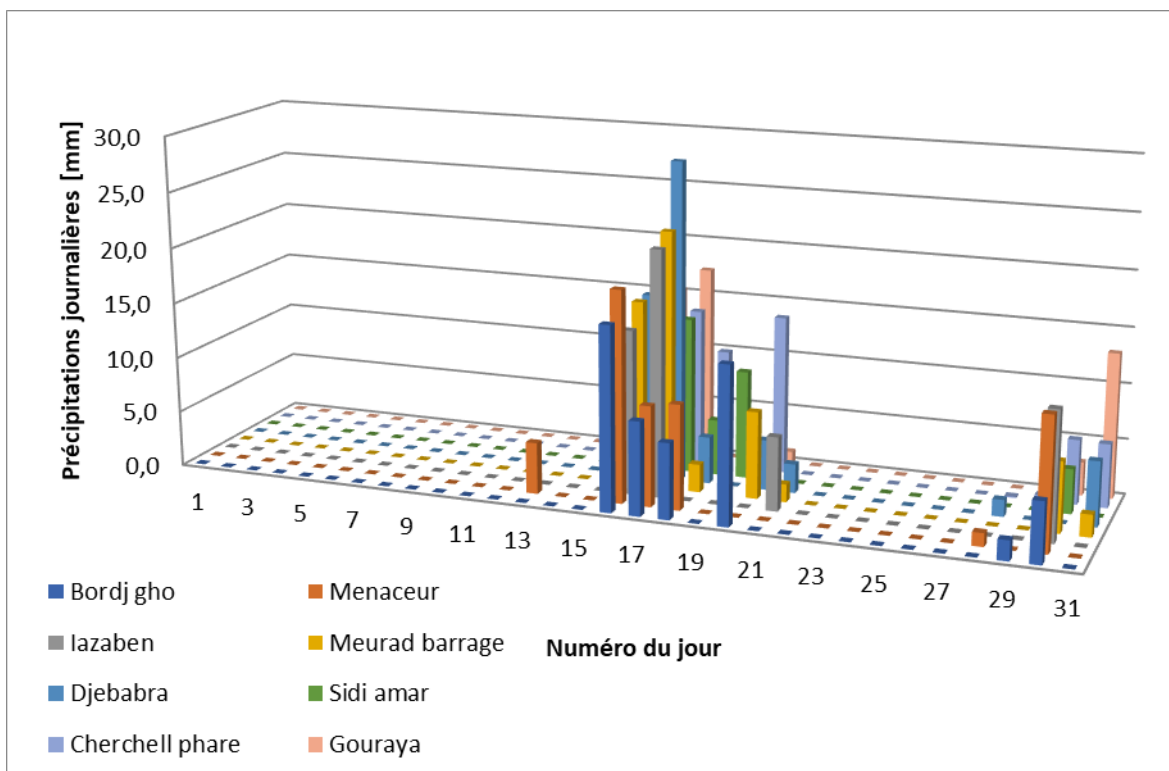


Figure A.44 : Répartition des précipitations pour mars 1980

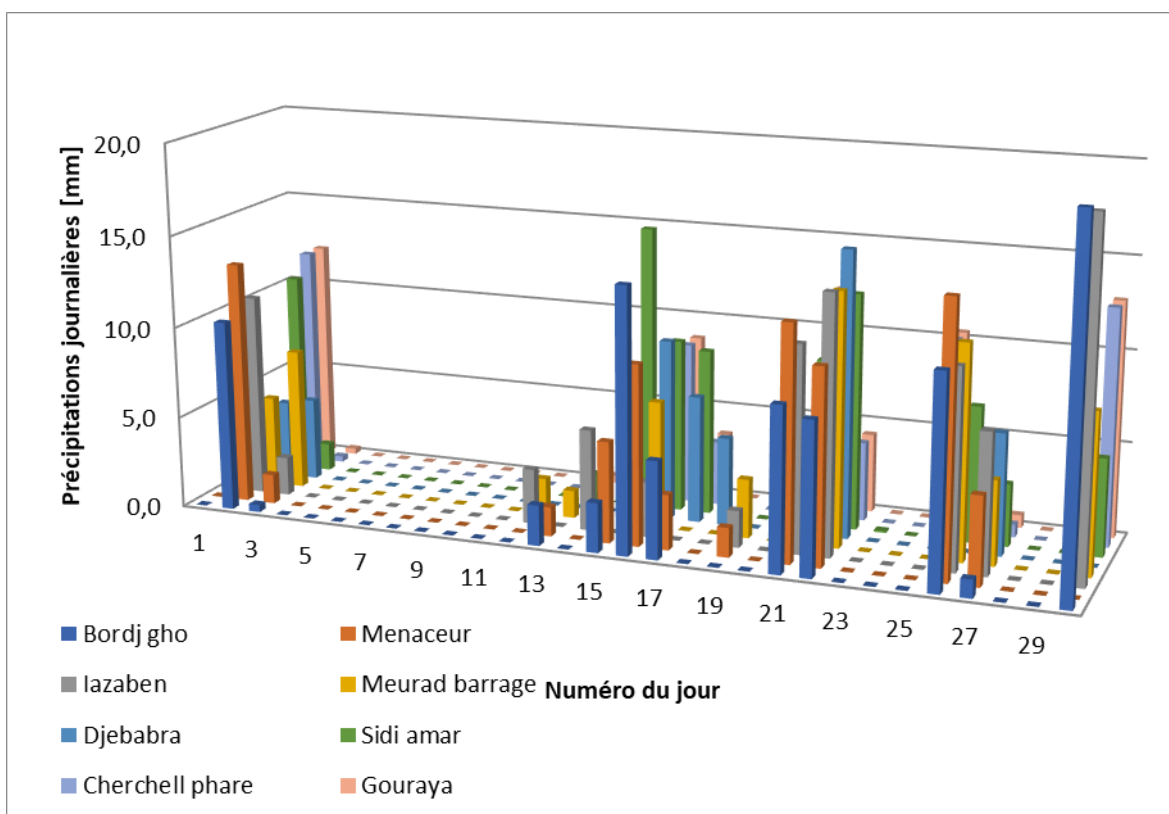


Figure A.45 : Répartition des précipitations pour avril 1980

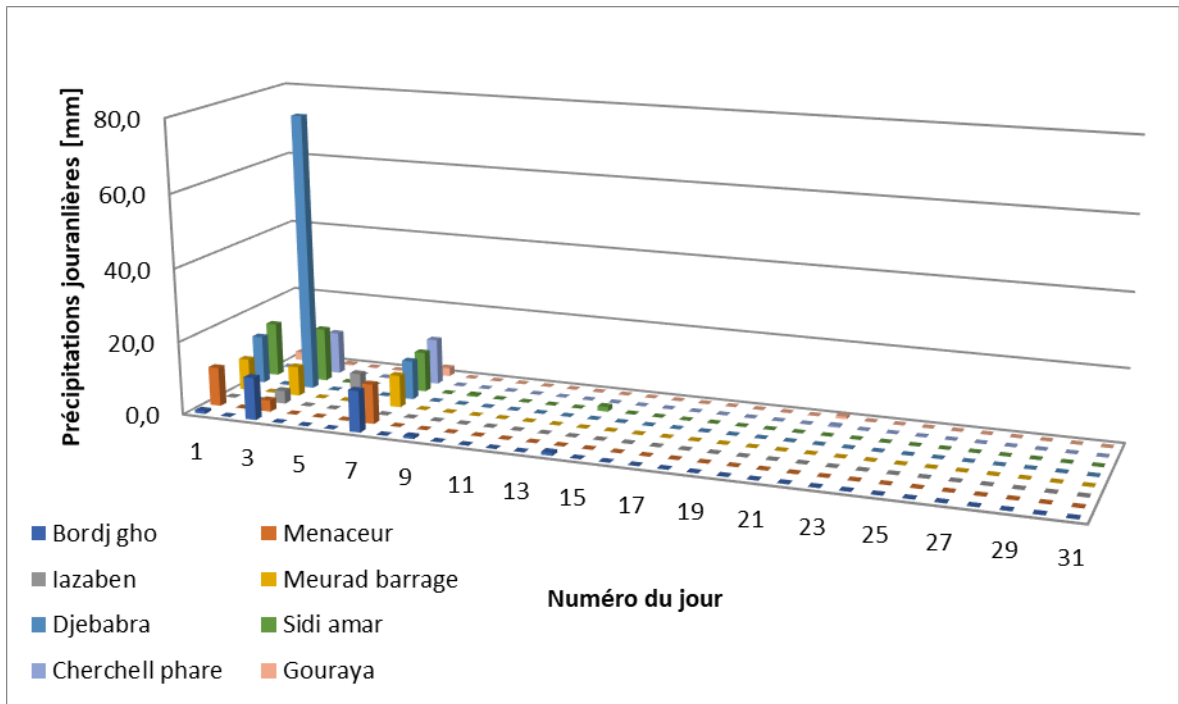


Figure A.46 : Répartition des précipitations pour mai 1980

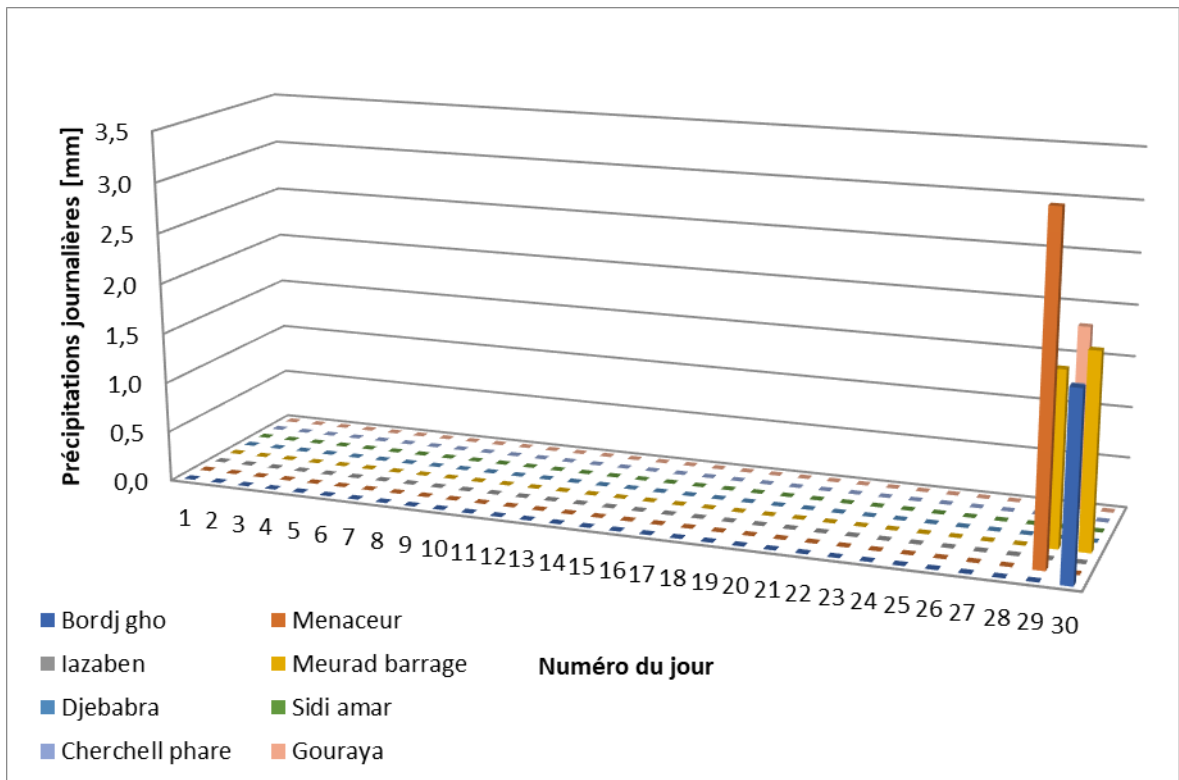


Figure A.47 : Répartition des précipitations pour juin 1980

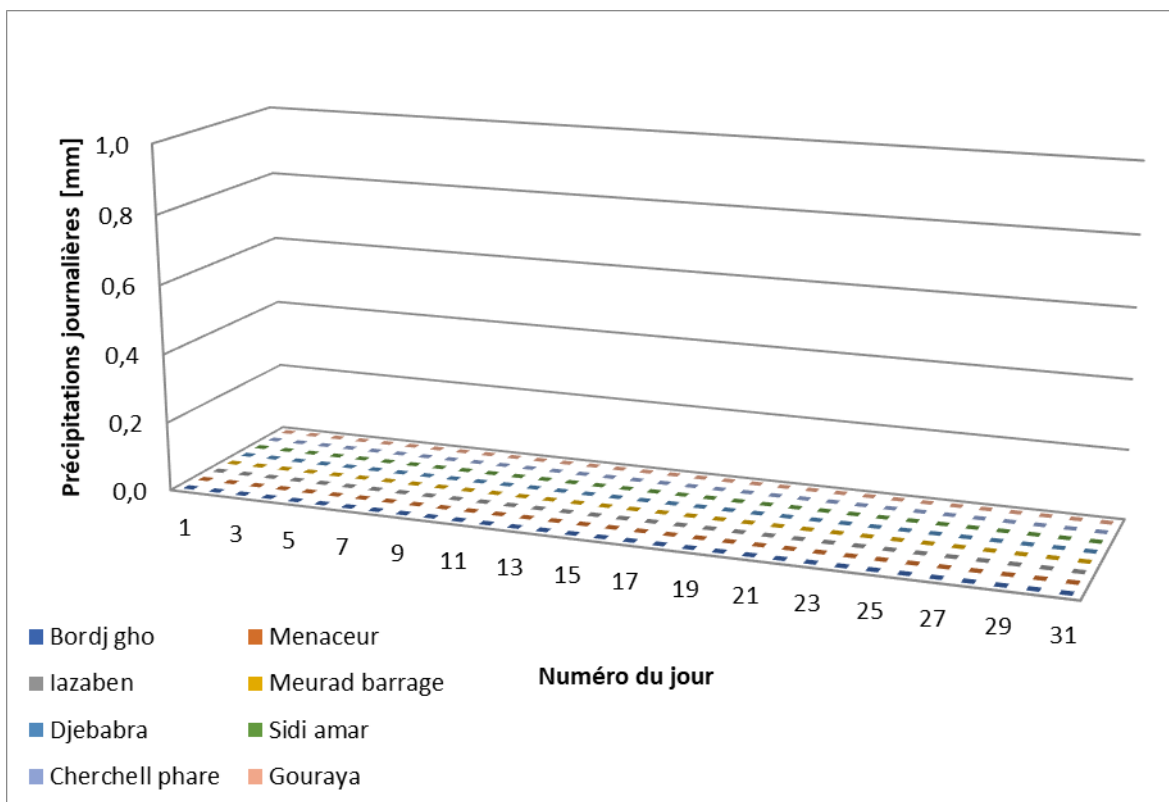


Figure A.48 : Répartition des précipitations pour juillet 1980

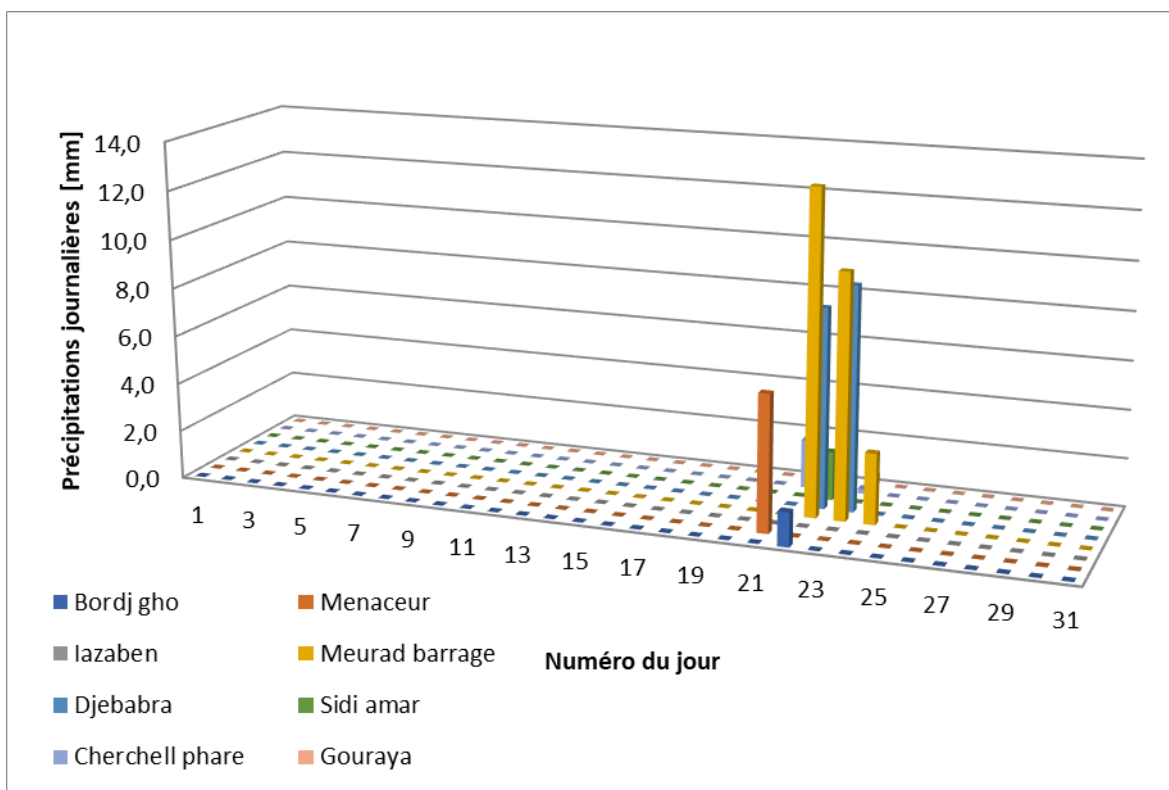


Figure A.49 : Répartition des précipitations pour août 1980

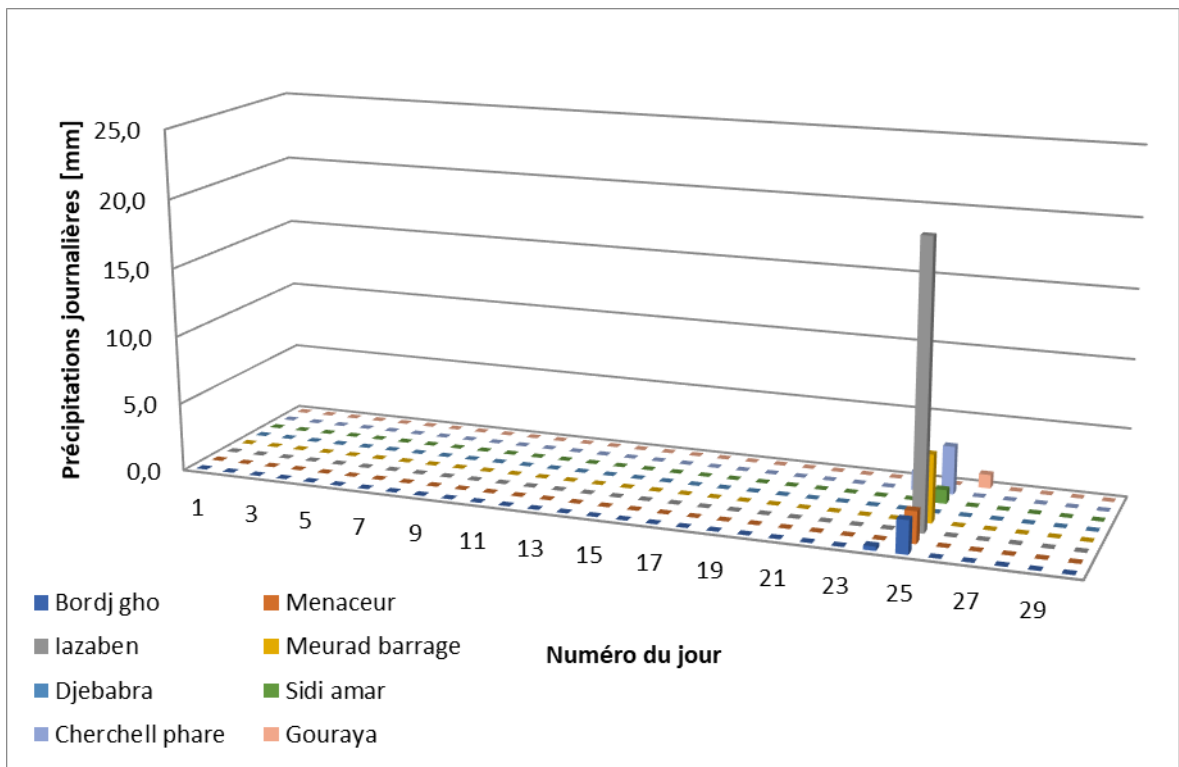


Figure A.50 : Répartition des précipitations pour septembre 1980

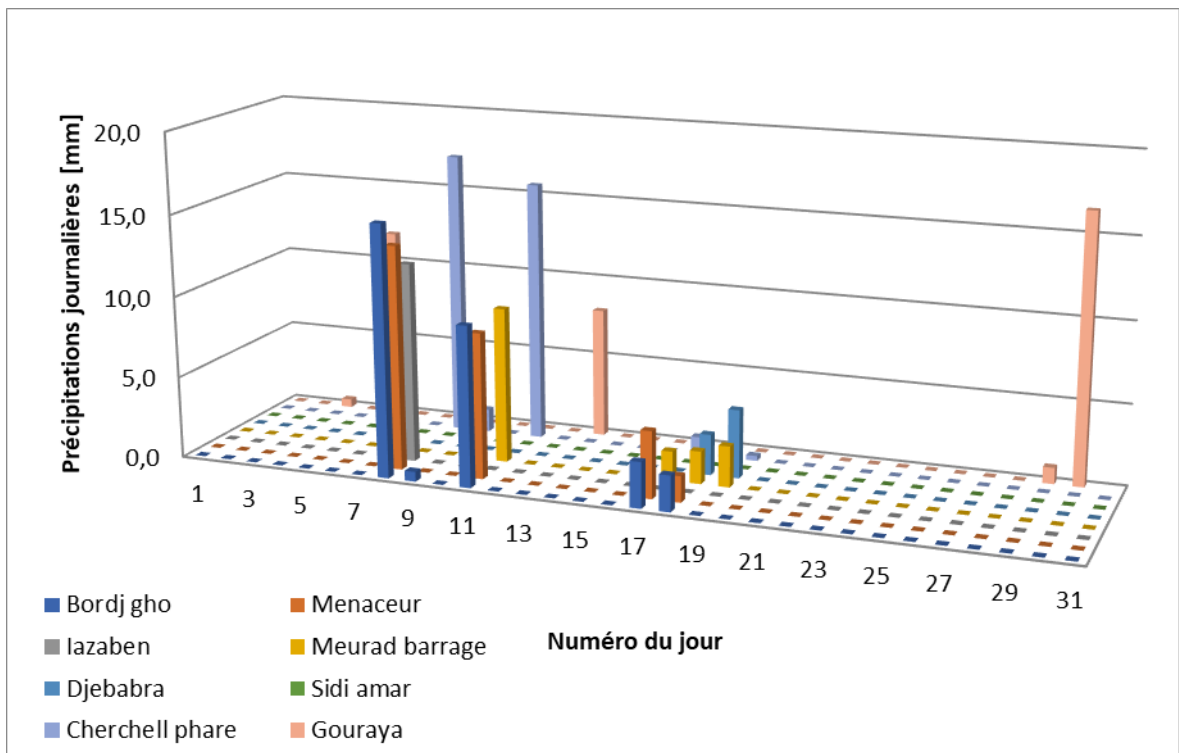


Figure A.51 : Répartition des précipitations pour octobre 1980

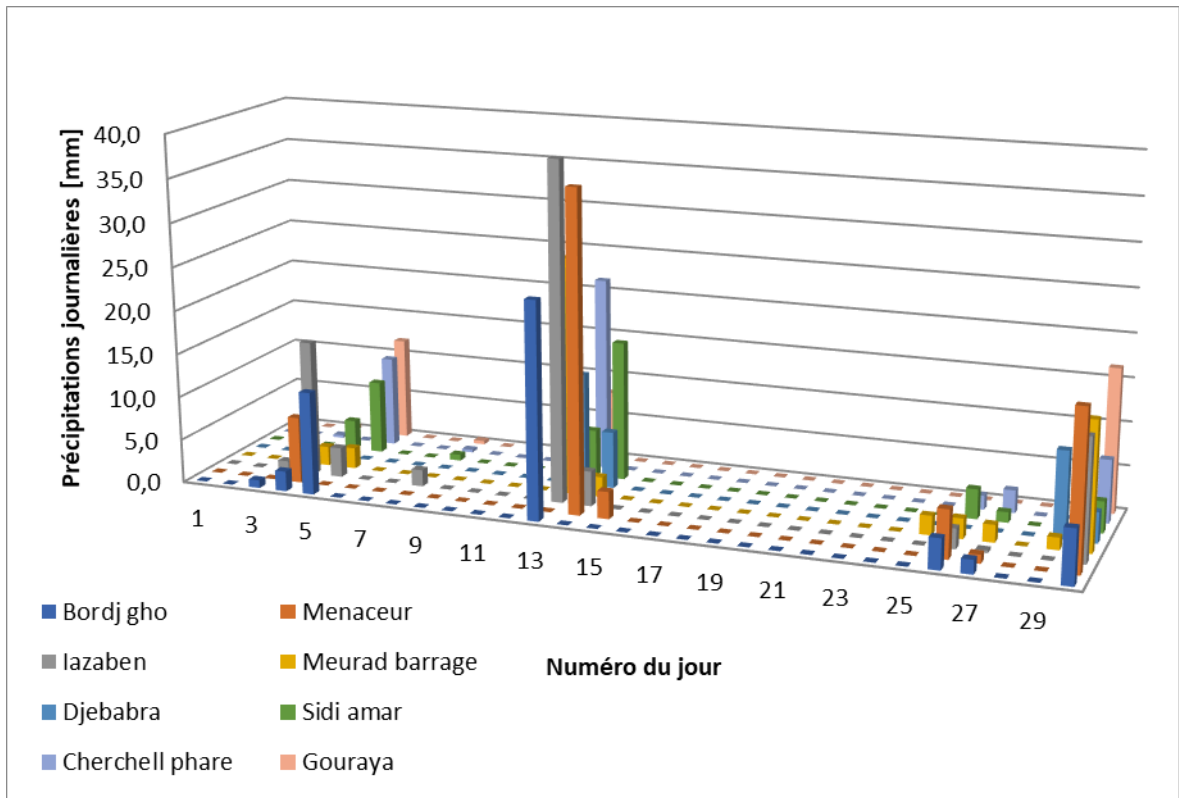


Figure A.52 : Répartition des précipitations pour novembre 1980

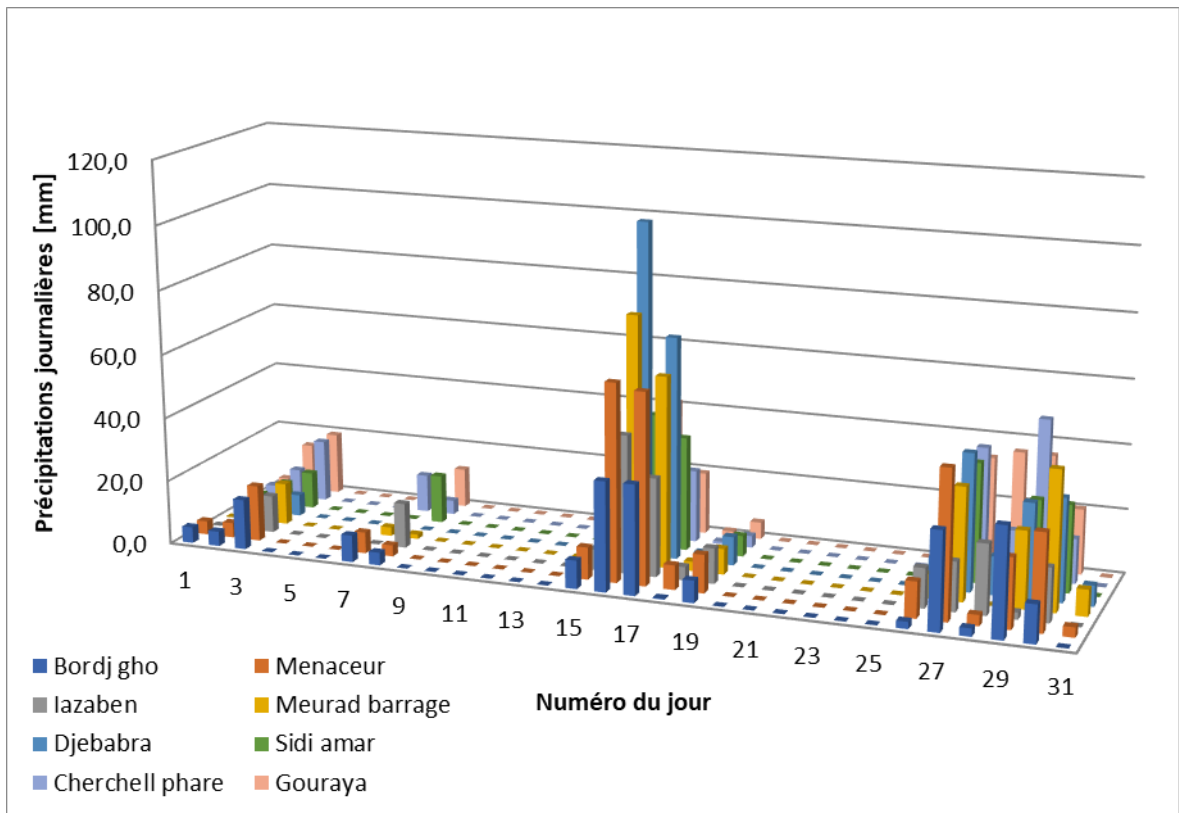


Figure A.53 : Répartition des précipitations pour décembre 1980