

SOMMAIRE

Résumé.....	1
Abstract.....	2
Introduction générale.....	3

Chapitre I

I. PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE.....	9
I.1 Cadre géographique du bassin versant de l'Oued Saida.....	9
I.2 Caractéristiques physiques du bassin d'Oued Saïda.....	10
I.2.1 Surface et périmètre du bassin versant.....	10
I.2.2 Etude du relief.....	10
I.2.3 Forme du bassin.....	12
I.2.4 Notion du rectangle équivalent.....	12
I.2.5 Altitude caractéristique du bassin.....	13
I.2.5.1 Les altitudes maximale et minimale.....	13
I.2.5.2 L'altitude moyenne.....	13
I.2.6 Indices de pente.....	15
I.2.7 Indice de pente de Roche.....	15
I.2.8 Dénivelée spécifique.....	16
I.2.9 La pente moyenne.....	17
I.2.10 Cartes des aspects.....	17
I.3 Etude du réseau hydrographique.....	19
I.3.1 Densité de drainage.....	21
I.3.2 Rapport de confluence.....	21
I.3.3 Rapport des longueurs.....	21
I.3.4 Fréquence des cours d'eau.....	21
I.3.5 Coefficient de torrentialité.....	22
I.3.6 Temps de concentration.....	22
I.4 Géologie du bassin versant de l'oued Saida.....	23
I.4.1 Introduction.....	23

I.4.2	Etude stratigraphique.....	24
I.4.2.1	Le primaire.....	24
I.4.2.2	Le secondaire (Le Trias).....	24
I.4.2.3	Le jurassique.....	24
I.4.2.4	Callovo-Oxfordien et lustonien.....	25
I.4.2.5	Le Kimméridgien.....	25
I.5	Tectonique.....	26

Chapitre II

II. HYDROLOGIE DE L'OUED SAÏDA.....	28	
II.1	La pluviométrie.....	28
II.1.1	Introduction.....	28
II.1.2	Etude des précipitations.....	28
II.1.3	Variation spatio-temporelles de précipitations annuelles.....	30
II.1.4	Précipitations mensuelles.....	32
II.1.5	Les régimes saisonniers.....	33
II.1.6	Etude des températures.....	34
II.1.7	Analyse statistique des séries pluviométriques.....	36
II.1.7.1	Ajustement des précipitations annuelles.....	36
II.1.7.2	Calcul des précipitations pour les périodes de récurrence donnée.....	38
II.2	Etude hydrologique.....	38
II.2.1	Débits moyens annuels.....	39
II.2.2	Analyse des débits annuels.....	39
II.2.3	Hydraulicité.....	40
II.2.4	Ajustement des débits annuels.....	42
II.2.4.1	Ajustement graphique.....	42
II.2.5	L'irrégularité interannuelle des modules.....	44
II.2.6	Etude des débits mensuels.....	44
II.2.7	Coefficient mensuel de débits.....	45
II.2.8	Coefficient de variation.....	46
II.2.9	Bilan moyen annuel de l'écoulement.....	48
II.2.10	Analyse des crues.....	48

Chapitre III

III. MODELISATION PLUIE-DEBIT	51
III.1 Introduction.....	51
III.2 Historique des modèles pluie-débit.....	51
III.3 Objectif de la modélisation.....	54
III.4 Paramètres des modèles globaux.....	54
III.5 Les modèles : classification et exemple.....	55
a) Modèle déterministe.....	56
b) Modèle stochastique.....	56
c) Modèles conceptuels et empiriques.....	56
d) Modèle global ou distribué.....	56
III.6 Modèles génie-rural (GR).....	56
III.6.1 Description.....	56
III.6.2 Principales caractéristiques du modèle GR.....	57
III.7 Dimensions des variables P, ETP, et Q.....	57
III.7.1 Pluie (p).....	57
III.7.2 L'évapotranspiration potentielle (ETP).....	57
a) Formule de Turc.....	58
III.7.3 Débit (Q).....	58
III.8 Calage et validation d'un modèle.....	58
III.9 Choix d'un critère de validation.....	59
III.10 Description du modèle pluie-débit (annuel GR1A).....	59
III.10.1 Introduction.....	59
III.10.2 Description mathématique.....	60
III.11 Description du modèle pluie-débit (mensuel GR2M).....	61
III.11.1 Introduction.....	61
III.11.2 Description mathématique.....	61
III.11.3 Paramètres optimisables.....	64
III.12 Description du modèle pluie-débit (journalier GR4J).....	64
III.12.1 Description mathématique.....	64
III.12.2 Détermination de l'évapotranspiration par la formule d'Oudin.....	67

III.12.3	Paramètres de calage.....	67
III.12.4	Application du modèle GR.....	68
III.13	Interprétation et commentaires des résultats.....	68
III.13.1	Modèle annuel GR1A.....	68
III.13.2	Validation du modèle GR1A.....	70
III.14	Modèle mensuelle GR2M.....	71
III.14.1	Validation du modèle GR2M.....	73
III. 15	Modèle journalier GR4J.....	74
III.15.1	Analyse des résultats.....	76

CHAPITRE IV

IV. TRANSPORT SOLIDE DANS LE BASSIN VERSANT

	DE L'OUED SAÏDA.....	78
IV.1	La problématique de l'érosion des sols, facteurs d'influence et conséquences.....	78
IV.2	Facteurs de l'érosion hydrique.....	79
IV.2.1	Intensité des pluies.....	79
IV.2.2	Le ruissellement.....	80
IV.2.3	La fréquence des pluies.....	81
IV.2.4	Le couvert végétale et les systèmes de culture.....	81
IV.2.5	La topographie.....	82
IV.2.6	L'infiltration.....	83
IV.2.7	L'état hydrique initial.....	83
IV.3	Les différentes formes de l'érosion.....	83
IV.3.1	Erosion en nappe (érosion laminaire).....	83
IV.3.2	Erosion linéaire.....	84
IV.3.3	Erosion en griffe.....	84
IV.3.4	Erosion par ravinement.....	84
IV.3.5	Erosion par sapement des berges.....	86
IV.4	Quantification de l'érosion.....	86
IV.4.1	Modèles empiriques.....	87
IV.4.1.1	Modèle de Wischmeiser et Smith.....	87

IV.4.1.2	Modèle de Fournier.....	88
IV.4.1.3	Modèle de Sogreah.....	88
IV.4.1.4	Modèle de Tixeront.....	88
IV.5	Les mécanismes du transport solide.....	89
IV.5.1	Les crues.....	89
IV.6	Notion de dégradation spécifique.....	90
IV.6.1	Quelques données chiffrées sur les dégradations spécifiques publiées dans des bassins versant Algérien.....	90
IV.7	Erosion et transport solide en suspension.....	91
IV.7.1	Introduction.....	91
IV.7.2	Site de prélèvement et méthodologie de mesure.....	92
IV.7.3	Variation des débits solides en fonction des débits liquides.....	93
IV.8	Modélisation du transport solide.....	93
IV.8.1	Introduction.....	93
IV.8.2	Analyse des résultats et discussion.....	94
IV.9	Echelle saisonnières.....	95
IV.9.1	Analyse des apports saisonniers.....	98
IV.10	Bilan des apports solides annuels.....	99

CONCLUSION GENERALE.....	103
---------------------------------	------------

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	106
---	------------

ANNEXES.....	120
---------------------	------------

Annexe 1 : Données du modèle GR1A (station de Saida).....	120
---	-----

Annexe 2 : Données du modèle GR1A (station de Saida + station de Sidi-Boubkeur).....	121
---	-----

Annexe 3 : Données du modèle GR2M (station de Saida).....	122
---	-----

Annexe 4 : Données du modèle GR2M (station de Saida + station de Sidi-Boubkeur).....	126
---	-----

Annexe 5 : Données du modèle GR4J avec ETP, d'Oudin (station de Saida).....	130
---	-----

RESUME

Le bassin versant de l'oued Saida se situe en zone semi-aride. Affecté, depuis plusieurs décennies par le problème de l'érosion hydrique causée en grande partie par la récession climatique d'une part et la forte pression anthropique d'autre part, provoquant de sérieuses pertes du patrimoine foncier. Dans le cadre de ce travail, et dans le but de mieux cerner le problème, notre étude portera dans une première phase sur un diagnostic physico-géographique, afin de caractériser les différents facteurs naturels intervenant dans les écoulements d'eau et dans une seconde phase, l'évolution des régimes pluviométriques et hydrologiques et leurs conséquences sur les ressources en eau superficielle. Les bilans d'exportations de matières en suspension ont été menés sur une période de 30 années par les services de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques d'Algérie. L'analyse des données a permis de montrer l'importance des saisons dans la compréhension des phénomènes hydrologiques dans ce bassin des régions semi-arides. Les flux de sédiments en suspension recueillis à l'exutoire d'un bassin versant sont étroitement liés aux débits liquides. Les modèles de relation liant ces deux paramètres reposent sur des concepts similaires faisant intervenir la loi de puissance $y=ax^b$. L'objectif principal à trait aux aspects théoriques et pratiques du phénomène du transport solide. Les résultats ont permis d'identifier de manière assez concluante les modèles saisonniers. L'échelle saisonnière est très représentative du phénomène du transport solide. Les valeurs maximales des apports solides sont enregistrées durant la saison d'automne dépassant significativement les autres saisons. Cette variabilité trouve son explication dans les caractéristiques biogéographiques du milieu et la nature agressive des pluies d'automne. Les apports solides sont estimés à 29667 t/an, avec une dégradation spécifique de 55 t/km²/an. La modélisation du comportement hydrologique est incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à l'évaluation et la gestion optimale des ressources eau. Ceci s'illustre par un aspect quantitatif, dans les pays comme l'Algérie où l'alimentation en eau est un facteur limitant. Pour ce faire, nous avons utilisé le modèle du génie-rural suivant trois échelles de temps annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J). Les paramètres de ces modèles, ont été déterminés avec des critères de qualité satisfaisants. Les critères de Nash obtenus sont supérieurs à 70%, avec des coefficients de corrélations acceptables.

Mots-Clés : Erosion, Bassin versant, Transport solide, Modélisation, Pluie-Débit, Modèle, GR, Oued Saida, Algérie.

ABSTRACT

The catchment area of the river Situated is semi- arid zone. Affected for decades by the problem of water erosion caused largely by climate recession on the one hand and strong anthropogenic pressure on the other, causing serious losses of property assets. As part of this work, in order to better identified the problem, we will study in the first phase of a physico- geographical diagnostic to characterize the various factors involved in natural water flows and in a second phase, changes in rainfall and hydrological regimes and their impact on surface water resources.

Balances export of suspended solids were conducted over a period of 30 years by the services of the National Agency for Water Resources of Algeria. Data analyses have shown the importance of seasons in the understanding of hydrological phenomena in this basin of semi-arid regions. Flow of suspended sediments collected at the outlet of a watershed are closely related to liquid flow. Models of relation between these two parameters based on similar concepts involving power law $y = ax^b$. The main feature of the theoretical and practical aspects of the phenomenon of sediment transport objective. The results have identified fairly conclusive seasonal patterns. The seasonal scale is very representative of the phenomenon of sediment transport. The optimal values of sediment yield were recorded during the autumn season and showed that they significantly surpassed those of the other seasons. This variability can be explained by biogeographical characteristics of the environment and the aggressive nature of autumn rains. Sediment yield is estimated at 29667 t/year, with a specific degradation of 55 t/km²/an.

Modeling the hydrological behavior is essential when one is interested in issues related to the evaluation and optimal management of water resources. This is illustrated by a quantitative aspect, in countries like Algeria, where the water supply is a limiting factor. To do this, we used the model of rural engineering in three annual time scales (GR1A), monthly (GR2M) and daily (GR4J). The parameters of these models have been determined with satisfactory quality criteria. Nash criteria obtained are above 70% with acceptable correlation coefficients.

Keywords : Erosion, Watershed, Sediment transport, modeling, rain-flow, Model GR, Oued Saida , Algeria .

INTRODUCTION GENERALE

De tous temps, l'eau a accompagné la vie des êtres humains, elle est devenue un élément essentiel de l'hygiène et de la santé. L'eau s'inscrit ainsi au cœur même de la civilisation. La rareté de l'eau douce et son inégale répartition géographique provoquent des conflits juridiques et politiques entre de nombreux pays et bien des communautés humaines. Elle est tellement précieuse que l'or a pris la couleur bleue.

Une prise de conscience internationale vis-à-vis du changement climatique et de ses conséquences est observée depuis les années 80. Les causes et les impacts de ce changement climatique font l'objet de nombreux débats. Cependant, l'ensemble des communautés semble être d'accord sur le fait que les événements extrêmes vont s'accroître sous l'effet de ce changement climatique. D'où une inquiétude grandissante de l'opinion publique face aux impacts de ces changements sur les ressources naturelles et particulièrement les ressources hydriques. Nous assistons, alors à une mobilisation importante autour de la thématique des ressources en eau. Depuis 1965, l'Organisation des Nations Unies pour l'Education, les Sciences et la Culture (UNESCO) a mis en place une succession de programmes hydrologiques visant d'une part à mieux comprendre le fonctionnement hydrologique des différentes régions du globe et d'autre part à accompagner les différents utilisateurs à une gestion optimisée et concertée pour éviter les gaspillages mais surtout des tensions politiques potentielles majeures. La mobilisation autour de l'eau observée depuis quelques dizaines d'années est motivée par des préoccupations qui dépassent maintenant la ressource en elle-même : les enjeux sociaux, politiques et stratégiques sont majeurs.

De ce fait, l'eau en Algérie n'a jamais autant retenu l'attention des pouvoirs publics secourus par les organismes spécialisés qui prévoient de graves pénuries à des échéances très proches. Il est admis que des mesures sont nécessaires pour améliorer la capacité à s'adapter à la variabilité hydrologique et aux phénomènes extrêmes (inondations et sécheresses) observés aujourd'hui dans des circonstances dynamiques (notamment les pressions actuelles dues à la démographie, à l'économie, à l'utilisation des terres et au développement régional).

La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à l'évaluation et la gestion optimale des ressources en eau. Ceci s'illustre par un aspect quantitatif, dans les pays comme l'Algérie où l'alimentation en eau est un facteur limitant. Les périodes de

sécheresse qui ont sévi ces dernières années ont fait diminuer les réserves en eau, et l'introduction de méthodes d'optimisation de ces ressources s'est révélée utile et indispensable. Cela passe par la maîtrise de la modélisation de la relation pluie-débit Benkaci,(2001).

La modélisation pluie-débit a pris une dimension tellement importante qu'on la surnomme le cœur même de l'hydrologie. Il s'agit d'une représentation mathématique simplifiée de tout ou partie des processus du cycle hydrologique par un ensemble de concepts hydrologiques exprimés en langage mathématique et reliés entre eux dans des séquences temporelle et spatiale correspondant à celles que l'on observe dans la nature. L'intérêt d'un modèle réside dans sa capacité à apporter une réponse satisfaisante aux questions que l'on se pose à propos de l'objet modélisé.

La résolution des problèmes liés à la gestion des bassins versants notamment l'aménagement des ponts et des barrages, la prévision des conséquences des inondations nécessite une parfaite connaissance de leurs étiages et de leurs crues. Les problèmes peuvent se poser en tout point d'un réseau hydrographique. Pour y répondre l'hydrologue doit disposer de données permettant la paramétrisation de modèles pertinents. Malheureusement, il ne dispose pas toujours de mesures des écoulements sur le point hydrographique auquel il s'intéresse. Le plus souvent, cependant, l'hydrologue dispose de données de pluie qui sont généralement beaucoup plus abondantes et mieux distribuées spatialement que les séries de débit. C'est la raison qui pousse naturellement à s'intéresser aux modèles pluie-débit qui permettent de reconstituer ou de compléter des séries de débit d'un cours d'eau à partir des séries de pluie existantes. Ils permettent aussi de prévoir les débits d'un cours d'eau à partir de pluies simulées. Différents modèles mathématiques sont utilisés : statistiques ou stochastiques boîte noire, conceptuels, globaux ou distribués.

Dans ce travail, nous avons opté pour la classe des modèles hydrologiques conceptuels globaux tels que les modèles empiriques du Génie Rural mis au point par le CEMAGREF : GR1A (initié en 1990 et développé par Mouelhi (2003), Mouelhi (2006), GR2M, proposé successivement par Kabouya (1990), Kabouya et Michel (1991), Makhoul et Michel (1994), qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. Le modèle GR4J, Son développement a été initié au début des années 1980. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Edijatno et Michel (1980), Edijatno (1991), Nasciemento (1995), Edijatno et al (1999), Perrin (2000) et Perrin et al (2003). Ces modèles ne nécessitent pas une description fine du bassin versant. Les variables d'entrée sont limitées aux séries de pluies, de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et des débits pour le calage. Le nombre de paramètres à optimiser est limité à un pour le GR1A à deux

pour le GR2M et à 4 pour le GR4J. L'objectif visé ici est de déterminer pour le bassin versant de l'oued Saida les paramètres du modèle qui seront considérés comme celles relatifs à son fonctionnement.

L'eau est devenue, ces dernières années pour de nombreux pays dont l'Algérie, une problématique d'ordre stratégique. En effet, l'Algérie est confrontée aujourd'hui à un manque d'eau important dû à la semi-aridité de son territoire, aux faibles précipitations et à la sécheresse qui sévit d'année en année.

A l'échelle mondiale, l'érosion du sol reste le plus grand problème de l'environnement, menaçant non seulement les pays développés, mais encore plus les pays en développement. 56% de ces pertes sont attribuables à l'érosion hydrique et 30% à l'érosion éolienne (FAO, 1994). Malheureusement, ce phénomène ne cesse de s'accroître, à cause de certaines actions néfastes de l'homme. Nous citons à titre d'exemple, en Tunisie l'érosion hydrique menace environ 3 millions d'hectares, dont 1,5 millions d'hectares sont gravement affectés par une érosion forte à moyenne, Achouri (2000). Au Maroc, d'après une étude de la FAO (1990), la situation continue à se détériorer : 40% des terres sont menacées par l'érosion hydrique. En Algérie, l'intensité de l'érosion hydrique varie d'une région à l'autre. La partie Ouest du pays est la plus érodée, où l'érosion touche 47% de l'ensemble des terres, suivie du centre 27% et de l'est (26%).

L'érosion spécifique varie de 2000 à 4000 t/Km².an, Touaïbia (2010). L'Algérie est de ce fait l'un des pays les plus menacés dans le monde par l'érosion Achite et al. (2006). L'envasement des barrages est posé actuellement comme un problème de grande importance aussi bien pour l'Algérie que pour le reste des pays du Maghreb, où la capacité de stockage est en nette diminution avec une régression moyenne égale à 5% par an (Kassoul et al, 1997). Selon une étude établie par l'agence nationale des barrages (ANB) en 2003 un taux d'envasement de 12,21% a été enregistré pour les barrages de l'est algérien, 16,47% et 19,08% pour les régions du centre et de l'ouest. Cette situation aura pour impact une réduction de la capacité utile de la réserve d'eau. Comme conséquences de ces dégradations, la part des sédiments qui se déversent chaque année est estimée à 45 millions de m³ de vase se déposant au fond des barrages, ce qui représente une perte de capacité de stockage égale à 0,7% de la capacité totale Remini (2008).

Le bassin versant de l'oued Saida, fait partie des bassins méditerranéenne sud. Il est caractérisé par un climat de type semi-aride, chaud en été et froid et sec en hiver. Les irrégularités sévères des précipitations dans le temps et dans l'espace ont engendrés des averses fréquentes et importantes ayant une efficacité élevée en transport solide. Plusieurs

auteurs ont publiés des travaux sur le phénomène (Probst et Amiotte, (1992), Terfous et al., (2001), Achite et Meddi, (2004), Bouanani, (2004, 2013) , Ghenim, (2008).

Le présent travail s'inscrit dans cette axe. Il s'intéresse au bassin versant de l'Oued Saida évoqué depuis longtemps dans l'histoire de Saida (Fiallias, 1886), Guy de Maupassant le décrit formidablement bien dans son recueil de « voyage au Soleil » (Guy de Maupassant, 1881).

La rivière, fleuve là-bas (l'Oued Saida), ruisseau pour nous, s'agite dans les pierres sous les grands arbustes épanouis, saute des roches, écume, ondoie, et murmure. L'eau est chaude, presque brûlante. D'énormes crabes courent sur les bords avec une singulière rapidité , les pinces levées en me voyant. De gros lézards verts disparaissent dans les feuillages. Parfois un reptile glisse entre les cailloux.

Le ravin se rétrécit comme s'il allait se refermer. Un grand bruit sur ma tête me fait tressaillir. Un aigle surpris s'envole de son repaire, s'élève vers le ciel bleu, monte à coups d'aile lents et forts, si large qu'il semble toucher aux deux murailles.

L'Oued Saida était auparavant un lieu de détente et de loisirs. Il s'écoulait en abondance et sa qualité permettait un développement normal de la faune et la flore, dont il était très riche. Les riverains l'utilisaient comme source d'irrigation de leurs terres et pour l'abreuvement du cheptel sans aucun danger sanitaire.

Aujourd'hui, il apparaît clairement que la sécheresse et la variabilité climatique qu'a connue la région de Saida durant les années 40 et 80 jusqu'à nos jours, ont eu déjà des impacts négatifs sur les ressources hydriques de la région. La plus récente a été caractérisée par la diminution de la pluviométrie associée à l'accroissement considérable de la température durant les dernières années à influencé par son ampleur spatiale, son intensité et par son impact majeur sur la diminution des ressources en eau de la région. Les cours d'eau du bassin versant sont dans la plupart du temps à sec, le niveau piézométrique des nappes souterraines s'est abaissé d'une manière considérable, jusqu'au point où les ressources hydriques n'arrivent plus à satisfaire la population en eau potable. S'ajoute à cela, le phénomène de l'érosion hydrique qui réduit non seulement l'épaisseur des sols mais réduit également aux sols sa matière organique qui lui garantit sa fertilité. Des quantités non négligeables de nutriments et de micropolluants, fixés sur les particules de sol et la matière organique érodées, peuvent être déplacées vers les cours d'eau. Ce processus engendre d'une part la baisse des rendements agricoles et d'autre part des inondations et entraînant des dégâts importants aux infrastructures situées en aval du bassin.

Problématique

Les pertes en sols des terres, leur transport et leur sédimentation dans les infrastructures hydrauliques, hydro-agricoles, portuaires, routières... ont poussé les décideurs à examiner de plus près cette problématique, vu son ampleur et les conséquences qu'elle engendre face aux changements climatiques attendus. Des outils d'investigation ont été mis en œuvre pour tenter de maîtriser le phénomène, malheureusement les sols continuent à se dégrader malgré une lutte antiérosive intensive entreprise à l'échelle des bassins-versants des barrages en exploitation, dans une première phase. Le phénomène a atteint un stade parfois irréversible. Toutes les formes d'érosion y sont associées, laissant des paysages désolés. Le phénomène s'est accru et s'amplifie aussi bien dans l'espace que dans le temps, aggravé en maints endroits par le changement climatique. Des alternances d'inondations torrentielles et de sécheresses prolongées sont observées. Conjugées à une action anthropique non contrôlée (incendies, défrichement, surpâturage...) elles rendent le bassin d'alimentation et le réseau d'écoulement très vulnérables au phénomène érosif Touaibia, (2010).

En région méditerranéenne, et notamment en zone semi-aride, le climat est le premier responsable du phénomène avec les variations spatio-temporelles brusques des précipitations et des écoulements, l'action du gel et du dégel, le pouvoir évaporant du sirocco... conjugués à l'action anthropique.

Dans les hauts-plateaux, et plus particulièrement dans la région de Saida, le climat est très agressif. Les pluies torrentielles sont fréquentes en automne, au moment où la couverture végétale est absente. Des intensités, dépassant 36 mm/h ont été observées, provoquant des crues violentes, rapides et chargées, ayant des répercussions directes, tant à l'amont par des pertes de sol et des ravinements qu'à l'aval par des inondations, des dépôts de sédiments qui finiront par se déposer dans les infrastructures hydrauliques aval en l'occurrence le barrage de Wizert.

Résultats et conséquences de l'érosion

Les différents stades d'évolution du phénomène de l'érosion hydrique (splash, griffe, strie, rigole, ravine, ravin...) confèrent au relief des paysages très marqués par son ampleur.

Les résultats de l'érosion pluviale se manifestent par des paysages empierrés, des glissements de terrains, des mouvements de masse, un ravinement intense et des envasements des infrastructures de mobilisation d'eau. Les conséquences sont d'autant plus

graves que l'érosion est active dans les régions exemptes d'aménagements, engendrant des pertes économiques très importantes (inondations et asphyxies des terres cultivées, ensablement de barrages....) en provoquant un régime d'écoulement torrentiel. Sur le bassin d'alimentation, le transport solide provoque un colmatage superficiel des sols (sols lourds) et augmente le ruissellement aux dépens de l'infiltration. L'érosion va contribuer au changement progressif du relief, en accentuant les pentes, en provoquant des ravinements intenses et en accélérant la formation du réseau hydrographique au profit des surfaces arables. La forme la plus grave de l'érosion en Algérie est l'érosion par ravinement du réseau d'écoulement qui peut représenter à elle seule plus de 50 % de l'apport solide annuel, Touaïbia (2010).

ORGANISATION DU MEMOIRE

Les travaux entrepris dans le cadre de cette thèse s'organisent autour de quatre chapitres qui sont développés dans ce mémoire.

- Le diagnostic physico-géographique, qui permettra de caractériser les principaux facteurs naturels intervenant dans l'alimentation en eau et dans l'écoulement (situation, relief, formation géologique, réseau hydrographique).
- Détermination des processus hydrologiques, leurs fonctionnement et leur impact sur la variabilité spatio-temporelle. L'étude hydrologique portera aussi, sur le traitement statistiques des données hydrométriques ainsi que l'évaluation des apports liquides annuels, mensuels et saisonniers.
- La modélisation pluie-débit, portera sur l'application des modèles de génie-rural, GR1A, GR2M et GR4J. L'objectif est de trouver les paramètres optimaux de chaque modèle qui permettent une meilleur simulation pour la pévision des crues et des étiages ainsi que pour le comblement des lacunes dans les séries des données.
- L'étude des transports solides en suspension et modélisation, permettra d'évaluer des quantités de sédiments transportés par l'oued Saida. Cette quantification sera déterminée, après adaptation d'un modèle statistique de calcul reliant les variables et paramètres qui régissent le phénomène du transport solide.

Enfin, nous cloturons cette thèse par une conclusion générale.

Chapitre I

PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

I.1 Cadre géographique du bassin versant de l'Oued Saida.

Le bassin versant d'Oued Saida fait partie du grand bassin de la Macta qui s'étend au Nord-Ouest de l'Algérie dans les derniers contreforts tabulaires du versant sud de l'Atlas Tellien qui est formé par les monts de Tlemcen, de Daïa et de Saida, au seuil des hautes plaines steppiques des hauts plateaux. L'altitude des crêtes du bassin varie entre 1150m et 520m, culminant à plus de 1238m au Djebel d'El-Hassa au Sud-ouest de Saida. Il est limité à l'est par les sous-bassins de l'Oued Hounet et Berbour, au Nord par le sous-bassin de Fergoug est à l'ouest par le sous-bassin de l'Oued Taria. Il occupe la partie sud-est de la Macta, sa structure est celle d'une vallée entaillée du sud au nord (Figure I.1).

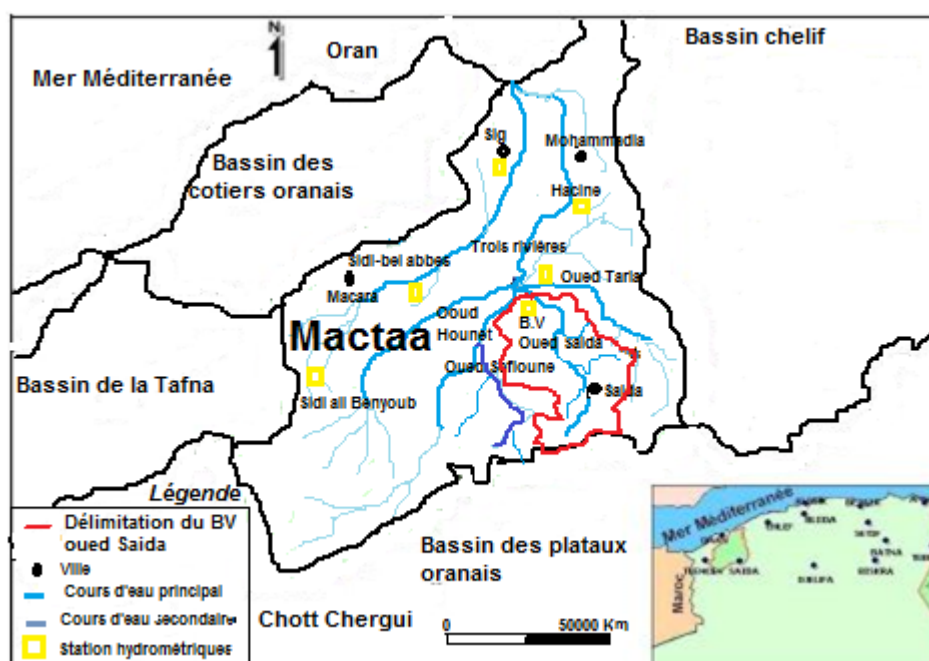


Figure I.1 Situation du bassin versant de l'Oued Saida (ABH O.C.C 2006).

L'oued Saida prend naissance au niveau des massifs calcaires des monts de Daïa à une altitude de 1150m. Le long de son parcours, l'oued Saida reçoit plusieurs affluents dont les plus importants : l'Oued Tebouda, l'Oued Nazreg et l'Oued Massil. Certains sont permanents et ne tarissent jamais en occurrence, Oued Tebouda et Oued Nazreg. L'oued

Massil est temporaire, non alimenté par les sources ne dépend que des précipitations. Ces différents cours d'eau confluent en amont et se déversent dans le barrage de Wizert.

Le bassin versant est constitué d'un vaste plateau dont la lithologie est composée de calcaires dolomitiques et d'argiles gréseuses qui affleurent de l'est à l'ouest de l'oued Saïda. D'épaisses couches calcaire-dolomitiques forment les plus importants aquifères de la région. Ils sont très karstifiés, la présence de failles et fissures facilite l'infiltration massive des eaux.

I.2 Caractéristiques physiques du bassin d'Oued Saïda

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique, et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage Musset (2005). Parmi les caractéristiques morphologiques nous citons en premier lieu, la taille du bassin (sa surface), sa forme, sa pente et son orientation. A ces facteurs s'ajoutent encore le type de sol, le couvert végétal et les caractéristiques du réseau hydrographique. Ces facteurs physiques, s'estiment aisément à partir de cartes adéquates ou en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques. Pour le cas de notre étude, nous avons utilisé le logiciel MAP-INFO 7.0 pour la digitalisation, ainsi que pour la détermination du modèle numérique du terrain (M.N.T).

I.2.1 Surface et périmètre du bassin versant.

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits d'écoulement sont en partie reliés à sa surface. La détermination de la surface du bassin versant ainsi que son périmètre ont été déterminés par la technique de digitalisation de la carte topographique établie à l'échelle 1/25000 grâce au logiciel MAP-INFO 7.0. Cette technique nous a permis de déterminer avec précision la surface de notre bassin versant qui est de 543 Km² et un périmètre de 153 Km.

I.2.2 ETUDE DU RELIEF

Les altitudes ainsi que la forme du relief influent considérablement sur les différents paramètres hydroclimatiques d'une région donnée. Elles déterminent en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. Partant de la répartition par tranches d'altitudes du bassin (tableau I.1), nous avons établi la courbe hypsométrique et le diagramme des fréquences altimétriques figure I.2.

Tableau I.1 Répartition hypsométrique du bassin d'oued Saida

Tranches d'altitudes	Ai (Km ²)	Ai cumulées (Km ²)	Ai (%)	Ai cumulées (%)
1150 – 1100	3,60	3,6	0,66	0,66
1100 – 1050	41,70	45,3	7,67	8,33
1050 – 950	118,50	163,8	21,82	30,15
950 – 850	109,17	272,97	20,10	50,25
850 – 750	118,8	391,77	21,87	72,12
750 – 650	95,10	486,87	17,51	89,63
650 – 550	37,37	524,24	6,92	96,55
550 - 520	18,76	543,0	3,45	100

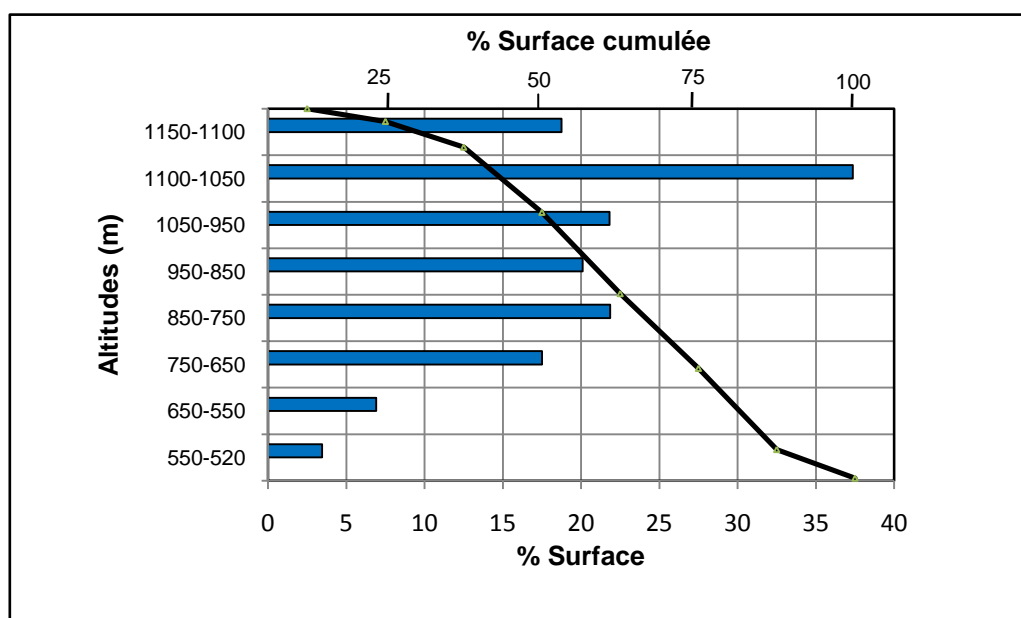


Figure I.2 Courbe hypsométrique et histogrammes des fréquences altimétriques du bassin de l'oued Saida

La courbe hypsométrique, montre une concavité vers le bas avec des pentes faibles vers les hautes altitudes 1% à 2% indiquant la présence de zones abruptes en amont du bassin, favorisant ainsi un écoulement torrentiel.

Les pentes de la courbe sont importantes vers les basses altitudes et expriment que l'oued Saida termine sa course au niveau d'une zone pénéplaine et les risques d'inondation ne sont pas à exclure. L'oued Saida, présente bien l'état d'équilibre du bassin, offrant un potentiel érosif moyen à faible.

I.2.3 Forme du bassin.

La nature de la forme d'un bassin, influence énormément l'écoulement et détermine l'allure de son hydrogramme. Un bassin très allongé ne réagit pas de la même manière qu'un autre bassin de forme très ramassés ayant évidemment les mêmes caractéristiques Roche (1963).

Généralement, la forme d'un bassin versant est relative à l'indice de compacité de Gravelius. Ce dernier est déterminé en comparant le périmètre (P) du bassin à celui d'un cercle possédant la même superficie (A).

$$K_G = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (2)$$

K_G : Indice de compacité de Gravelius.

P : Périmètre du bassin versant (Km).

A : Surface du bassin versant (Km²).

Sur le plan morphologique, l'indice de compacité K_G est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire, est supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée. Pour le cas du bassin versant de l'oued Saida, la valeur du coefficient de compacité $K_G = 1,61$ indique que le bassin est de forme plutôt allongée.

I.2.4 Notion du rectangle équivalent.

Ce paramètre traduit l'influence de la forme géométrique du bassin sur les écoulements. Le rectangle équivalent s'identifie par une simple transformation géométrique du contour du bassin en un rectangle de même surface (A), de périmètre (P), de longueur (L), de largeur (l), indice de compacité K_C , et de la même courbe hypsométrique que le bassin versant étudié. Les courbes de niveau devenant des droites parallèles aux petites côtes et les exutoires du bassin versant étant assimilées à l'un de ces petits côtés du rectangle (Figure I.3)

La longueur du rectangle est déduite à partir de la relation suivante :

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

L'application de la relation (1), donne $L = 56,20$ Km.

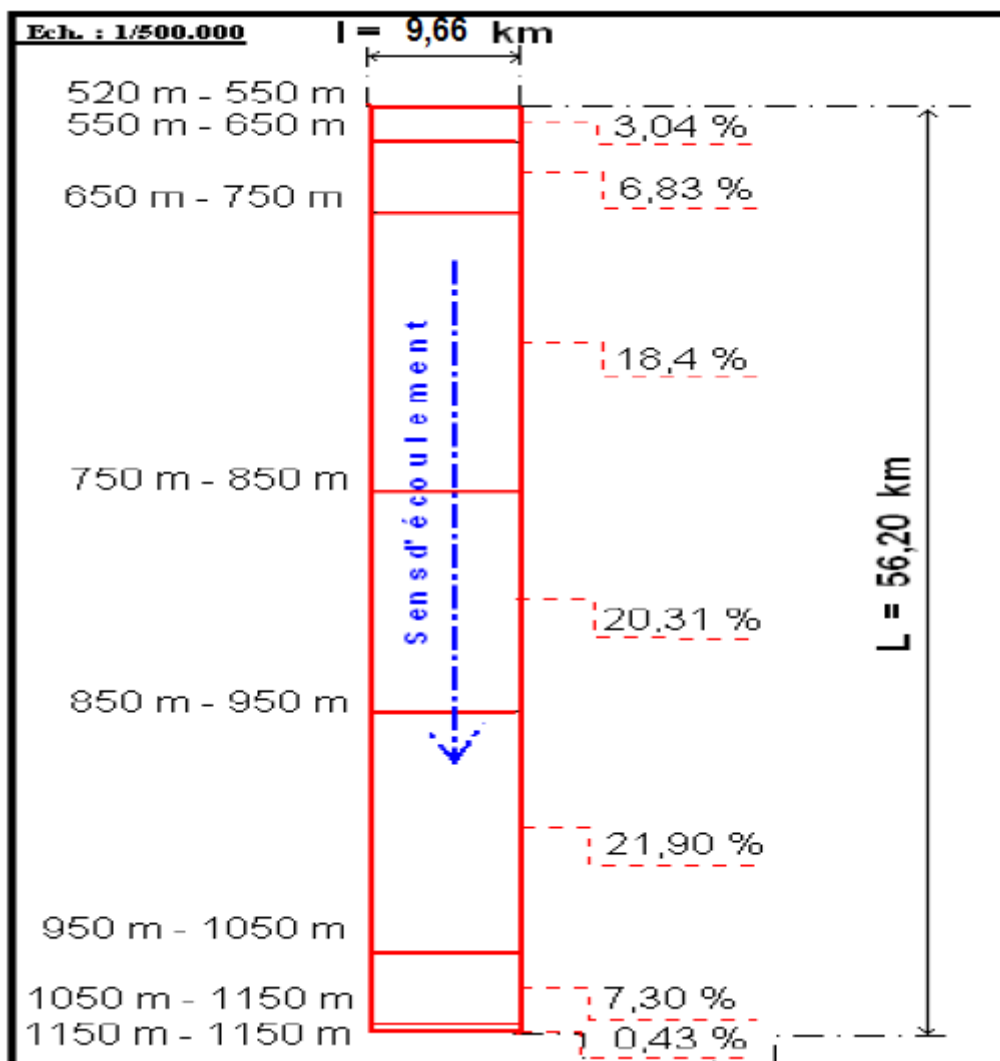


Figure I.3 Représentation schématique du rectangle équivalent du bassin versant de l'oued Saida

I.2.5 Altitudes caractéristiques du bassin

I.2.5.1 Les altitudes maximale et minimale

Elles sont obtenues directement à partir de la carte topographique. Ces deux données déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente. Pour le cas de notre bassin $H_{max} = 1150$ et $H_{min} = 520$ m.

I.2.5.2 L'altitude moyenne.

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i \cdot h_i}{A} \quad (3)$$

$$H_{moy} = 847\text{m}$$

H_{moy} : altitude moyenne du bassin (m) ; A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau (Km^2) ; h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m) ; A : superficie totale du bassin versant (Km^2).

La figure I.4 englobe le modèle numérique du terrain (M.N.T) du bassin versant de l'oued Saïda. Elle donne un aperçu quant à la répartition des altitudes dans le bassin et confirme par ailleurs les informations données par la courbe hypsométrique.

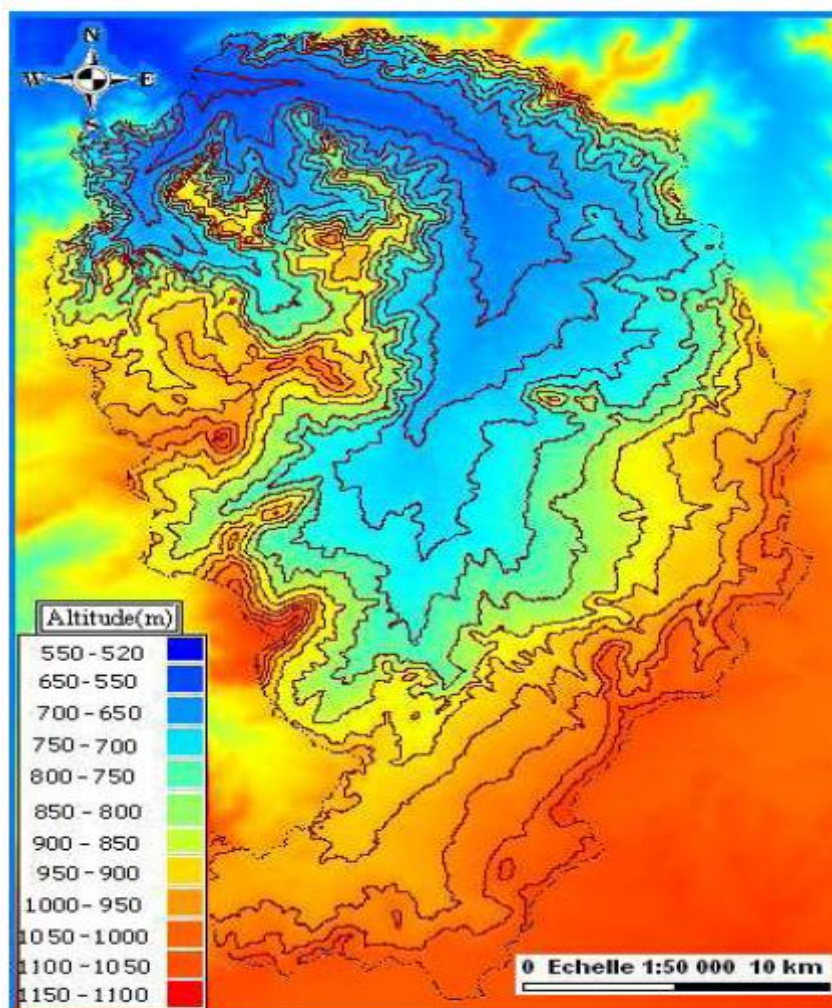


Figure I.4 Modèle numérique du terrain (M.N.T) du bassin versant de l'oued Saïda

I.2.6 Indices de pente.

Le relief joue un rôle important, car il commande en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains. Son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente global I_g donné par la relation :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (4)$$

I_g : indice globale de Roche

D: dénivelée (m).

L : Longueur du rectangle équivalent en (Km)

Sur la courbe hypsométrique déjà tracée, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5% de la surface totale.

H_5 et H_{95} sont les altitudes entre lesquelles s'inscrivent 90% de la surface du bassin. La dénivelée D est donc égale à $H_5 - H_{95}$.

I.2.7 Indice de pente de ROCHE

L'indice de pente de ROCHE sert à déterminer la pente moyenne à partir des données du bassin versant. Il tient compte du facteur de ruissellement et de l'influence du facteur de pente sur le régime hydrologique du bassin.

M. ROCHE a introduit cet indice qui se calcule, directement à partir du rectangle équivalent, l'indice de pente I_p défini par Roche est égal à :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \cdot \sum \sqrt{B_i \cdot [a_i - a_{i-1}]} \quad (5)$$

B_i : fraction de la surface totale du bassin comprise entre les côtes a_i et a_{i-1} ; fonction donnée par le tableau hypsométrique.

a_i : distance séparant deux courbes de niveau sur le rectangle équivalent.

L : longueur du rectangle équivalent.

I.2.8 Dénivelée spécifique

La dénivelée spécifique apparaît donc comme une correction de la dénivelée simple par application d'un coefficient qui dépend de la forme du bassin, ce qui donne la possibilité de comparaison entre ses valeurs pour différents bassins. La dénivelée spécifique se calcule alors par la relation suivante :

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{A} \quad (6)$$

I_g : Indice de pente global (m/Km).

A : aire du bassin (km²).

Les valeurs de I_g , I_p et D_s sont portées au tableau I.2

Tableau I.2 Indice de pente et relief du bassin versant de l'oued Saida.

Bassin	I_p (%)	I_g (m/Km)	Relief selon I_g	D_s	Relief selon D_s
Oued Saida	35	9,25	Relief très fort	215	Relief assez fort

Les résultats présentés dans le tableau I.2 montrent que la valeur de l'indice de pente I_g se situe dans la fourchette ($I_g > 0,5$ m/Km). D'après la classification de l'ORSTOM (tableau I.3) le bassin versant de Saida est classé dans la classe de relief très fort.

Tableau I.3 Classification du relief selon I_g par l'ORSTOM

Relief très faible	$I_g < 0,002$ m/Km
Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
Relief fort	$0,05 < I_g < 0,5$
Relief très fort	$I_g > 0,5$ m/Km

Les valeurs de D_s (tableau I.4), traduisent bien l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief. La dénivelée spécifique trouvée montre que notre bassin présente un relief assez fort

Tableau I.4 Classification du relief selon Ds

Ds < 10 m	Relief très faible
10 < Ds < 25	Relief faible
25 < Ds < 50	Relief assez faible
50 < Ds < 100	Relief modéré
100 < Ds < 250	Relief assez fort
250 < Ds < 500	Relief fort
Ds > 500	Relief très fort

I.2.9 La pente moyenne.

La pente moyenne est un paramètre important qui renseigne sur la topographie du bassin versant. Elle donne une bonne indication sur le temps de concentration et influe directement sur le débit de pointe lors d'une averse. Elle est déterminée par la relation suivante :

$$I_{moy} = \frac{Dt}{L} \quad (7)$$

I_{moy} : Pente moyenne en (%).

Dt : Dénivelée totale du rectangle équivalent (m)

L : Longueur du rectangle équivalent (Km)

Ce qui nous donne une pente moyenne de $I_{moy}=11,2\%$.

I.2.10 Carte des aspects.

La carte des aspects, donne une orientation du relief (pente) par rapport au Nord et conduit à évaluer l'influence de l'orientation de la pente sur le comportement hydrologique du bassin. La figure I.5, montre les orientations de la pente en degrés par rapport au Nord pour le cas du bassin étudié.

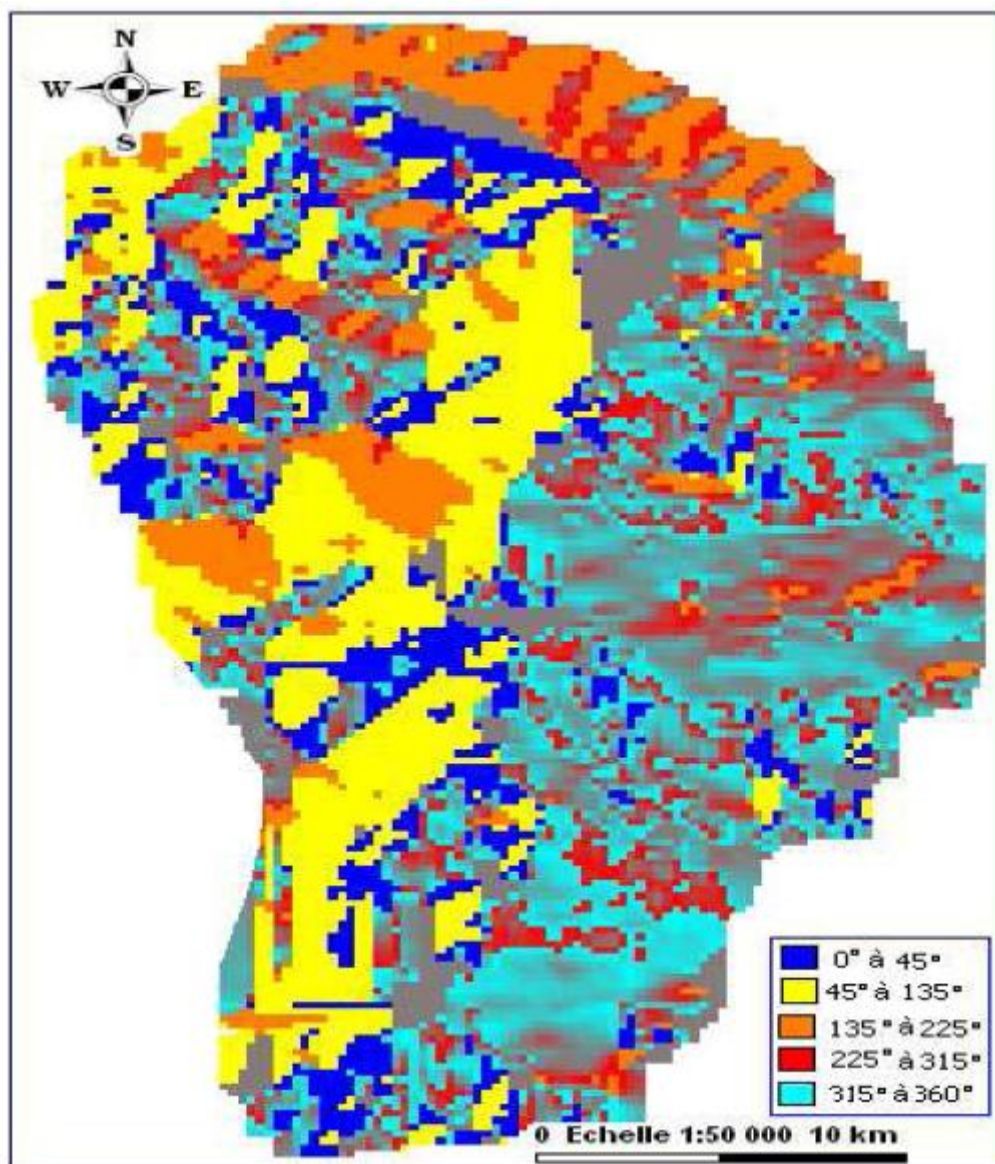


Figure I.5 Carte des aspects du bassin versant de l'oued Saida

Dans le tableau I.5, nous avons représenté les différents paramètres morphométriques du bassin versant de l'oued Saida.

Tableau I.5 Récapitulation des paramètres morphométriques du bassin de l'oued Saïda.

Caractéristiques	Paramètres	Symbole	Unités	Valeurs
Morphologie du bassin versant	Surface	A	Km ²	543
	Périmètre	P	Km	131
	Coefficient de Gravelius	K _G	-	1,61
	Longueur du rectangle équivalent	L	Km	56,2
	Largeur du rectangle équivalent	I	km	9,66
Relief	Altitude maximale	H _{max}	m	1150
	Altitude moyenne	H _{moy}	m	847
	Altitude minimale	H _{min}	m	550
	Pente globale	I _p	%	35
	Pente de M.Roche	I _g	m/km	9,25
	Dénivelée spécifique	D _s	m	215

I.3 Etude du réseau hydrographique.

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique, est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Il peut donc prendre une multitude de formes. La différence du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux.

- Géologie : La nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique
- Climat : Le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.
- Pente du terrain : Elle détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire.
- Cours d'eau : Dans les zones plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle l'écoulement est présent. Contrairement, dans les plaines les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine.

Le réseau hydrographique du bassin versant de l'oued Saïda (figure I.6), a été réalisé par la digitalisation des courbes de niveau, à partir de la carte d'état-major avec une échelle de 1/50000.

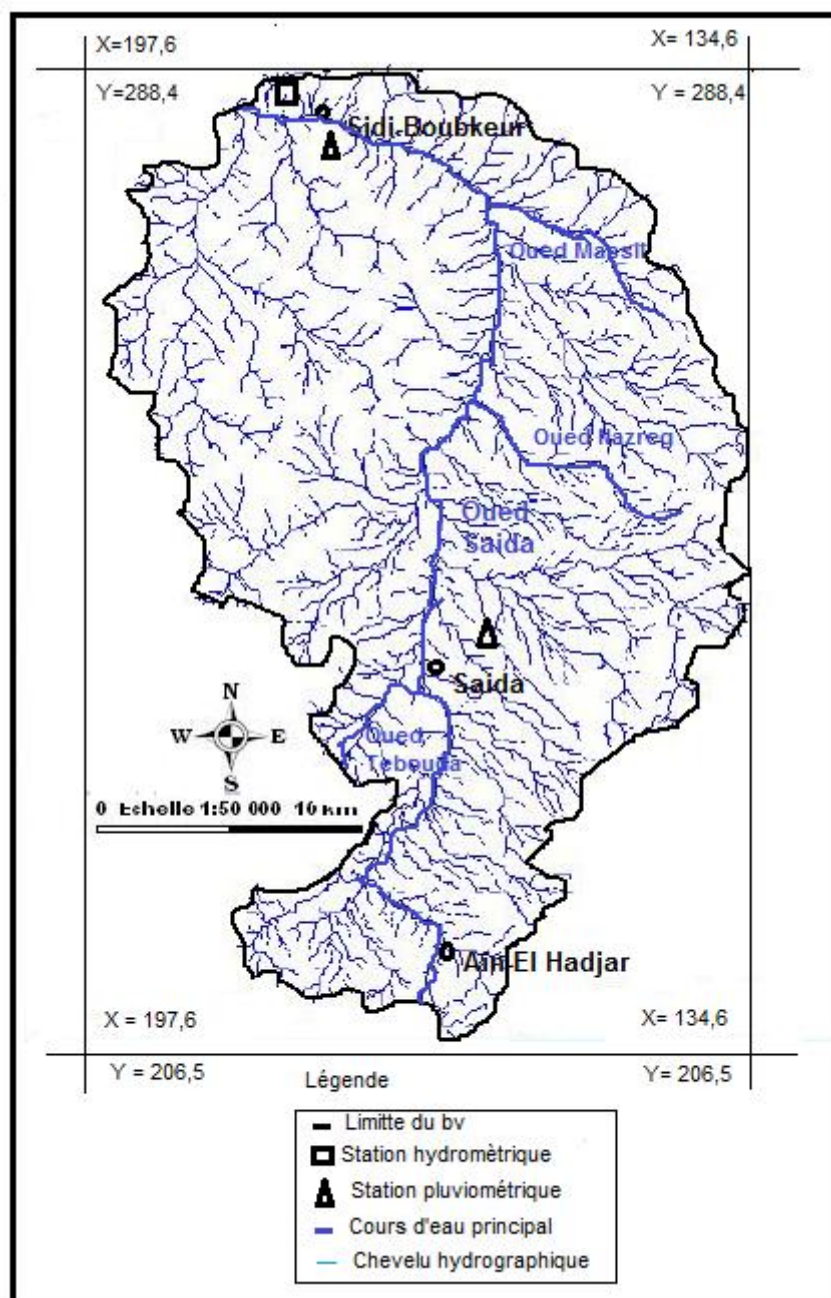


Figure I.6 Réseau hydrographique du bassin versant de l'oued Saïda

Divers paramètres sont utilisés pour définir le réseau hydrographique parmi, les plus important nous citons, la densité de drainage (Dd), le rapport de confluence (Rc), le rapport des longueurs (RI), la fréquence des cours d'eau (Fs) et le temps de concentration (Tc).

I.3.1 Densité de drainage

La densité de drainage est définie par la relation suivante :

$$Dd = \sum L / A \quad (8)$$

Dd : Densité de drainage en km/km²

L : Longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin en km.

A : Aire du bassin en km².

I.3.2 Rapport de confluence

Il est défini par la relation suivante :

$$Rc = N_n / N(n + 1) \quad (9)$$

Rc : Rapport de confluence.

N_n : Nombre de cours d'eau d'ordre n .

I.3.3 Rapport des longueurs

Le rapport des longueurs est calculé par la relation suivante :

$$R_L = L(N + 1) / L_n \quad (10)$$

R_L : Rapport des longueurs

L_n : Longueur de cours d'eau d'ordre n .

I.3.4 Fréquence des cours d'eau

Elle correspond au nombre de cours d'eau par unité de surface. Elle est obtenue à partir du rapport du nombre de cours d'eau (N) à la surface totale (A) du bassin. Elle est calculée par la relation suivante :

$$Fs = N / A \quad (11)$$

Fs : Fréquence des cours d'eau

N : Nombre de talweg

A : Surface du bassin en Km²

I.3.5 Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires par la densité de drainage :

$$C_t = D_d \cdot F_1 \quad (12)$$

D_d : Densité de drainage

F_1 : Fréquence des thalwegs élémentaires $F_1 = N_1 / A$ avec N_1 : nombre de cours d'eau d'ordre 1

I.3.6 Temps de concentration

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire, pour son calcul, nous faisons appel à la formule de Giandotti.

$$T_c = 4 (A + 1,5 L)^{\frac{1}{2}} / 0.8 (H_{moy} - H_{min})^{\frac{1}{2}} \quad (13)$$

T_c : Temps de concentration (heures)

A : Superficie du bassin (km^2)

L : longueur du thalweg principal (km)

H_{moy} : Altitude moyenne (m)

H_{min} : Altitude minimale (m)

Dans le tableau I.6, nous avons représenté les valeurs des différents paramètres hydrographiques du bassin de l'oued Saida

Tableau I.6 Récapitulation des paramètres hydrographiques du bassin de l'oued Saida.

Caractéristiques Paramètres		Symbole	Unités	Valeurs
Réseau hydrographique	Densité de drainage	D _d	Km/km ²	2.29
	Temps de concentration	T _c	Heure	7h29mn
	Coefficient de torrentialité	C _t	-	1.62
	Fréquence des cours d'eau	F _s	-	0,59
	Rapport des confluences	R _c	-	2,19
	Rapport des longueurs	R _l	-	1,47

L'exploration du tableau I.6, montre que la valeur du coefficient de torrentialité C_t est relativement faible (1,62). Ceci est dû essentiellement à la faiblesse des précipitations, où encore à la forte perméabilité des structures lithologiques. D'autre part, le temps de concentration s'avère assez important (7h), en raison de la forme et du relief qui caractérise le bassin. La valeur de densité de drainage (2,29 Km/Km²) et la fréquence des cours d'eau (0,59) indiquent que le bassin versant est assez bien drainé. L'importance du drainage est due principalement à la nature des formations qui forment le bassin (présence de faille qui favorisent la genèse des cours d'eau), ainsi qu'aux pentes assez fortes des versants d'une part et d'autre part au régime climatique, caractérisé par des pluies irrégulières et violentes. Le rapport de confluence de (2,19), indique que le réseau hydrographique est bien organisé. On considère alors, que le réseau hydrographique, de notre bassin témoignent d'un chevelu hydrographique bien hiérarchisé moyennement dense, mais assez ramifié.

I.4 Géologie du bassin versant de l'oued Saida.

I.4.1 Introduction.

La connaissance de la géologie d'un bassin versant s'avère très utile pour cerner l'influence des caractéristiques physiographiques. La géologie du substratum influe non seulement sur l'écoulement de l'eau souterraine mais également sur le ruissellement de surface. Les caractères géologiques principaux à considérer sont la lithologie (nature de la roche mère) et la structure tectonique. La lithologie joue un rôle important sur le ruissellement, l'infiltration, l'érosion et le transport solide.

I.4.2 Etude stratigraphique

Le plateau de Saïda qui fait partie des Monts de Daïa et de Saïda, est constitué essentiellement de terrains jurassiques. Quelques terrains primaires ainsi que des terrains éruptifs apparaissent dans la région de Tiffrit–Balloul, limitant ainsi le bassin versant de l'Oued Saïda dans la partie Est. Dans les dépressions ainsi que la vallée et le lit de l'Oued, on trouve des terrains d'origine continentale (fluviatile et éolienne) d'âge tertiaire souvent indifférencié : Mio-Pliocène et Quaternaire. Le faciès continental est également caractérisé par la présence de tufs et travertins calcaires plus ou moins récents et correspondants à d'anciens griffons de sources. Deschamps, (1973).

I.4.2.1 Le Primaire

Il est constitué essentiellement de schistes et quartzites et affleure dans la vallée de l'Oued Tiffrit - Sidi Mimoun, qui limite notre bassin dans la partie Sud–Est. Pitaud, (1973).

I.4.2.2 Le Secondaire (Le Trias)

Le Trias repose en discordance sur les terrains primaires et affleure en constituant une frange qui suit le bord sinueux des vallées creusées dans les terrains paléozoïques. L'ensemble du Trias est formé de trois membres :

1. Membre inférieur (faciès carbonaté).
2. Membre supérieur
3. Membre basaltique (supérieur).

Les deux premiers sont sédimentaires et le troisième (le plus important) est basaltique Pitaud (1973).

I.4.2.3 Le Jurassique

La couverture jurassique peut être subdivisée en un certain nombre de formations agencées au sein des trois grands groupes sédimentaires superposés et bien distincts.

- Membre carbonaté inférieur constitué du Jurassique inférieur et moyen dolomitique
- Membre détritique intermédiaire constitué du Callovo-Oxfordien argileux gréseux et du Lusitanien gréseux.
- Membre carbonaté supérieur constitué du Kimméridgien dolomitique.

I.4.2.4 Callovo - Oxfordien et Lusitanien

Cette formation est constituée par les " Argiles de Saïda " qui comportent quelques bancs gréseux. Elle est très répandue dans la vallée et principalement dans celle de l'Oued Saïda. En outre, cette formation apparaît en reliefs plus ou moins isolés sur le plateau et les flancs des vallées. Son épaisseur totale est de 250 m environ.

Ces terrains présentent une très grande sensibilité à l'érosion hydrique et participent pour beaucoup à la production de sédiments à l'aval, puisqu'elles couvrent pratiquement les 2/3 de la surface du bassin.

Le Lusitanien est représenté par les " Grés de Franchetti (Sidi Amar) " qui dominent les vallées au Nord de Guernida et Sidi Mimoun et sur le flanc Ouest de la vallée de l'Oued Saïda jusqu'à la latitude de cette ville. Cette formation perméable favorise plusieurs conséquences liées à cette perméabilité telle que l'infiltration rapide.

I.4.2.5 Le Kimméridgien

Il est très peu représenté dans la région et constitué par les " Dolomies de Tlemcen " qui dominent toutes les autres formations. Toutefois, au Nord-Ouest de la vallée de l'Oued Saïda, cette formation est complètement drainée par le Lusitanien.

I.4.2.6 Le Plio-Quaternaire

Ces sédiments apparaissent par faibles épaisseurs dans les creux des vallées et dans les dépressions du plateau. Ils sont constitués de conglomérats, d'argiles, de limons de croûtes calcaires. Des massifs de travertins apparaissent au bord de certaines falaises dolomitiques (Tiffrit, Saïda) et constituent des témoins produits par l'ancien ruissellement superficiel sur les terrains carbonatés avant la karstification. L'ensemble de ces formations est argileux et vraisemblablement peu perméable.

La colonne stratigraphique du bassin versant de l'oued Saïda est représentée dans la figure I.7.

	Période	Coupe géologique	Description des formations
Quaternaire	Plio-Quaternaire		Limons et croute calcaire
			Argiles
			Conglomérats
	Kimméridgien		Dolomies de Tlemcen
Callvo-Oxfordien et Lusitanien		Argile de Saïda (bancs gréseux)	
Secondaire Mésozoïque	Jurassique inférieur et moyen		Formation de marne (Bajo-Bathonien)
			Formation Carbonatée (Bajocien)
			Formation des argiles (Bajocien)
			Formation Carbonatée (Aaléno-Bajocien)
			Formation de marne (Toarcién)
			Formation Carbonatée (Hettangien-Pliensbachien)
	Trias		Membre supérieur
			Membre supérieur basaltiques
			Membre inférieur
			Quartzites
Primaire Paléozoïque		Schistes	
		Laves basaltiques	
		Incursions granitiques	

Figure I.7 Colonne stratigraphique du bassin versant de l'Oued Saïda (Deschamps,(1973)

I.5 Tectonique

En géologie, une faille est un plan où une zone de rupture le long de laquelle la déformation est cisailante. Ce plan divise un volume rocheux en deux compartiments qui ont glissé l'un par rapport à l'autre. Ce déplacement et la déformation cisailante sont dus aux forces exercées par les contraintes tectoniques, qui résultent de la tectonique des plaques, et à leur interaction avec les forces de volume telles que la gravité. Les très nombreuses failles reconnues par cette géologie mettent en évidence la tectonique cassante des terrains carbonatés avec constitution des blocs dolomitiques des dimensions et des formes extrêmement variées, décalés les uns par rapport aux autres dans tous les plans.

Certaines zones tectoniques plus riches en failles peuvent être dégagées. Elles ont une forme généralement allongée, dans la direction Nord-Sud de la vallée de Saïda et Sud-Ouest- Nord-Est sur le reste de la région figure I.8.

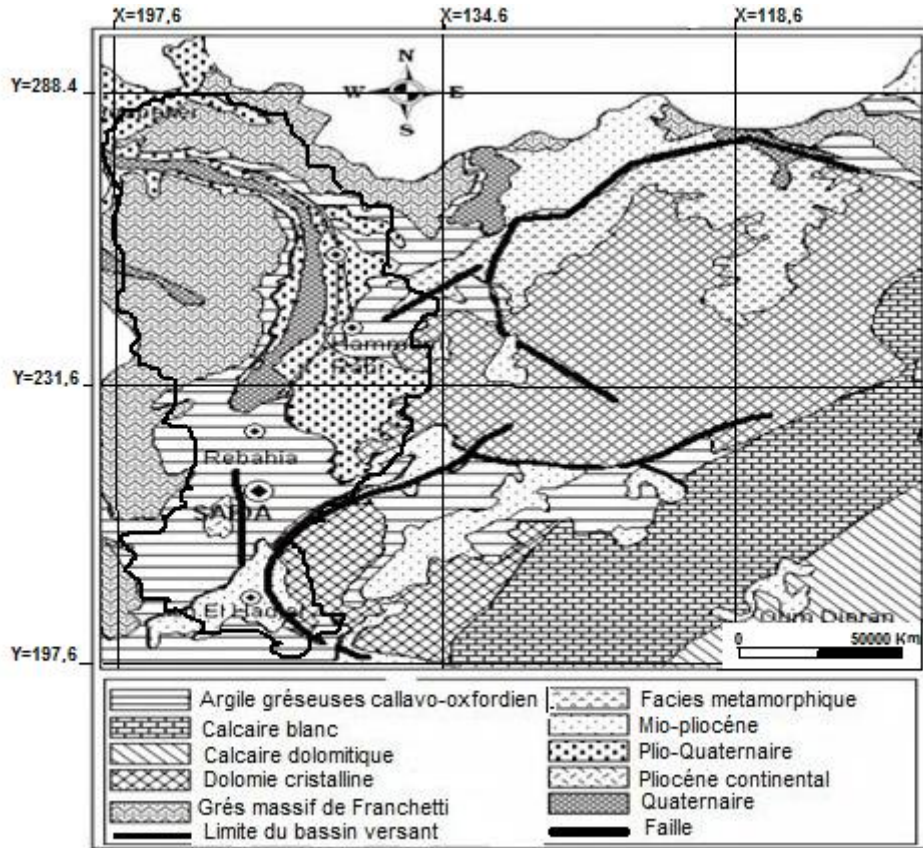


Figure 1.8 Carte lithologique du bassin versant de l'oued Saïda, Dechamp (1973)

L'ensemble de la région de Saïda qui comporte notre bassin est formé d'un plateau pourvu de deux axes principaux tectoniques riches en failles formant un plexus au centre. L'inclinaison générale des formations est orientée vers le Nord et vers le Sud à partir de l'axe du Djebel Sidi Youssef qui se situe à l'Ouest du bassin versant. Le système de faille du plateau est en communication avec le réseau de faille de la zone effondrée de la vallée de Saïda au niveau de la région de Nazereg (Rebahia). L'ensemble de cette tectonique détermine la Karstification et le fonctionnement du système hydraulique de la région.

Chapitre II

HYDROLOGIE D'OUED SAÏDA

II.1 La pluviométrie

II.1.1 Introduction

Les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle important dans le comportement hydrologique des cours d'eau Roche (1963). Les relevés pluviométriques constituent l'une des données indispensables dans l'étude du climat d'une région. Les précipitations, représentent essentiellement le facteur influençant le régime d'écoulement et le volume d'eau infiltré.

Le climat de l'Algérie notamment dans sa partie Nord, est de type méditerranéen caractérisé par une période pluvieuse, allant globalement de Septembre à Mai, suivie d'un été sec et ensoleillé Seltzer (1946). De ce fait et de par sa position, le bassin versant de l'oued Saida est soumis à l'influence de deux régimes saisonniers opposés en matière de formation de précipitations. Le premier est méditerranéen dominant, qui agit par des entrées marines, provoquant de fortes précipitations en saison d'hiver. Le second est continental, caractérisé par les effets orageux des saisons estivales.

II.1.2 Etude des précipitations.

La pluviométrie en Algérie a été étudiée par plusieurs auteurs, Seltzer (1946), Medinger (1956), Chaumont et Paquin (1971). En Algérie, la moyenne des précipitations annuelles varie de (200mm à 400mm) de pluie par an et les ressources en eau renouvelables sont faibles, irrégulières et localisées dans la bande côtière. Touaz (2001), indique que les précipitations en Algérie, se caractérisent par un aspect d'irrégularité dans le temps et dans l'espace. La répartition spatiale des précipitations est caractérisée par un gradient Nord-Sud bien marqué et un gradient Est-Ouest plus faible.

La région de Saida fait partie des régions de l'Algérie où la moyenne des précipitations annuelles est au dessous de la moyenne des précipitations au niveau national, un déficit en précipitation semble donc bien marquer la région notamment durant la période post 1980.

Les stations pluviométriques retenues comme représentatives de la zone d'étude sont celle de Saida et Sidi-boubkeur. La station de Saida est située à l'amont et celle de Sidi-boubkeur à l'aval du bassin (Figure II.1).

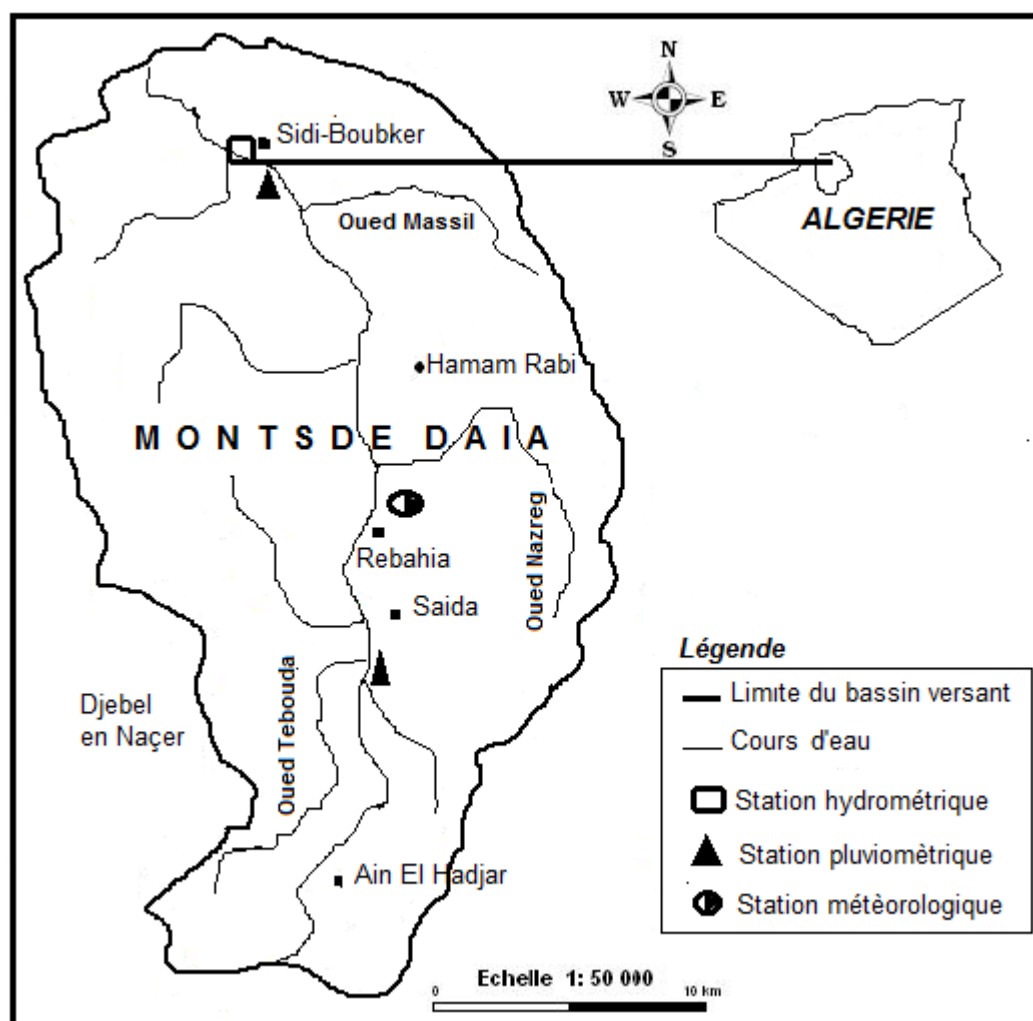


Figure II.1 Localisation des stations pluviométriques et hydrométriques (O.N.I.D 2010).

Les coordonnées des deux stations sont présentées dans le tableau II.1

Tableau II.1 Coordonnées des stations pluviométriques.

Station	Code	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Période d'observation
Saida	111104	00° 32'	34° 55'	920,00	1980/2010
Sidi-boubkeur	111102	00° 57'	35° 02'	520,00	1980/2010

II.1.3 Variation spatio-temporelles des précipitations annuelles.

Les observations des précipitations moyennes annuelles enregistrées à la station de Saida sont présentées dans la figure II.2 et montrent par ailleurs que la moyenne interannuelle relative à la période (1980/1981 à 2009/2010) est de 314mm. Au niveau de la station de Sidi-boubkeur, la moyenne interannuelle est de 282mm, (figure II.3). Cette différence réside dans l'effet de l'altitude plus élevée de la station de Saida.

Il convient de remarquer également à partir de la figure II.3, que la phase comprise entre les années 1984/1985 et 2002/2003 est marquée par une tendance à la baisse des précipitations qui sont toujours inférieures à cette valeur moyenne annuelle de 288mm. Il s'agit bien d'une période de sécheresse longue de 18 années.

Au niveau de la station de Saida, un maximum de 588 mm a été enregistré en 2007/2008, et le minimum de 149mm en 1991/1992. Pour la station de Sidi-boubkeur, la variabilité interannuelle montre que 14 années sur les 30 considérées, les précipitations présentent des valeurs supérieures à la moyenne interannuelle, avec un pic de 530mm enregistré en 2008/2009 tableau II.2.

Tableau II.2 Caractéristiques des précipitations annuelles des stations pluviométriques du bassin versant de l'oued Saida.

Stations	Moyenne (mm)	Max (année)	Min (année)	Nombre d'année > Moyenne	PM/Pm
St. Saida	314	588 (2007-2008)	149 (1991-1992)	12	3,94
St. Sidi-boubkeur	282	530 (2008-2009)	144 (1998-1999)	14	3,68

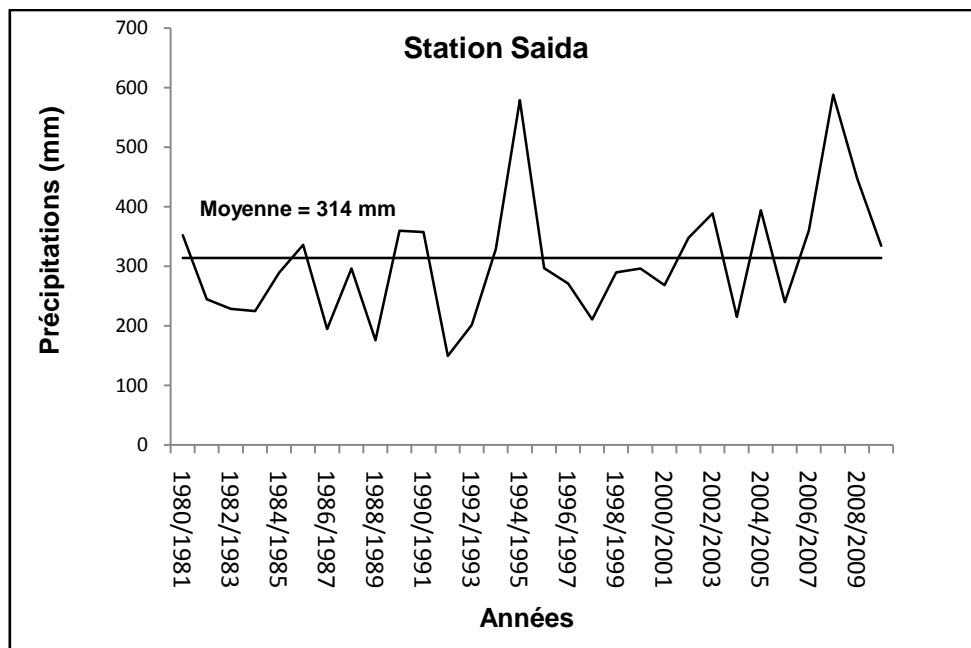


Figure II.2 Variation interannuelle des précipitations à la station pluviométrique Saida (1980/1981 à 2009/2010).

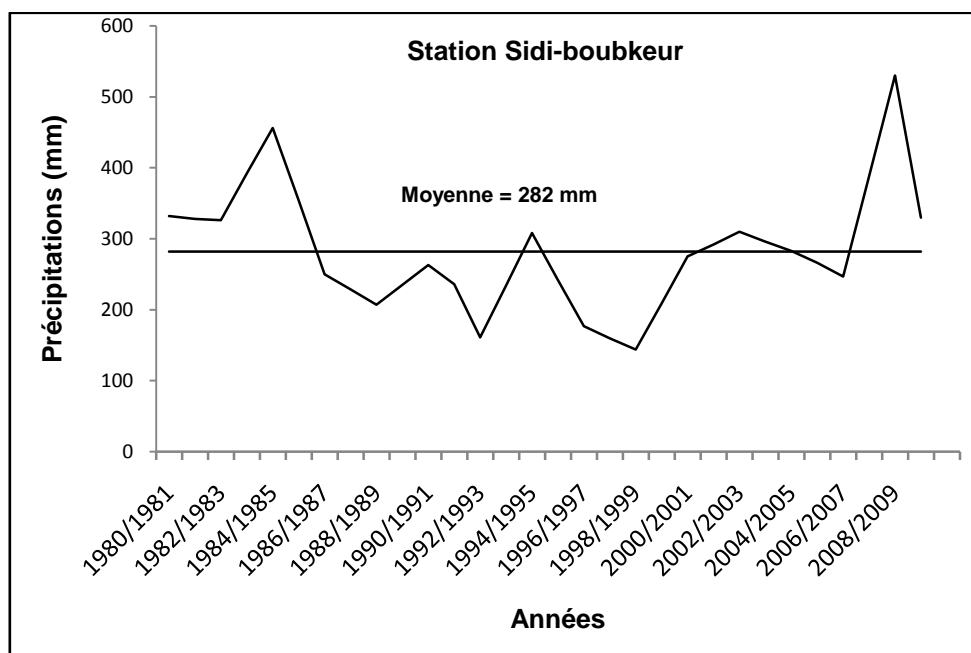


Figure II.3 Variation interannuelle des précipitations à la station pluviométrique Sidi-boubkeur (1980/1981 à 2009/2010).

II.1.4 Précipitations mensuelles.

Les valeurs moyennes mensuelles relatives à la période (1980/2010), traduisent bien les variations mensuelles et saisonnières de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle. Les figures II.4 (A) et (B), font apparaître deux périodes bien distinctes :

- Une période sèche qui correspond à la saison d'été, caractérisée par un déficit pluviométrique bien marqué.
- Une période pluvieuse qui correspond au reste de l'année.

Les précipitations moyennes mensuelles de la période d'observation 1980/2010, sont présentées dans le tableau II.3 et montrent que pour la station de Saida, la valeur maximale est observée en mois de Janvier et correspond à 44,5 mm. Concernant la station de Sidi-boubekeur, le maximum est observé durant le même mois avec 37,2 mm.

Tableau II.3 Précipitations moyennes mensuelles.

Stations	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou	Moy (mm)
Saida	20,8	29,4	37,4	33,6	44,5	35,4	37,1	32,2	24,5	7,2	2,8	8,9	314
Sidi-boubekeur	16,7	30,8	35,8	37	37,2	29,2	29	27,3	26	5,6	3,1	4,2	282

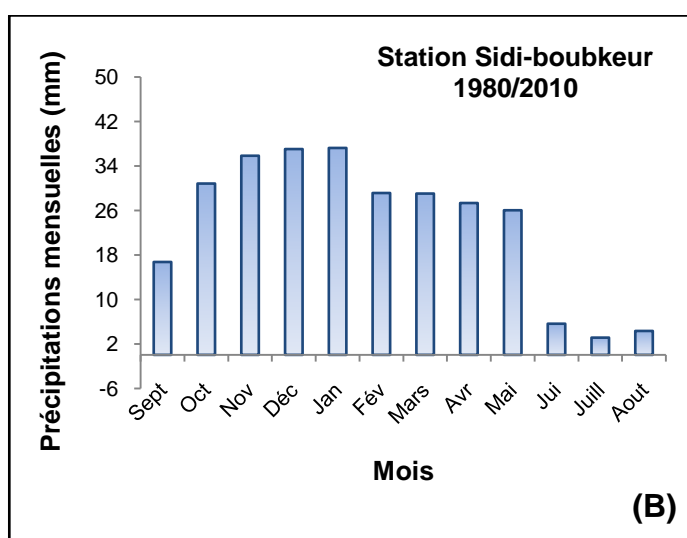
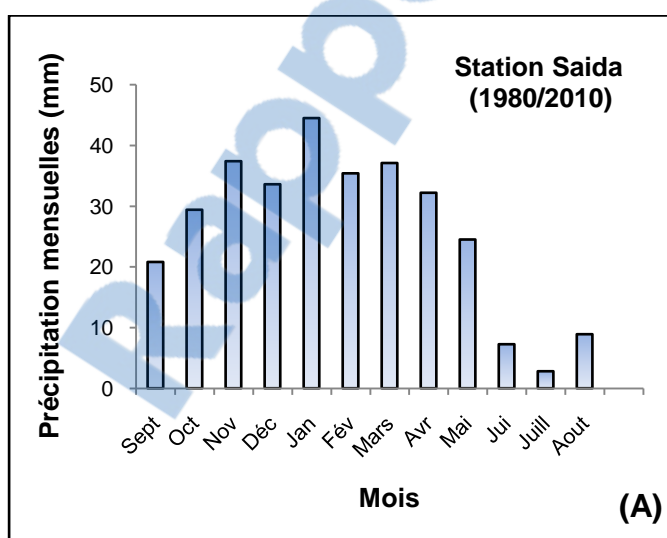


Figure II.4 (A) et (B). Variations moyennes mensuelles des précipitations.

Il y'a lieu de signaler que dans le cas du bassin versant de l'oued Saida, les précipitations moyennes mensuelles diminuent de l'amont vers l'aval.

II.1.5 Les régimes saisonniers.

L'analyse du tableau II.4, et la figure II.5 (A) et (B) montrent que la distribution saisonnière des précipitations, fait apparaitre deux saisons orageuses similaires; l'automne et le printemps relevant des quantités pluviométriques comparables environ (28% et 26%). L'hiver, représente la saison la plus pluvieuse avec plus de 40% du total annuelle. Par contre l'été, représente la saison sèche, pendant laquelle les précipitations sont assez rares et ne représentent que 6% du total annuelle figure II.6.

Tableau II.4 Variations saisonnières des précipitations dans le bassin de l'oued Saida.

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
St. Saida	87,6	113,5	93,8	19,0
St.Sidi-boubkeur	83,3	103,4	82,3	13,0

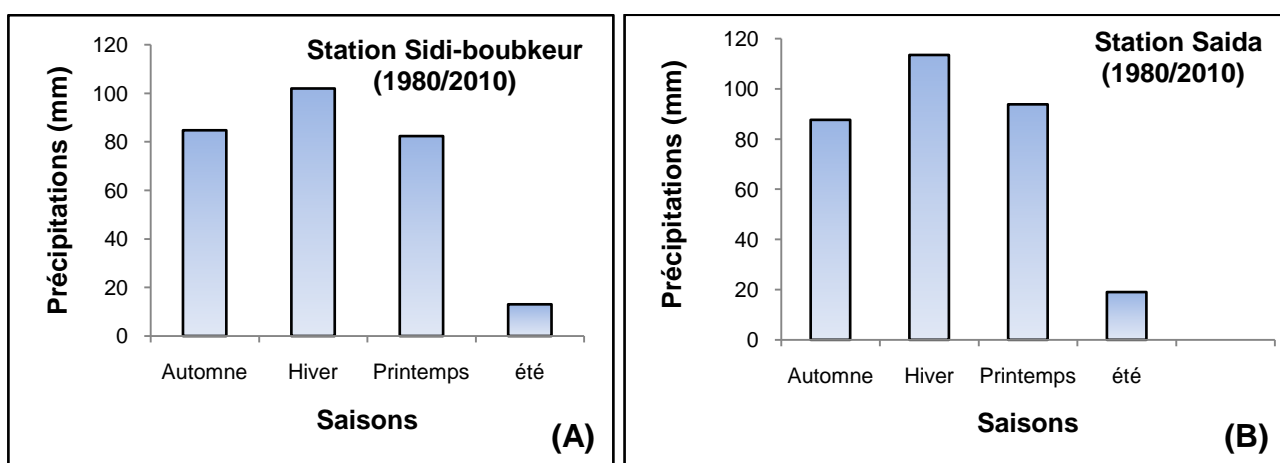


Figure II.5(A) et (B). Régimes saisonniers des précipitations dans le bassin de l'oued Saida.

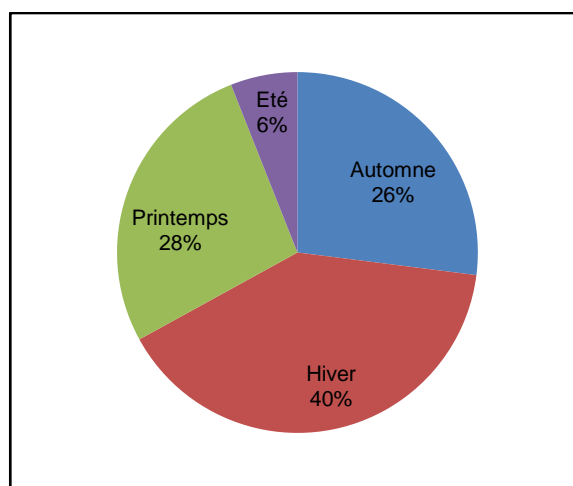


Figure II.6 Répartition des régimes saisonniers des précipitations en pourcentage dans le bassin d'oued Saïda

II.1.6 Etudes des températures.

Les températures représentent un facteur important dans la détermination du type de climat d'une région. Ces températures sont caractérisées par des observations maximales, minimales et moyennes, reflétant ainsi les fluctuations annuelles et saisonnières des pressions atmosphériques. Les températures utilisées pour les besoins de cette étude, sont celles obtenues à partir d'une commande faite auprès de l'Office National de la Météorologie de Saïda. La station météorologique retenue pour étude est celle de Rebahia (tableau II.5). Le choix porté sur cette station se justifie par sa position intermédiaire entre l'amont et l'aval d'une part et la disponibilité d'un ensemble de données d'autre part.

Tableau II.5 Coordonnées de la station météorologique de Rebahia (Saïda).

Station	Code	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Période d'observation (1980/2010)
Rebahia (saïda)	111104	00°39'	34°55'	750	30

La répartition de la température maximale, minimale et moyenne est représentée dans le tableau II.6.

Tableau II.6 Températures moyennes mensuelles.

Paramètres	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou
Température Maximale (°C)	30,6	25,6	17,3	4,1	14	15,2	19	22	26,5	33	36,7	37,1
Températures Minimale (°C)	15,2	12,7	6,6	4,1	2,4	3,1	5,4	6,6	10,8	15,5	18,9	19,7
Températures Moyenne (°C)	22,9	19,1	12	9	8,2	9,2	12,2	14,3	18,7	24,2	27,8	28,4

L'examen du tableau II.6, montre que le bassin de l'oued Saida subit durant l'année deux grandes saisons, qui semblent partager le cycle climatique en deux grandes périodes nettement égales mais irrégulières figure II.7. Un semestre continental très froid, s'étend de Novembre à Avril, dont la température minimale avoisine les 2,4°C, et un semestre sec et chaud avec une moyenne des maxima de 36,7°C. On note l'occurrence du sirocco, un vent chaud et chargé de sable pendant la saison estivale qui sévit à raison de 3 à 4 jours par mois, les températures peuvent atteindre les 44°C (A.N.R.H, 2010). Durant la période hivernale et sous l'influence continentale, les températures saisonnières, s'abaissent parfois en dessous de 0°C, d'où l'apparition de phénomène de gelée et de verglas. A la lumière de ces résultats, on peut dire que la zone d'étude connaît des hivers assez froids (rigoureux) et des étés assez chauds.

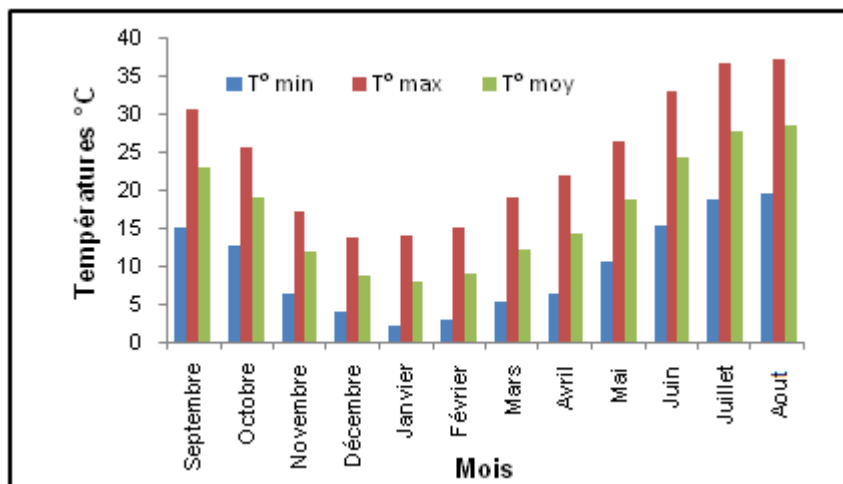


Figure II. 7 Variation maximale, minimale et moyenne des températures a la station de Rebahia

II.1.7 Analyse statistique des séries pluviométriques.

II.1.7.1 Ajustement des précipitations annuelles.

Les séries pluviométriques utilisées dans cette analyse, sont ceux de la station de Saida et de Sidi-boubkeur. L'analyse porte sur les précipitations allant de 1980 à 2010, soit 30 années d'observations. Le but recherché dans cette étude est de trouver une loi d'ajustement de la distribution des pluies annuelles afin d'estimer les paramètres d'ajustement figure II.8 et II.9. Les résultats de calcul de ces paramètres sont donnés dans le tableau II.7.

Tableau II.7 Paramètres statistiques.

Stations	Moyenne	Ecart-type	Cv
Saida	314	101,38	0,32
Sidi-boubkeur	282	98,36	0,34

Les valeurs du coefficient de variation $Cv < 0,5$ pour les deux stations, laissent penser que l'ajustement suit une loi normale. Pour confirmer encore plus cette adéquation, nous passons au test du χ^2 de K. Pearson considéré comme le plus pratique et le plus utilisé.

Pour mettre en œuvre ce test, on découpe l'échantillon de n éléments, en K classes ($K > 4$), on considère n_i , l'effectif observés et np_i , l'effectif théorique on forme ainsi le terme suivant :

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^K \frac{(n_i - np_i)^2}{np_i}$$

Les résultats obtenus de ce test sont présentés dans le tableau II.8 et II.9.

Tableau II.8 Résultat de calcul du χ^2 pour la station de Saida

Classe	Intervalle des précipitations	Effective observé (ni)	Effective théorique (np _i)	$\frac{(n_i - np_i)^2}{np_i}$
1	149,3 < x < 229,4	6	5,97	0,00015
2	229,4 < x < 270	5	4,84	0,0052
3	270 < x < 310,5	6	5,53	0,036
4	310,5 < x < 353,1	5	4,24	0,13
5	353,1 < x < 392,3	4	2,94	0,38
6	392,3 < x < 587,9	4	2,39	1,08

la valeur du χ^2 calculée, d'après le tableau 8 est égale à 1,63, valeur inférieure au χ^2 tabulée qui est de 7,81 pour un degrés de liberté v égale à 3 et un risque tolérée de 5%. L'ajustement d'une loi normal est donc confirmée pour la station de Saïda.

Tableau II.9 Résultat de calcul du χ^2 pour la station de Sidi-boubkeur.

Classe	Intervalle des précipitations	Effective observé (ni)	Effective théorique (npi)	$\frac{(ni - npi)^2}{npi}$
1	111,6 < x < 197,3	7	6,96	0,00022
2	197,3 < x < 247,2	4	3,86	0,0050
3	247,2 < x < 265	4	3,63	0,10
4	265 < x < 291,2	5	4,38	0,19
5	291,2 < x < 330,9	6	3,21	0,86
6	330,9 < x < 578,5	4	2,73	0,46

la valeur du χ^2 calculée, d'après le tableau 9 est égale à 1,61, valeur inférieure à celle χ^2 tabulée qui est de 7,81 pour un degrés de liberté v égale à 3 et un risque toléré de 5%. L'ajustement d'une loi normal est aussi confirmé pour la station de Sidi-boubkeur.

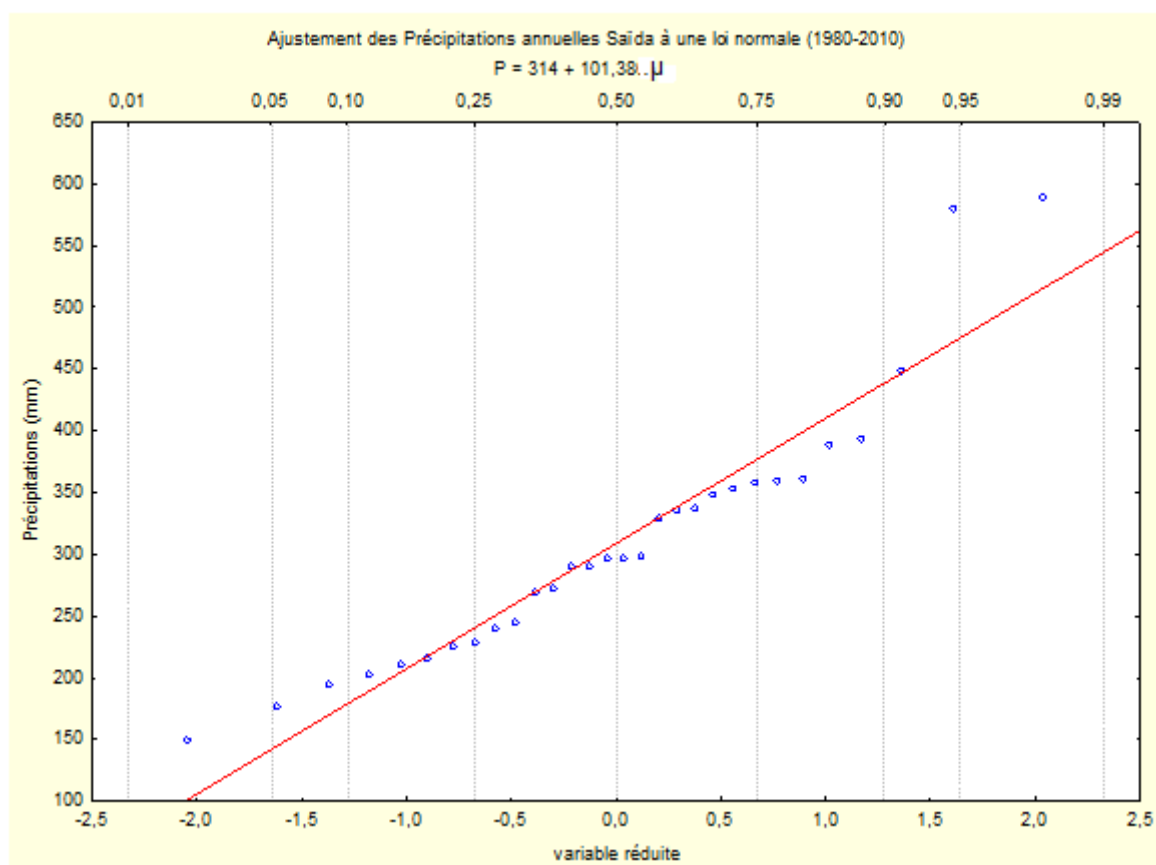


Figure II.8 Ajustement graphique des précipitations moyennes à la loi normale.

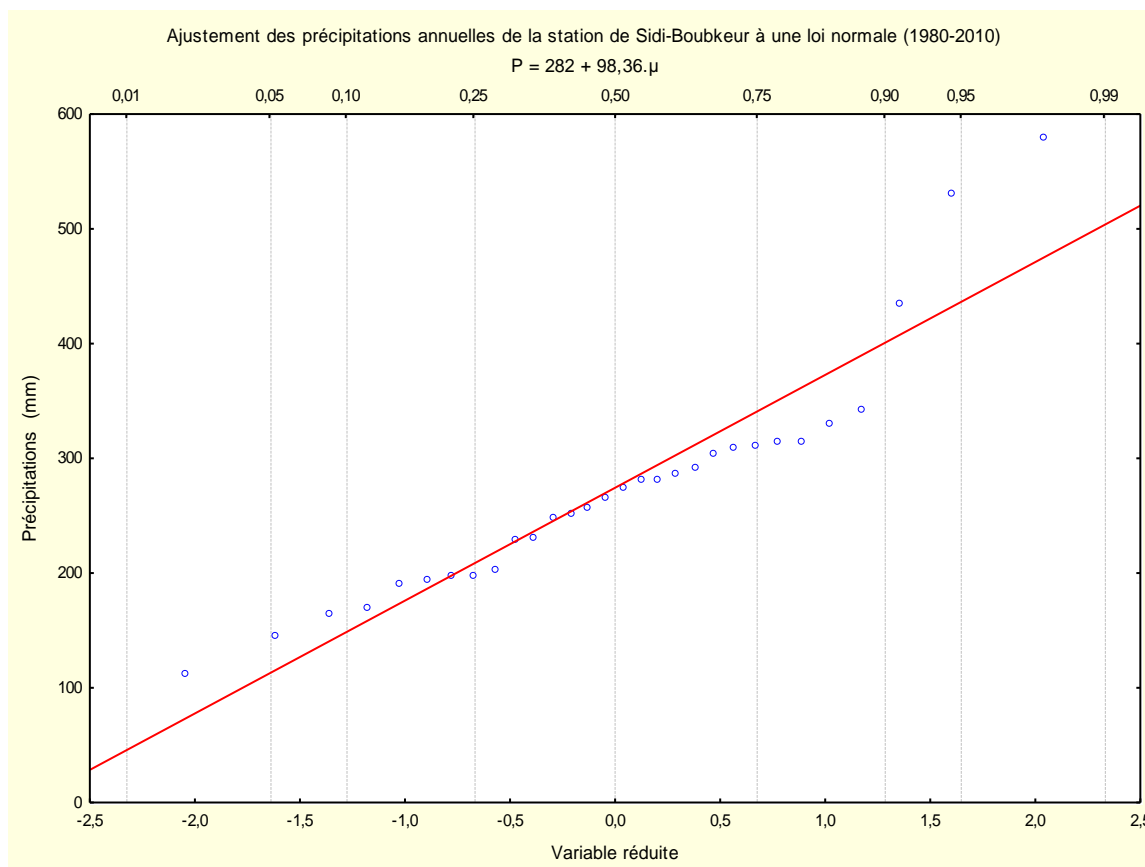


Figure II.9 Ajustement graphique des précipitations moyennes annuelles à la loi normale.

II.1.7.2 Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée.

A partir de l'équation $P = \bar{P} + \sigma.\mu$ on détermine les valeurs des précipitations pour les périodes de récurrence donnée, (tableau II.10).

Tableau II.10 Valeurs des précipitations pour des périodes de recurence donnée.

Stations	Saida	Sidi-boubkeur
P₁₀ ans (mm), (μ=1,28)	443,76	408,66
P₅₀ ans (mm), (μ=2,05)	521,18	484,86
P₁₀₀ ans (mm), (μ=2,32)	549,20	511,58

II.2 Etude hydrologique.

Le comportement hydrologique d'un cours d'eau, dépend essentiellement de plusieurs facteurs physico-géographiques influençant l'écoulement : le régime des précipitations, la nature du bassin versant, sa situation géographique, l'infiltration etc... Une estimation précise

des ressources en eau passe donc par la prise en compte des débits moyens annuels et mensuels, la variation saisonnières des débits et l'intensité des débits des crues.

II.2.1 Débits moyens annuels.

Le débit moyen annuel ou écoulement moyen annuel est une notion fondamentale en hydrologie. Il dépend essentiellement de la distribution des précipitations et de leur intensité, mais il est fonction également du relief du bassin et de ses caractéristiques physico-géologiques. Le débit moyen annuel est mesuré à l'exutoire du bassin versant, il est exprimé en m³/s.

Nous disposons actuellement de séries de données hydrométriques représentant 30 années d'observations. Les données sont fournies par les services de l'A.N.R.H (Agence Nationale des Ressources Hydriques, Direction Régionale de Saida) (2010).

La station retenue pour cette étude est la station hydrométrique de Sidi-boubkeur. Cette station est située à 30 Km au Nord Est de la ville de Saida, elle est considérée comme l'exutoire du bassin versant, car elle intègre 95% de sa superficie, ce qui justifie le choix porté sur cette station pour la quantification des débits liquides et solides déversés par l'oued Saida. Les coordonnées de cette station sont consignées dans le tableau II.11

Tableau II.11 Coordonnées de la station hydrométrique (Sidi-boubkeur).

Station	Code	X	Y	Z	Période d'observation
Sidi-boubkeur	111102	35°02'	00°57'	540,00m	1980/2010

En Algérie, l'année hydrologique adoptée par les services de l'ANRH, correspond à l'année climatique allant de septembre à août. Afin d'utiliser convenablement la documentation hydrologique fournie par ses services, nous retiendrons cette année de référence.

II.2.2 Analyse des débits annuels.

La variation annuelle des débits tableau II.12, montre une fluctuation importante des débits d'une année à l'autre. La période comprise entre les années 1980/1981 à 1993/1994, affiche des débits inférieurs à la valeur moyenne interannuelle (0,114 m³/s). L'année la plus sèche était celle de 1983/1984, avec un débit observé de 0,007m³/s..

Nous remarquons aussi, d'après la figure II.10, une importante lame d'eau écoulee 0,390 m³/s soit une lame écoulee de (22,65mm), enregistrée au niveau de la station hydrométrique de Sidi-boubkeur. Cela est dû essentiellement aux précipitations relativement fortes qu'a connu la région (587,9mm) durant l'année 2007/2008. Le module interannuel de la série est de 0,114 m³/s, débit relativement faible qui s'explique par la faiblesse des précipitations enregistrées durant ces 30 derniers années, ainsi que le caractère Karstique prépondérant des formations géologiques du bassin.

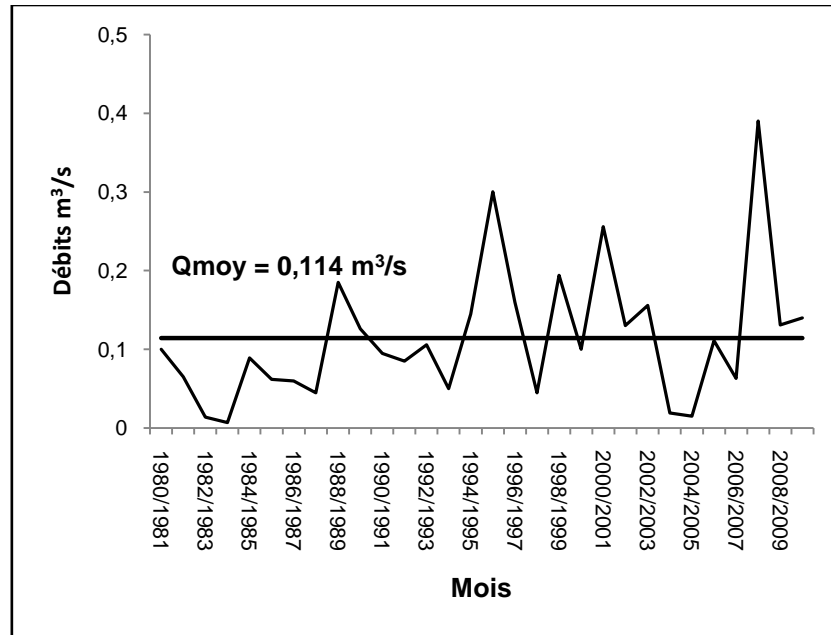


Figure II.10 Variation interannuelle des débits moyens annuels de l'Oued Saida (station de Sidi-boubkeur 1980/2010)

II.2.3 Hydraulicité.

Les mesures hydrométriques permettent de montrer les variations des débits d'une année à une autre. Dans le tableau II.12, nous avons présenté les valeurs de l'hydraulicité calculée durant les 30 dernières années. L'analyse de ce tableau, montre que les années de faible hydraulicité (Q_i/Q_{moy}) sont les plus prépondérantes. En effet, plus 60% des années hydrologiques sont déficitaires. A partir de l'année 1994/95, nous assistons à une forte hydraulicité dû à des excédents pluviométriques relativement remarquables. Pour cette classe, l'année la plus marquée était celle de 2007/2008 avec une hydraulicité $K= 3,42$. Les crues enregistrées durant cette année (tableau II.20) ont eu déjà des impacts sur la situation hydrologique de l'oued Saida.

Tableau II.12 Variations des débits moyens annuels, Débits spécifiques et hydraulicité.

Bassin	Oued Saïda		
Station	Sidi-boubkeur		
année	Q (m ³ /s)	q (l/s/km ²)	Qi/Qmoy
1980-1981	0,100	0,18	0,84
1981-1982	0,065	0,11	0,57
1982-1983	0,014	0,07	0,12
1983-1984	0,007	0,15	0,06
1984-1985	0,089	0,16	0,78
1985-1986	0,062	0,11	0,54
1986-1987	0,060	0,11	0,52
1987-1988	0,045	0,08	0,39
1988-1989	0,185	0,34	1,62
1989-1990	0,126	0,23	1,10
1990-1991	0,095	0,17	0,83
1991-1992	0,085	0,06	0,74
1992-1993	0,106	0,19	0,92
1993-1994	0,051	0,09	0,44
1994-1995	0,145	0,26	1,27
1995-1996	0,300	0,55	2,63
1996-1997	0,160	0,29	1,40
1997-1998	0,045	0,07	0,39
1998-1999	0,194	0,14	1,70
1999-2000	0,100	0,18	0,87
2000-2001	0,256	0,09	2,24
2001-2002	0,130	0,23	1,14
2002-2003	0,156	0,28	1,36
2003-2004	0,019	0,16	0,16
2004-2005	0,015	0,13	0,13
2005-2006	0,111	0,08	0,97
2006-2007	0,063	0,09	0,55
2007-2008	0,390	0,71	3,42
2008-2009	0,131	0,11	1,14
2009-2010	0,140	0,07	1,22
Moyenne	0,114	0,183	1,00

II.2.4 Ajustement des débits annuels.

L'analyse fréquentielle des débits annuels, présente un grand intérêt dans l'élaboration des projets d'aménagements hydrauliques. Dans ce travail, nous essayons de trouver une loi d'ajustement de la distribution des débits annuels. La variabilité des débits sur la période considérée, mise en évidence par les coefficients de variation, nous laisse penser à un ajustement de type Log-normal. Pour vérifier cette adéquation, nous passons à l'ajustement graphique puis au test du χ^2 .

II.2.4.1 Ajustement graphique.

Le test graphique figure II.11, montre que les débits moyens annuels s'ajustent bien à la loi Log-normal.

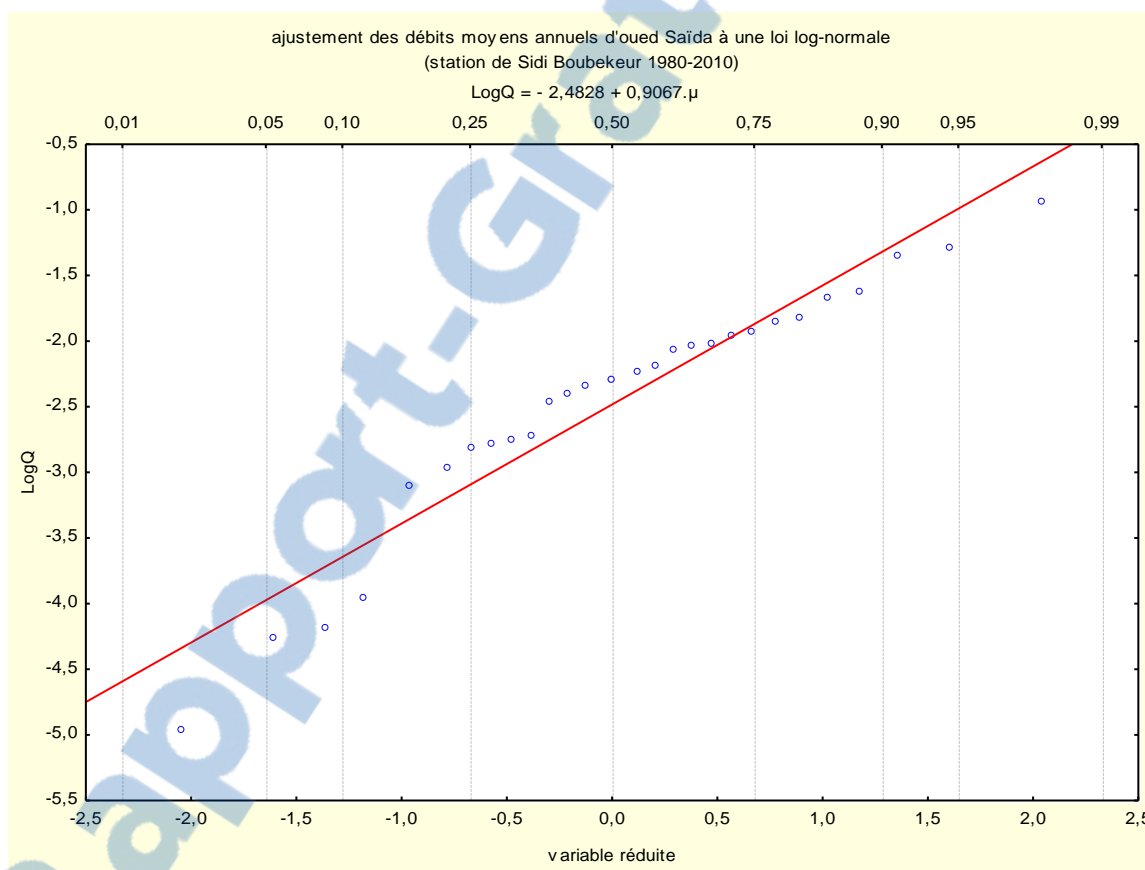


Figure II.11 Ajustement des débits moyens annuels à une loi Log-normal

Test de χ^2 .

Les résultats du test de χ^2 , pour la station de Sidi-boubkeur sont donnés dans le tableau II.13

Tableau II.13 Résultat de calcul du χ^2 .

Classe	Intervalles des débits	Effective observé (ni)	Effective théoriques (npi)	$\frac{(ni - npi)^2}{npi}$
1		6	4,98	0,20
2	-1,73<x<-2,03	5	3,29	0,88
3	-2,03<x<-2,30	5	3,07	1,21
4	-2,30<x<-2,77	5	2,93	1,46
5	-2,77<x<-3,22	4	2,20	1,47
6	-3,22<x<-4,96	5	2,67	2,03

Le χ^2 calculé à partir du tableau II.13, nous donne une valeur de 7,25 ; le χ^2 tabulé est égale à 7,81 pour un degré de liberté égale à 3 et un risque d'erreur toléré à 5%. Ce qui nous permet de confirmer que l'ajustement des débits moyens annuels suit la loi Lognormal.

Les modules caractéristiques, pour les périodes de recurrence données sont consignés dans le tableau II.14.

$$\text{Log } Q = \overline{Q}_{\text{Log}} + \sigma_{\text{Log}} \cdot \mu$$

$$\mu = 0 \longrightarrow \text{Log } Q = \overline{Q}_{\text{Log}}$$

$$Q = e^{\text{Log } Q}$$

Tableau II.14 Calcul des débits pour les périodes de recurrence.

Station		Sidi-boubkeur	
Débit (Q)	Valeur de μ	Log Q	Q
Q_{10 ans}	1,28	-1,32	0,26
Q_{20 ans}	1,64	- 0,99	0,36
Q_{50 ans}	2,05	-0,62	0,53
Q_{100 ans}	2,32	-0,37	0,68

II.2.5 L'irrégularité interannuelle des modules.

L'irrégularité interannuelle de l'écoulement peut être mesurée par les variations de l'hydraulicité. Il s'agit du rapport du débit d'une année particulière (Q_i) au débit moyen d'une longue série (Q_{moy}). Ce travail sera complété par d'autres critères statistiques à savoir le coefficient de variation et le coefficient d'immodération (R) tableau II.15

Tableau II.15 Valeurs caractéristiques des débits annuels.

Station	Moyenne (m^3/s)	Max (m^3/s) (année)	Min (m^3/s) (année)	Nombre d'année $Q_i >$ Q_{moyen}	Coefficient Immodération $R = QM/Qm$	Coeff de variation
Sidi- boubkeur	0,114	0,390	0,007	12 sur 30	55,71	1,35

II.2.6 Etude des débits mensuels.

Les relevés des débits d'un cours d'eau pendant une longue série d'années montrent des variations saisonnières systématiques (position des hautes et basses eaux) en fonction des principaux facteurs influençant l'écoulement. La répartition mensuelle des débits est alors utilisée pour classifier le régime d'écoulement d'une rivière tableau II.16. Ces régimes peuvent être traduits par divers critères numériques et graphiques. Dans ce travail, on retiendra, principalement le coefficient mensuel des débits (C.M.D)

Tableau II.16 Débits moyens mensuels.

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Jui	Juill	Aout	Moy
Débit (m^3/s)	0,083	0,163	0,118	0,138	0,183	0,136	0,140	0,116	0,089	0,062	0,051	0,095	0,114

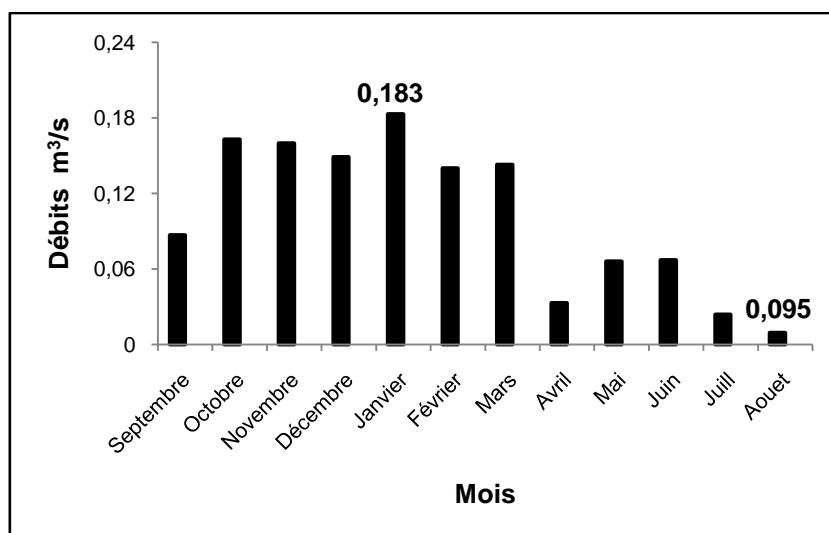


Figure II.12 Variation des débits moyens mensuels à l'Oued Saida

II.2.7 Coefficient mensuel de débits.

On définit le coefficient mensuel de débit, comme le rapport du débit moyen mensuel au module inter-annuel de la période considérée (calculé sur un certain nombre d'années). Le module interannuel se calcul (moyenne arithmétique) sur une série d'observations de plusieurs années. Le coefficient mensuel de débits (CMD), permet la comparaison des variations saisonnières du régime d'un cours d'eau. Les CMD inférieurs à l'unité correspondent aux mois des basses eaux et les CMD supérieurs à l'unité représentent les mois des hautes eaux.

L'analyse de la figure II.12, et le tableau II.17, montrent que le débit maximal est observé au mois de janvier, alors que le débit minimal est enregistré en Juillet-Aout. Dans le cas de l'oued Saida, la période des hautes eaux est nettement précoce puisqu'elle apparaît au début de l'automne. A l'instar des régions semi-arides, la région de Saida est caractérisée par des orages violents qui surviennent en Octobre, Novembre, décembre et éventuellement Janvier. La moyenne mensuelle maximale de $0,183 \text{ m}^3/\text{s}$ est observée en Janvier.

La période des basses eaux est plus précoce encore, puisqu'elle commence à partir de Mai. Ceci peut s'expliquer a priori par les variations saisonnières de précipitations, et aux effets importants de la température de la région de Saida, qui accentue l'évapotranspiration (ETP).

Aujourd'hui, il apparaît clairement que les régimes hydrologiques dépendent en grande partie des précipitations, et des températures (évaporation).

Tableau II.17 Répartitions des débits mensuels Oued Saida.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
Qmoy (m ³ /s)	0,083	0,163	0,118	0,138	0,183	0,136	0,140	0,116	0,089	0,062	0,051	0,095	0,114
C.M.D	0,72	1,42	1,03	1,21	1,60	1,19	1,22	1,01	0,78	0,54	0,44	0,83	—
Q(max) (m ³ /s)	1,75	2,2	0,52	2,39	4,2	0,77	1,66	1,80	0,39	2,34	0,84	0,98	1,65
Q(min) (m ³ /s)	0,016	0,01	0,033	0,041	0,04	0,022	0,016	0,02	0,035	0,015	0,01	0,01	0,022
σ	0,139	0,207	0,150	0,140	0,196	0,164	0,185	0,182	0,108	0,134	0,150	0,109	0,155
Cv	1,67	1,26	1,27	1,01	1,07	1,20	1,32	1,56	1,21	2,16	2,94	1,14	1,35

II.2.8 Coefficient de variation.

La variabilité inter-mensuelle des coefficients de variation est nettement remarqué. Le résultat de calcul donne des valeurs comprises entre 1,01 et 2,94. Il apparait aussi, et d'après toujours le même tableau II.17, une forte variation du Cv au mois de Juin, Juillet et septembre, pour le reste de l'année les valeurs de Cv sont presque égales, mais toujours supérieures à l'unité. Ceci, est liée probablement au caractère temporaire et aléatoire de l'écoulement dans l'oued. La comparaison entre la lame d'eau écoulée et précipitée montre que le maximum de pluie enregistrée au niveau de la station de Saida et de Sidi-boubkeur correspond bien à la lame d'eau écoulée maximale tombée tableau II.18.

Tableau II.18 Répartition des Lames d'eau écoulées (Le) et tranche d'eau précipitée (Lp)

Mois		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année (mm)
ST	Le S.B	4,0	8,0	5,8	6,8	9,0	6,7	6,9	5,7	4,3	3,0	2,5	4,6	67,3
	Lp S.B	16,7	30,8	35,8	37	37,2	29,2	29	27,3	26	5,6	3,1	4,2	282
	Lp S.S	20,8	29,4	37,4	33,6	44,5	35,4	37,1	32,2	24,8	7,2	2,8	8,9	314

S.B : Station sidi-boubkeur ; S.S : Station Saïda.

Ceci pourrait s'expliquer aussi, par les fortes précipitations d'octobre, novembre et décembre qui s'abattent sur un sol sec, après une longue saison d'été, assurant ainsi le remplissage des nappes souterraines. C'est à partir du mois de janvier que les réserves seront bien remplies, par les forts apports des pluies d'hiver figure II.13

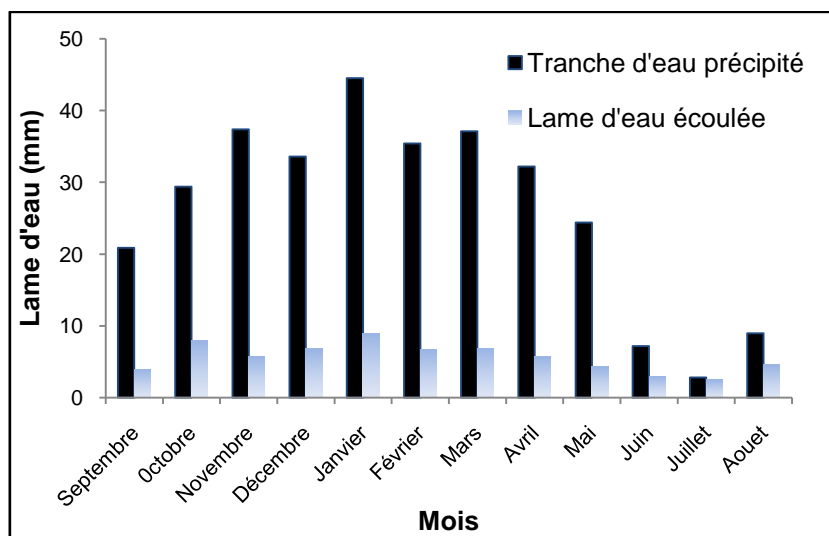


Figure II.13 Variation des lames d'eau précipitées et écoulées (Oued Saïda 1980/2010)

II.2.9 Bilan moyen annuel de l'écoulement.

Le déficit moyen annuel de l'écoulement (D en mm) est défini comme étant la différence entre la tranche d'eau précipitée (P en mm) et la lame d'eau écoulée (E en mm).

$$D = P - E \quad (\text{mm}) \quad (1)$$

Le rapport E/P est appelé coefficient moyen annuel de l'écoulement K et sera déterminé par la relation suivante.

$$K = E / P \quad (\%) \quad (2)$$

Les résultats de calcul, obtenus à partir de l'équation 1 et 2, sont présentés dans le tableau II.19.

Tableau II.19 Bilan moyen annuel de l'écoulement à la station de Sidi-boubkeur.

Bassin	Station	Période	P (mm)	E (mm)	D (mm)	K (%)
Saida	Sidi-boubkeur	1980/2010	288	67,3	220,7	23,50

Le déficit moyen annuel de l'écoulement enregistré au niveau de la station de Sidi-boubkeur reste relativement élevé (220,7mm) tableau II.19. Le coefficient moyen annuel de l'écoulement K, ne représente que 23,5% d'eau précipitée, le reste (76,5%) est repris par l'évapotranspiration E, car dans l'écoulement on comptabilise l'apport des sources (eaux souterraines déjà infiltrées) à l'oued. Ceci, pourrait s'expliquer par la présence d'épaisses couches calcaire-dolomitiques, très Karstifiés facilitant ainsi l'infiltration massive des eaux. Outre le caractère de perméabilité, le climat de la région semi-aride influence d'une manière significative sur l'écoulement de l'oued.

II.2.10 Analyse des crues

La crue dépend essentiellement de l'abondance et de l'intensité de la pluie : son évolution obéit principalement à la puissance et l'intensité de l'averse. Sa vitesse est largement influencée par le couvert végétal, la lithologie, par des paramètres morphométriques du bassin (indice de compacité, densité de drainage, rapport des confluences et des longueurs, la pente des talwegs et la forme du lit Cosendey et Robinson (2000)). Plus une crue est importante et plus elle aura de capacité à transporter les sédiments du lit du cours d'eau. En effet, plus la pente sera importante et le lit étroit, plus la capacité de charriage du cours d'eau sera importante et plus la rivière aura tendance à dissiper sa

capacité de charriage en érodant son fond et ses berges. A l'inverse, plus la pente sera faible et le lit large, plus la rivière perdra sa capacité de charriage et aura tendance à déposer les matériaux qu'elle transporte, créant soit des zones d'atterrissements soit un exhaussement plus global du lit. Les volumes totaux écoulés pendant les crues, ainsi que les volumes moyens annuels écoulés durant les années correspondantes dans l'oued Saida sont reportés dans le tableau II.20

Tableau II.20 Volume d'eau écoulé à l'oued Saida.

Date de la crue	Débit instantané (m³/s)	Débit spécifique (l/s/Km²)	Volume total écoulé pendant la crue (10⁶ m³)	Volume total écoulé moyen annuel (10⁶ m³)	% du volume de la crue par rapport au volume annuel
18/09/1982	1,78	3,27	0,089	2,04	4,36
01 au 02/03/1983	3,48	6,31	0,37	0,84	44,04
13 au 15/10/1983	2,24	4,12	0,56	0,84	66,70
11/03/1994	4,20	7,73	0,18	1,60	11,25
28/03/1996	1,82	3,35	0,085	9,46	0,90
10/01/2001	1,66	3,05	0,061	8,07	1,05
02 au 10/10/2001	1,36	2,50	1,02	8,07	12,63
23 au 24/04/2005	1,76	3,24	0,305	0,47	64,9
22 au 27/10/2008	1,65	3,03	0,701	12,3	5,70
03/12/2008	2,39	4,40	0,055	12,3	0,44
05 au 10/09/2009	1,05	1,93	0,462	4,41	10,47

L'analyse du tableau II.20, montre que la crue la plus importante enregistrée par les services de l'ANRH, était celle du 02 au 10/10/2001 avec un débit de pointe de $1,36 \text{ m}^3/\text{s}$ donnant ainsi un apport liquide de $1,02.10^6 \text{ m}^3$ d'eau. La crue du 13/ au 15/10/1983 est la plus dévastatrice puisque à elle seul, elle a généré un volume d'eau estimé à $0,56.10^6 \text{ m}^3$ en seulement 69h et 30min. Ce volume représente 66,7% par rapport au total annuel apporté par l'oued Saida. La variation du pourcentage des apports de crues est comprise entre 0,90% et 66% de l'apport annuel. Cette différence enregistrée dans les apports est du probablement à l'intensité et la fréquence irrégulières des pluies qui s'abattent sur le bassin versant de l'oued Saida.

Chapitre III

MODELISATION PLUIE – DEBIT

III.1 Introduction

L'aménagement de ponts et de barrages sur des oueds ou l'exploitation des cours d'eau pour l'irrigation supposent une bonne connaissance de leurs crues et de leurs étiages. Ainsi, l'analyse et la caractérisation précise de la variabilité des ressources en eau de surface constituent un domaine de recherche indispensable, en ce sens qu'il doit déboucher sur l'élaboration de scénarios permettant la prévision et la gestion de ces ressources.

Le développement de l'informatique et des études sur les systèmes complexes naturels à l'image des bassins versants, ont provoqué ces dernières décennies, une prolifération de modèles mathématiques en hydrologie, qui aident à comprendre, gérer et réduire la complexité des différents phénomènes hydrologiques. La transformation des pluies incidentes en débits à l'exutoire d'un bassin, représente le processus le plus complexe à modéliser. En Algérie, les périodes de sécheresse qui ont sévi ces dernières années ont fait diminuer les réserves en eau, et l'introduction de méthodes d'optimisation de ces ressources s'est révélée utile et indispensable. Cela passe par la maîtrise de la modélisation de la relation pluie-débit. Benkaci, (2001).

Mais la plupart des modèles pluie-débit existants sont conçus dans des pays généralement à climat humide, et compte tenu des différences hydroclimatiques entre ces pays et l'Algérie, la transposition de ce type de modèles à un bassin algérien à climat semi-aride constitue pour nous une première étape de ce travail.

III.2 Historique des modèles pluie-débit

La modélisation pluie-débit est une discipline des sciences hydrologiques qui s'intéresse principalement au cycle hydrologique afin d'aboutir à un outil de travail exploitable dans différents domaines. Le souci de la modélisation pluie-débit est de mettre à la disposition des ingénieurs un outil permettant l'estimation ou la prévision des débits pour une étude d'aménagement désirée (barrages, lacs, ponts...).

Les premiers modèles de simulation pluie-débit ont été proposés à la fin des années 50, est de nombreux modèles ont été développés depuis, selon des approches très variées. Bien que la représentation du comportement hydrologique d'un bassin soit apparemment un

problème très ordinaire, aucune solution satisfaisante n'existe à l'heure actuelle pour décrire le mécanisme de la transformation de la pluie en débit. Une forte demande existe cependant, autant dans les domaines de recherche liés à l'étude des hydro-systèmes que de la part des gestionnaires de la ressource en eau. Dans un modèle hydrologique dit à réservoir la transformation de la pluie en débit est décomposée en différentes composantes. Les équations qui les décrivent comportent des paramètres qui ne peuvent être mesurés et qui doivent être obtenus par calage Fouchier, (2010).

Parmi, les modèles à réservoir nous citons, TOPMODEL (Topography-based-hydrological Model), initié par Beven and Kirkby (1979) à l'université de Leeds. Le modèle se caractérise par la prise en compte la variabilité spatiale du bassin pour évaluer le paramètre topographique (son application est bien adaptée au SIG), l'utilisation des paramètres mesurés sur le terrain et la considération de zones saturées variables.

Le modèle HEC (Hydrological Engineer Center), développé par US Army corps of Engineers. La première version de ce logiciel est apparue en 1995. Il s'agit d'un modèle pluie-débit, constitué par un ensemble de modèles hydrologiques qui permettent de décrire le fonctionnement d'un bassin de manière spatialisée. La géométrie du bassin versant peut-être conceptualisée par un ensemble de sous unités hydrologiques liées entre elles par des éléments hydrauliques. Chacune des unités hydrologiques ainsi que chacun de ces éléments de liaison sont caractérisés par de multiples modèles de simulations hydrologiques. On peut citer, les modèles de pertes par infiltration, les modèles de ruissellement, les modèles des écoulements souterrains et les modèles d'hydrologie fluviale.

Les modèles de type boîte noire, propose un schéma sans lien direct avec la réalité. Il ne fait appel qu'aux seuls variables d'entrée et de sortie d'un bassin sans faire intervenir ses paramètres physiques. Il fournit une description purement mathématique et globale de la transformation pluie-débit et sont représentés principalement par les modèles linéaires d'analyse de séries temporelles Box et al, (1976) et les réseaux de neurones Anctil et al, (2004).

Au début des années 80, Claude Michel (1983) a engagé au Cemagref une réflexion sur la modélisation pluie-débit à partir du modèle CREC, un modèle à neuf paramètres développé au Laboratoire d'Hydrologie de l'Université de Montpellier (Cormary et Guilbot, 1973). Partant de cette structure, des simplifications ont été faites, dans le but d'obtenir un modèle à peu de paramètres, sans amoindrir les performances du modèle initial en termes de simulation des débits. Une structure simple à deux réservoirs a ainsi été proposée, avec un seul paramètre correspondant à une capacité maximale identique de ces deux réservoirs.

De façon générale, ce premier modèle était un modèle à deux paramètres, GR2, avec un paramètre pour chaque capacité de réservoir. Utilisé par Loumagne (1988) et Devred (1989), ce modèle a ensuite été repris par Edijatno (1987, 1991) qui a, par une démarche résolument empirique, amélioré sa structure en modifiant notamment la fonction de production et en ajoutant un troisième paramètre, constante de temps d'un hydrogramme unitaire. Le nouveau modèle journalier GR3 (Edijatno et Michel, 1989) fut testé sur un échantillon de 110 bassins versants et donna des résultats satisfaisants en comparaison avec quelques modèles plus complexes. Des relations sommaires entre descripteurs climatiques du bassin et valeurs des paramètres du modèle ont aussi pu être établies.

Dans une perspective de constante amélioration de cette structure, Nascimento (1991, 1995) a isolé des bassins intermittents pour lesquels le modèle avait du mal à fournir des résultats corrects, et a introduit dans le modèle un quatrième paramètre gouvernant des échanges souterrains pour répondre aux exigences de bonne reproduction des débits. Le nouveau modèle GR4 a fourni sur un échantillon de 120 bassins de meilleures performances que la version antérieure à trois paramètres. Parallèlement aux travaux de Nascimento (1995), Makhlouf (1994) a mené des recherches sur l'explication des paramètres du modèle GR4J sur quelques bassins versants et a également donné quelques voies pour le traitement du modèle GR4J.

Quelques années plus-tard, Edijatno et al. (1999) ont proposé une nouvelle version à trois paramètres du modèle journalier. Cette version, dans laquelle la capacité du réservoir de production est fixe, est très similaire à la version proposée par Nascimento (1995) avec des fonctions de production et d'échange légèrement modifiées. Enfin, Perrin (2000) et Perrin et al. (2003) ont proposé une version améliorée de ce modèle journalier, comportant quatre paramètres et permettant notamment d'améliorer la simulation des étiages avec l'introduction d'une percolation issue du réservoir de production du modèle

Des premiers essais de modélisation à pas de temps mensuel avec un modèle pluie-débit simple avaient été effectués par Rifaat (1980). Par la suite, Kabouya (1990) a mis au point un modèle mensuel GR3M, à trois paramètres, pour l'appliquer à des problèmes d'évaluation de la ressource en eau en Algérie septentrionale (Kabouya et Michel, 1991). Makhlouf (1994) a également travaillé sur un modèle mensuel en proposant une version à deux paramètres, le modèle GR2M (Makhlouf et Michel, 1994), qui a par la suite été amélioré par Mouelhi (2003).

Au pas de temps annuel, les travaux de Bouabdallah (1997), ont permis de jeter les premières bases d'un modèle pluie-débit annuel, avec deux versions, à un paramètre (GR1A) et deux paramètres (GR2A).

Par la suite, Mouelhi (2006-a) et (2006-b) a repris la chaîne de modélisation à pas de temps mensuel, annuel et pluriannuel, en essayant d'identifier l'adaptation des structures des modèles au pas de temps de fonctionnement, et en recherchant les cohérences de structures entre ces différents pas de temps. Il a ainsi pu proposer un modèle mensuel (GR2M) à deux paramètres, un modèle annuel (GR1A) à un paramètre et un modèle interannuel sans paramètres à caler.

III.3 Objectif de la modélisation

Pouvoir simuler le comportement hydrologique d'un bassin versant est un enjeu majeur de l'hydrologie moderne, auquel tente de répondre la modélisation pluie-débit. Il s'agit, à partir de la connaissance de la pluie tombée sur le bassin, de reproduire la réponse en débit du bassin, à l'aide d'un modèle. Parmi les objectifs de ces modèles on peut citer :

- Prévision des crues et des étiages, il s'agit en fait d'évaluer à l'avance des débits de crues susceptibles de présenter des risques d'inondation.
- Simulation des débits, pour des sites non jaugés ou le comblement de lacunes dans des séries de données.
- Prédétermination des débits de crues ou d'étiage, ceci permet le dimensionnement d'ouvrages ou d'aménagement dans le lit du cours d'eau.
- Délimitation des zones inondables

III.4 Paramètres des modèles globaux.

Les paramètres utilisés correspondent soit à des grandeurs physiques (quantifiables sur le terrain), soit à une valeur déterminée par une optimisation (non quantifiable sur le terrain). Les paramètres des modèles globaux n'ont généralement pas de signification physique et ne peuvent pas être, par conséquent, mesurés sur le terrain. Ils doivent être déterminés mathématiquement par un processus d'optimisation ou de calage. Le choix d'une telle méthode repose sur son efficacité c'est à dire sa capacité à fournir des jeux de paramètres permettant au modèle de donner des simulations satisfaisantes. Perrin (2000).

III.5 Les modèles : classifications et exemples

Les classifications de modèles que l'on trouve dans la littérature sont nombreuses et peuvent être fonction de plusieurs caractéristiques Oudin (2004). Dans le tableau 1, nous avons représenté les différents types de modèles selon leurs caractéristiques Clarke (1973), Ambroise (1998), Perrin (2000) et Oudin (2004). La relation entre les différents modèles établis par Gaumme (2000) est représentée dans la figure III.1,

Tableau III.1 Exemple de caractéristiques des modèles pluie-débit.

Caractéristique	Type de modèle
Selon la nature de la variable	- Modèle déterministe (variables non aléatoires) - Modèle stochastique (variables aléatoires)
Traitement de l'espace (homogénéité du bassin)	- Modèle global - Modèle semi-distribué ou (semi-global) - Modèle spatialisé
Fondement théorique et approche de développement	- Modèle empirique - Modèle conceptuel - Modèle à base physique

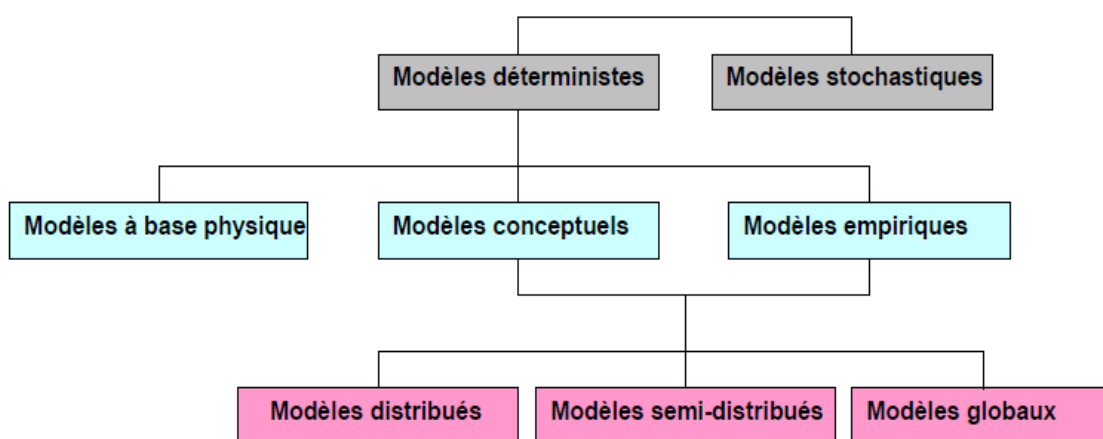


Figure III.1 Relation entre les modèles pluie-débit. Gaumme (2000).

a) modèle déterministe.

Ce modèle s'appuie sur la description du bassin versant et prend en compte une ou plusieurs caractéristiques physiques, tels que la pente, la superficie et le type de sol. Ces modèles sont utilisés pour la prévision hydrologique, la gestion des ouvrages hydrauliques, la prévision des crues et pour la délimitation des zones inondables.

b) modèle stochastique.

Représente la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distributions statistiques. Il permet la simulation de longues séries de précipitations grâce à la connaissance de lois de probabilité décrivant les phénomènes pluvieux (durée et nombre des averses, intensité, débit...)

c) Modèle à base physique.

C'est un modèle qui s'appuie sur des paramètres physiques mesurables, comme la conductivité hydraulique des sols à saturation, qui ne nécessitent pas en théorie d'être calibrés.

d) Modèles conceptuels et empiriques.

Ils sont fondés sur la physique, suivant les relations utilisées pour modéliser la transformation de la pluie en débit et suivant la représentation du système modélisé.

e) Modèle global ou distribué.

Dans ce type de modèles, les caractéristiques physiques et les grandeurs météorologiques sont considérées comme uniforme à l'échelle du bassin versant assimilé à une unité ponctuelle. Il s'agit de valeurs moyennes applicables à tout le bassin versant. Les processus hydrologiques sont simulés pour l'ensemble du bassin versant.

III.6 Modèles génie-rural GR.

III.6.1 Description.

Les modèles génie-rural, sont apparentés à des modèles conceptuels du fait de leur structure à réservoirs. Ce sont en fait des modèles empiriques, leur construction s'est faite sur la base de grands jeux de données et en découvrant progressivement la structure permettant de reproduire au mieux le comportement hydrologique du bassin versant.

III.6.2 Principales caractéristiques des modèles GR.

Comme tout modèle hydrologique, les modèles GR opèrent une triple globalisation du système bassin versant.

- Au niveau des processus, les modèles GR proposent des relations simples à l'échelle du bassin, mises au point empiriquement et sans liens directs avec la physique des processus à petite échelle et pouvant représenter une moyenne de plusieurs processus.
- Au niveau de l'espace, les modèles GR sont globaux, c'est-à-dire que, tout en reconnaissant l'hétérogénéité de tout bassin, ils considèrent le bassin versant comme un tout.
- Au niveau du temps, les modèles GR ont été développés pour des pas de temps de fonctionnement spécifiques, annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J). Les différents modèles travaillent sur des moyennes temporelles.

Les modèles GR ont été testés sur de larges échantillons de plusieurs centaines de bassins, en France mais également aux Etats-Unis, en Australie et en Algérie. Ces modèles n'ont besoin pour fonctionner que de données continues de pluie et d'évapotranspiration potentielle. Ils ont un faible nombre de paramètres, ce qui permet de limiter les problèmes de surparamétrisation et leur confère une bonne robustesse Perrin et al, (2001)

III.7 Dimensions des variables P, ETP, et Q.

III.7.1 Pluie (P).

La pluviométrie consiste toujours à mesurer une hauteur de précipitations pendant un intervalle de temps. On a l'habitude d'exprimer les précipitations journalières, mensuelles ou annuelles en millimètre par jour, par mois ou par an. Dans notre cas la pluviométrie est exprimée en mm/mois, mm/an ou mm/j. Elle représente une hauteur d'eau tombée sur le bassin versant considéré et intégrant la distribution spatio-temporelle.

III.7.2 L'évapotranspiration potentielle (ETP).

L'évapotranspiration potentielle ETP est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant. La valeur de l'évapotranspiration potentielle est fonction de l'énergie disponible. Elle est mesurée soit par un évaporomètre ou déduite par des formules

empiriques telles que Turc, Thornthwaite, Blannet, Penman etc...L'unité de l'évapotranspiration est le millimètre.

a)-Formule de Turc (1955).

La formule de Turc est donnée par la relation suivante :

$$ETP = 0,4 (I_g + 50). K. T / (T + 15)$$

ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle (mm d'eau)

T : Température moyenne mensuelle de l'air (°C).

I_g : Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (calorie/cm²/jour).

$$I_g = I_gA (0,18 + 0,62 h_r / H)$$

I_gA : Radiation globale théorique

H : Durée théorique des jours du mois en heures.

K : Coefficient égal à 1, si l'humidité relative h_r est supérieur à 50%.

Le calcul de l'ETP d'après la méthode de Turc est établi par un logiciel existant Bennada (2000). Les résultats de calcul de l'ETP sont donnés dans le tableau en Annexe.

III.7.3 Débit (Q)

Il se traduit par une circulation, directe ou indirecte, de l'eau à travers le sol ou le sous-sol en passant par les cours d'eau secondaires puis principaux, et finisse à l'exutoire du bassin versant. A l'échelle globale du bassin versant, le débit à l'exutoire traduit la réaction de tout le bassin suite à une pluie. Il est mesuré par différentes techniques hydrométriques, par exemple : le jaugeage par moulinet, le débit est exprimé en m³/s. Pour répondre aux objectifs de la présente étude, il convient d'uniformiser les dimensions des différentes variables en (mm).

III.8 Calage et validation d'un modèle.

Caler un modèle consiste à rapprocher le plus possible le comportement du modèle de celui du bassin modélisé, c'est-à-dire, reproduire au mieux le comportement hydrologique du bassin. Le critère utilisé est le critère des moindres carrés des erreurs, présenté sous la

forme adimensionnelle du critère de Nash borné. Le calage consiste donc à trouver des valeurs des paramètres du modèle qui minimisent l'erreur de modélisation sur la période considérée.

La validation consiste à appliquer sur le modèle des données qui n'ont pas été utilisées lors du calage.

III.9 Choix d'un critère de validation.

La qualité de la méthode de calage est appréciée en évaluant les simulations du modèle, effectuée dans la phase de contrôle, avec le critère classique de Nash-Sutcliffe (1970). Le critère classique est de la forme suivante :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs_i} - Q_{calc_i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs_i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (1)$$

Q_{obs_i} : Débit observé au pas de temps i

Q_{calc_i} : Débit calculé au pas de temps i

$\overline{Q_{obs}}$: Moyenne des débits observés sur la période considérée.

Le critère de Nash, varie dans l'intervalle, $]-\infty ; 1]$ a l'avantage d'être d'interprétation facile. Un critère de valeur 1 signifie que l'erreur du modèle est nulle (modèle parfait), on pratique on estime que le calage est acceptable à partir d'une valeur du critère de Nash supérieur à 70%.

III.10 Description du modèle pluie-débit annuel GR1A

III.10.1 Introduction

Le modèle GR1A, est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre. Il a été initié au Cemagref à la fin des années 1990. La principale version, présenté ici, est celle proposée par Mouelhi (2003) et Mouelhi et al (2006 a).

III.10.2 Description mathématique

La structure mathématique du modèle est simple puisqu'elle se résume à une simple équation. Le débit Q_k de l'année K étant proportionnel à la pluie P_k de la même année, avec un coefficient d'écoulement dépendant de P_k , de la pluie P_{k-1} et de l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne Ek .

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0,7P_k + 0,3P_{k-1}}{X \cdot Ek} \right)^2 \right]^{0,5}} \right\} \quad (2)$$

X : Paramètre du modèle à caler (mm)

Q_k : Débit simulé de l'année K (mm)

P_k : Pluie observée de l'année K (mm)

P_{k-1} : Pluie observée de l'année $K-1$ (mm)

E : Evapotranspiration potentielle de l'année K (mm)

Le paramètre X , traduit l'influence d'une ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique (échanges avec des nappes profondes ou avec des bassins adjacents).

Si $X > 1$: Le système perd de l'eau

Si $X < 1$: Le système gagne de l'eau

Ce paramètre apparait comme un coefficient modulateur de l'évapotranspiration potentielle sur un large échantillon de bassins versants. Les valeurs trouvées sont données dans le tableau II.2.

Tableau II.2 Valeurs des paramètres du modèle GR1A obtenues sur un large échantillon de bassins versants.

Paramètres	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
X (mm)	0,7	0,13 – 3,5

III.11 Description du modèle pluie-débit mensuel GR2M

III.11.1 Introduction

Le modèle GR2M, est un modèle pluie-débit globale à deux paramètres. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1980. Ce modèle a des objectifs d'applications dans le domaine des ressources en eau. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage ainsi qu'une ouverture sur l'extérieur autre que le milieu atmosphérique. Ces trois fonctions permettent de simuler le comportement hydrologique du bassin. La version présentée dans ce travail est la version Mouelhi et al (2006b).

III.11.2 Description mathématique

Dans cette structure mathématique (figure III.2), les paramètres de forçage sont représentés par P_k qui est la pluie mensuelle du mois K et E représente l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois. Ces équations se caractérisent par une fonction de production et une fonction de routage.

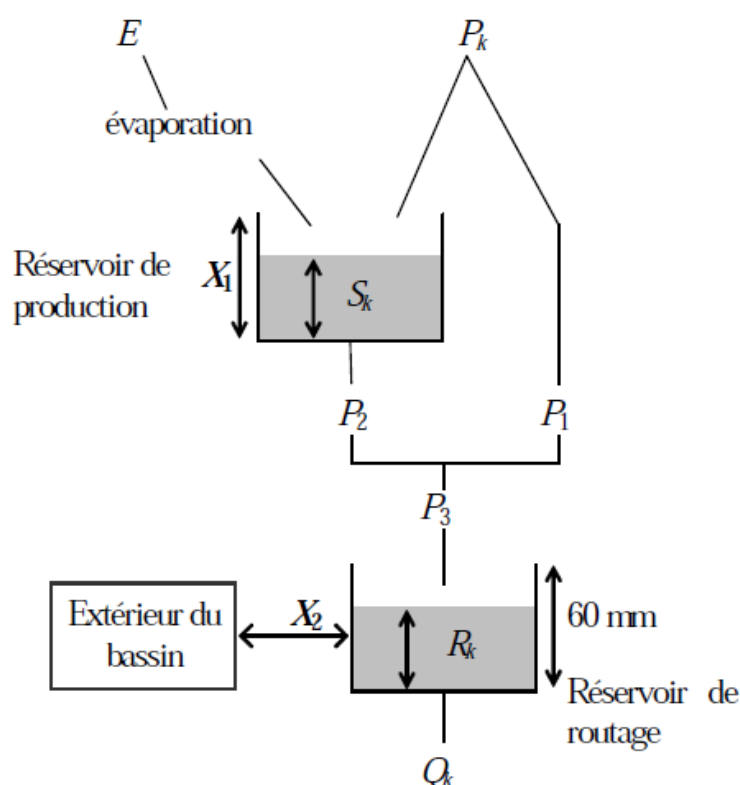


Figure III.2 Schéma de la structure du modèle GR2M

■ Production

La fonction de production du modèle repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol. Une partie P_s de la pluie P_k va être ajoutée au contenu S_k dans le réservoir en début de pas de temps.

$$P_s = \frac{X_1 \cdot \left[1 - \left(\frac{S_k}{X_1} \right)^2 \right] \cdot \tanh \left(\frac{P_k}{X_1} \right)}{1 + \frac{S}{X_1} \tanh \left(\frac{P_k}{X_1} \right)} \quad (3)$$

Le paramètre X_1 , capacité du réservoir, et exprimé en mm. La pluie en excès, P_1 , est donnée par l'équation suivante :

$$P_1 = P - P_s' \quad (4)$$

Le contenu du réservoir est alors déterminé par :

$$S' = S_k + P_s \quad (5)$$

Sous l'effet de l'évapotranspiration, une quantité E_s est prélevée du réservoir :

$$E_s = \frac{S' \cdot \left(2 - \frac{S'}{X_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E}{X_1} \right)}{1 + \left(1 - \frac{S'}{X_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E}{X_1} \right)} \quad (6)$$

E représente l'évapotranspiration potentielle du mois considéré. Le niveau S' devient S''

$$S'' = S' - E_s \quad (7)$$

■ Percolation

Le réservoir de suivi d'humidité du sol se vidange ensuite selon une percolation P_2 :

$$P_2 = S'' \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{S'}{X_1} \right)^3 \right]^{-1/3} \right\} \quad (8)$$

Son niveau S_{k+1} , prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par :

$$S_{k+1} = S' - P_2 \quad (9)$$

■ Routage

La quantité d'eau totale P_3 qui atteint le réservoir de routage est donnée par :

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad (10)$$

Le niveau R_k dans le réservoir devient alors R' :

$$R' = R_k + P_3 \quad (11)$$

Le paramètre X_2 est positif et adimensionnel. Le niveau dans le réservoir devient :

$$R' = X_2 \cdot R' \quad (12)$$

Le réservoir, de capacité fixe est égale à 60mm, se vidange pour donner le débit Q_k selon l'équation suivante :

$$Q_k = \frac{R'^2}{R'' + 60} \quad (13)$$

Le contenu du réservoir est enfin donnée par :

$$R_{k+1} = R'' - Q_k \quad (14)$$

III.11.3 Paramètres optimisables :

Le modèle a deux paramètres optimisables :

X_1 : capacité du réservoir de production en (mm)

X_2 : capacité d'échanges souterrains (-)

L'étude sur un large échantillon de bassins versants a donné les valeurs suivantes (Tableau III.3).

Tableau III.3 Valeur des paramètres du modèle GR2M.

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 90 %
X_1 (mm)	380	140 - 2640
X_2 (-)	0,92	0,21 – 1,31

III.12 Description du modèle pluie-débit journalier GR4J

Il s'agit d'un modèle du Génie-rural journalier à 4 paramètres. Son développement a été initié au début des années 1980. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Edijatno et Michel (1980), Edijatno (1991), Nasciemento (1995), Edijatno et al (1999), Perrin (2000) et Perrin et al (2003) qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version présentée ici est la version de Perrin et al (2003).

Le modèle GR4J, est un modèle empirique, sa structure l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage, des hydrogrammes unitaires ainsi qu'une fonction d'ouverture sur l'extérieur non atmosphérique permettant de simuler le comportement hydrologique du bassin.

III.12.1 Description mathématique

La structure du modèle GR4J représente la transformation pluie-débit par un assemblage simple de réservoirs et d'outils mathématiques. Le schéma de la structure est donné dans la figure III.3.

On désigne par P (mm), la pluie journalière du jour K et E (mm), l'évapotranspiration potentielle pour le même jour.

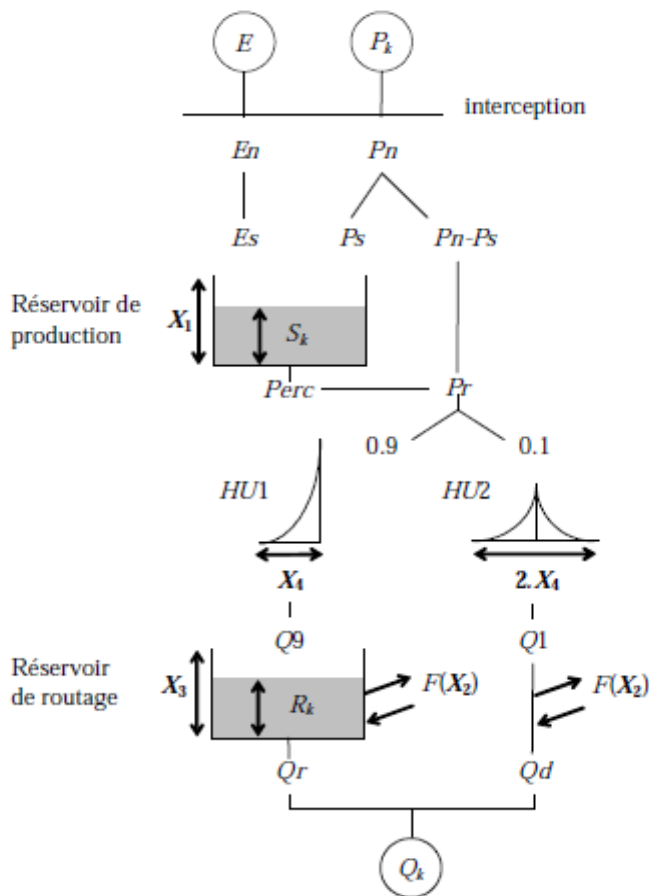


Figure III.3 Schéma de la structure du modèle GR4J

a) Neutralisation

Dans un premier temps, on doit neutraliser P_k par E pour déterminer une pluie nette P_n et une évapotranspiration nette E_n , calculée sur la base des relations suivantes :

Si $P_k > E$, donc $P_n = P_k - E$ et $E_n = 0$

Si $P_k < E$, donc $E_n = E - P_k$ et $P_n = 0$

b) Fonction rendement

Dans le cas où P_n est différente de zéro, une partie P_s de P_n va alimenter le réservoir de production. P_s sera calculée par la relation suivante :

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1} \right)^2 \right) \cdot \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)}{1 + \frac{S_k}{X_1} \cdot \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)} \quad (15)$$

X_1 , représente la capacité maximum du réservoir de production et S_k le contenu du réservoir de production au début du jour K .

Par contre, lorsque E_n est différent de zéro, une quantité d'évaporation E_s est retirée du réservoir de production. Elle est donnée par la relation suivante :

$$E_s = \frac{S_k \left(2 - \frac{S_k}{X_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E_n}{X_1} \right)}{1 + \left(1 - \frac{S_k}{X_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E_n}{X_1} \right)} \quad (16)$$

Le contenu du réservoir qui résulte de ces opérations est donné par :

$$S = S_k + P_s - E_s \quad (17)$$

c) Percolation

Une percolation $Perc$, issue du réservoir de production est alors calculée par l'équation suivante :

$$Perc = S_k \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4 S_k}{9 X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad (18)$$

Par suite, le contenu du réservoir devient :

$$S_{k+1} = S - Perc \quad (19)$$

La quantité d'eau Pr qui atteint finalement la partie routage du modèle est donnée par :

$$Pr = Perc + (P_n - P_s) \quad (20)$$

III.12.2 Détermination de l'évapotranspiration par la formule d'Oudin.

L'évapotranspiration est un phénomène complexe est difficile à quantifier. A l'échelle du bassin versant, ce phénomène n'est pas directement mesurable et il est donc souvent représenté de manière simplifié dans les modèles hydrologiques, notamment dans les modèles pluie-débit. Oudin et al, (2004), ont mis au point une formule d'ETP simple et efficace permettant d'obtenir de meilleurs résultats que l'ensemble des formules existantes.

La formule d'Oudin est donnée par la relation suivante :

$$ETP = (R_e / \lambda \cdot P) * (T_a + K_2) / K_1$$

ETP : évapotranspiration potentielle (mm/jour).

R_e : Radiation extra-terrestre ($MJ\ m^{-2}/jour$), calculée en fonction de la latitude et du jour.

T_a : Température journalière en °C

λ : Flux de chaleur latente (2,48 MJ/Kg)

Les différentes valeurs de l'ETP, calculé par la formule d'Oudin sont données dans l'annexe 5.

III.12.3 Paramètres de calage

Le modèle GR4J, est un modèle qui ne comporte que quatre paramètres à caler.

X_1 : capacité du réservoir de production (mm)

X_2 : capacité d'échanges souterrains (mm)

X_3 : capacité à un jour du réservoir de routage (mm)

X_4 : temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1 (j)

Dans le tableau III.4, nous avons présenté les valeurs des différents paramètres obtenus sur un large échantillon de bassins versants.

Tableau III. 4 : Valeurs des paramètres du modèle GR4J

Paramètres	Médiane	Intervalle de confiance à 80%
X₁	350	100 à 1200
X₂	0	- 5 à 3
X₃	90	20 à 300
X₄	1,7	1,1 à 2,9

III.12.4 Application du modèle GR.

L'évaluation d'un modèle consiste à comparer les valeurs simulées aux valeurs observées. Des critères statistiques sont utilisés pour caractériser la qualité de la simulation. Dans ce travail, nous avons utilisé les critères classiques en hydrologie à savoir, bilan, corrélation et critère de Nash. Le modèle GR a été appliqué sur des données annuelles, mensuelles et journalières des pluies mesurées à la station de Saida et Sidi-boubkeur et des lames d'eau écoulées mesurées à la station de Sidi-boubkeur.

III.13 Interprétation et commentaires des résultats

III.13.1 Modèle annuel GR1A.

La période du calage choisie pour cette étude est celle allant de (1980-1981 à 2003-2004). Les résultats de l'analyse du modèle GR1A, sont portés sur le tableau III.5, et montrent par ailleurs que le coefficient de correction de l'ETP X, diminue de l'amont vers l'aval du bassin 1,1 à 1,02, mais reste toujours supérieur à 1. Ce paramètre traduit le transfert d'une partie des eaux superficielles vers les nappes profondes (présence de failles et fissures karstiques). Les critères de Nash obtenus varient de 73,6% à 75,2%, avec des coefficients de corrélations acceptables (Figure III.4 et III.5).

Tableau III.5 Résultats du calage du modèle GR1A

Données annuelles	E.T.P de Turc			
	X	Nash (%)	Bilan (%)	Coefficient de corrélation (R)
St. Saida	1,1	75,2	95,3	0,86
St. Saida + Sidi-Boubkeur	1,02	73,6	107	0,86

X : Coefficient de correction de l'ETP (mm)

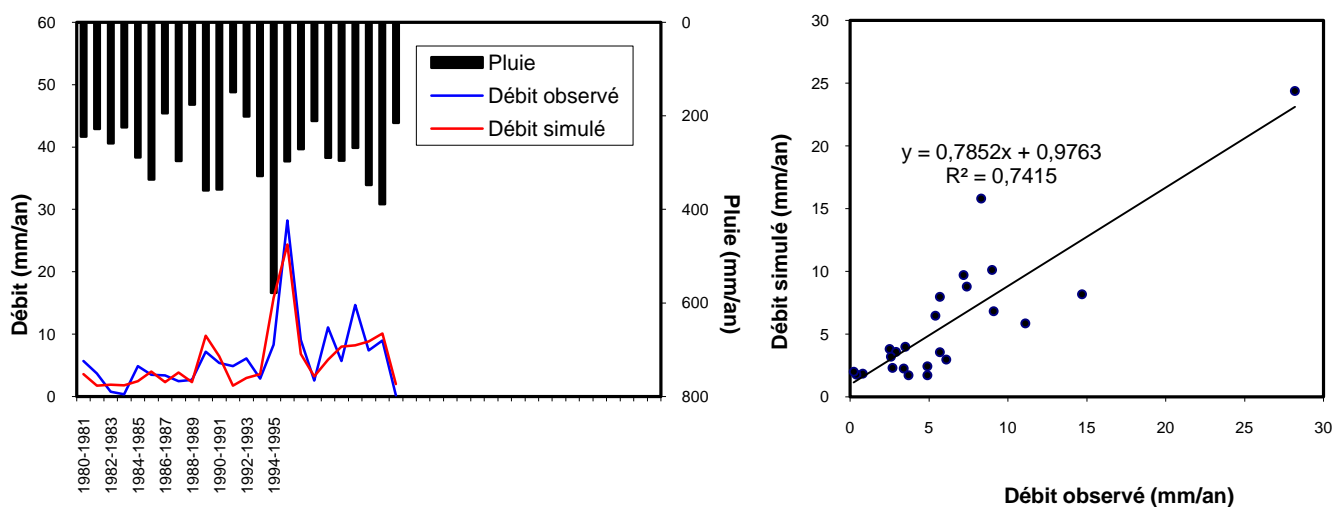


Figure III.4 Résultats du calage du modèle GR1A avec les précipitations de la station de Saida (ETP de Turc)

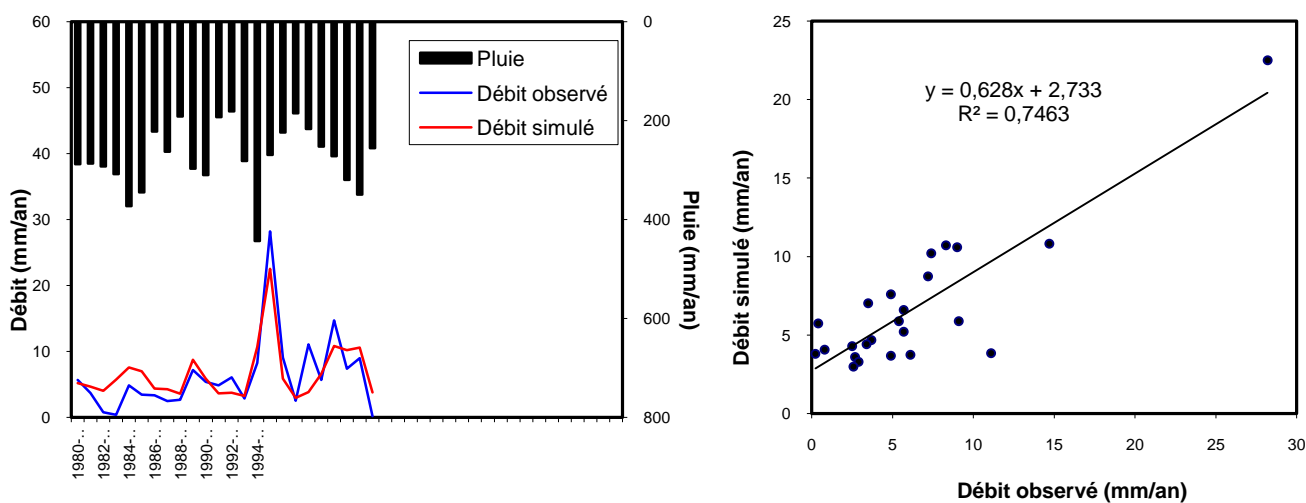


Figure III.5 Calage du modèle GR1A, précipitations moyennes des stations Saida + Sidi-boubkeur (ETP de Turc)

III.13.2 Validation du modèle GR1A.

La validation consiste à appliquer sur le modèle une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage du modèle. Pour le cas du bassin versant de Saida, la période de validation choisie est de 5 années de (2004-2005) à (2008-2009). Dans le tableau III.6, nous avons représenté les différents résultats obtenus.

Il apparait nettement que le modèle a donné de bons résultats. On remarque aussi, une nette amélioration de la performance du modèle quand on passe à la phase de validation avec des coefficients dépassant significativement les 90% (tableau III.6), (Figure III.6 (A) et (B)).

Tableau III.6 Différentes valeurs de coefficient de corrélation de la validation du modèle GR1A (ETP de Turc).

Stations	Coefficient de détermination R^2 (ETP de Turc)	Coefficient de corrélation R (ETP de Turc)
St Saida	0,94	0,96
St Saida + Sidi-boubkeur	0,84	0,91

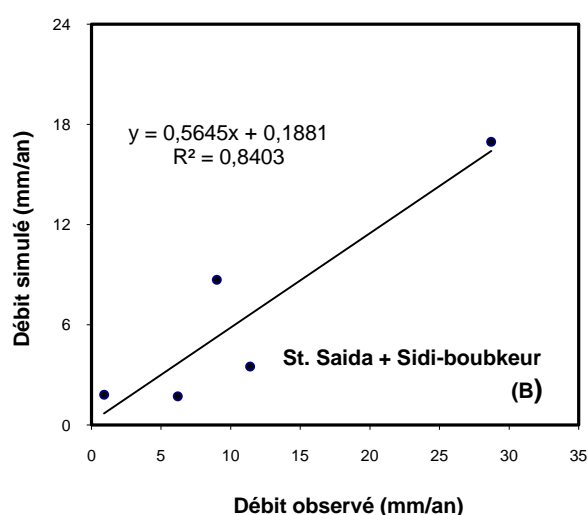
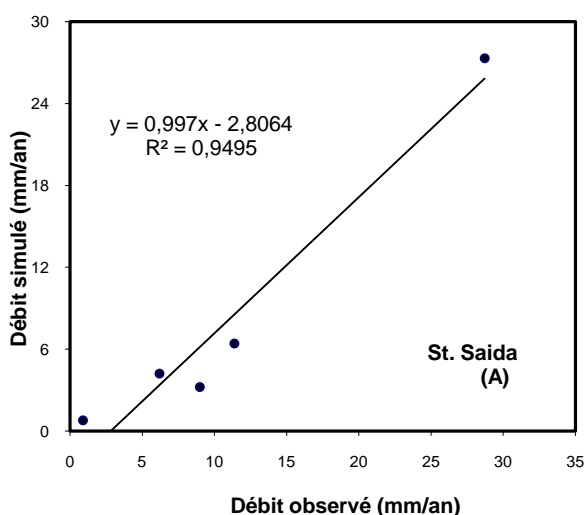


Figure III.6 (A) et (B). Validation du modèle GR1A, période de validation (2004-2005 à 2008-2009)

III.14 Modèle mensuelle GR2M.

D'après les valeurs du critère de Nash et les coefficients de détermination, ainsi que la bonne superposition des courbes des lames d'eau écoulées calculées et mesurées (Tableau III.7, et les figures III.7 et III.8), le calage nous paraît acceptable pour les stations choisies. La variation du réservoir de production est importante et varie entre (0mm à 210mm) pour la station de Saida. Concernant la moyenne des précipitations mensuelles stations de (Saida+Sidi-boubkeur), la variation du réservoir de production et comprise entre (0mm à 200mm). L'évolution du taux de remplissage du réservoir de routage reste assez modérée et varie en moyenne entre (0mm à 22mm).

Tableau III.7 Résultats du calage du modèle GR2M

Données annuelles	E.T.P de Turc				
	X ₁	X ₂	Nash (%)	Bilan (%)	Coefficient de corrélation (R)
St. Saida	380	0,21	70,3	57,3	0,84
St. Saida + Sidi-boubkeur	390	0,25	79,6	53,1	0,90

X₁ et X₂ : Paramètres de calage

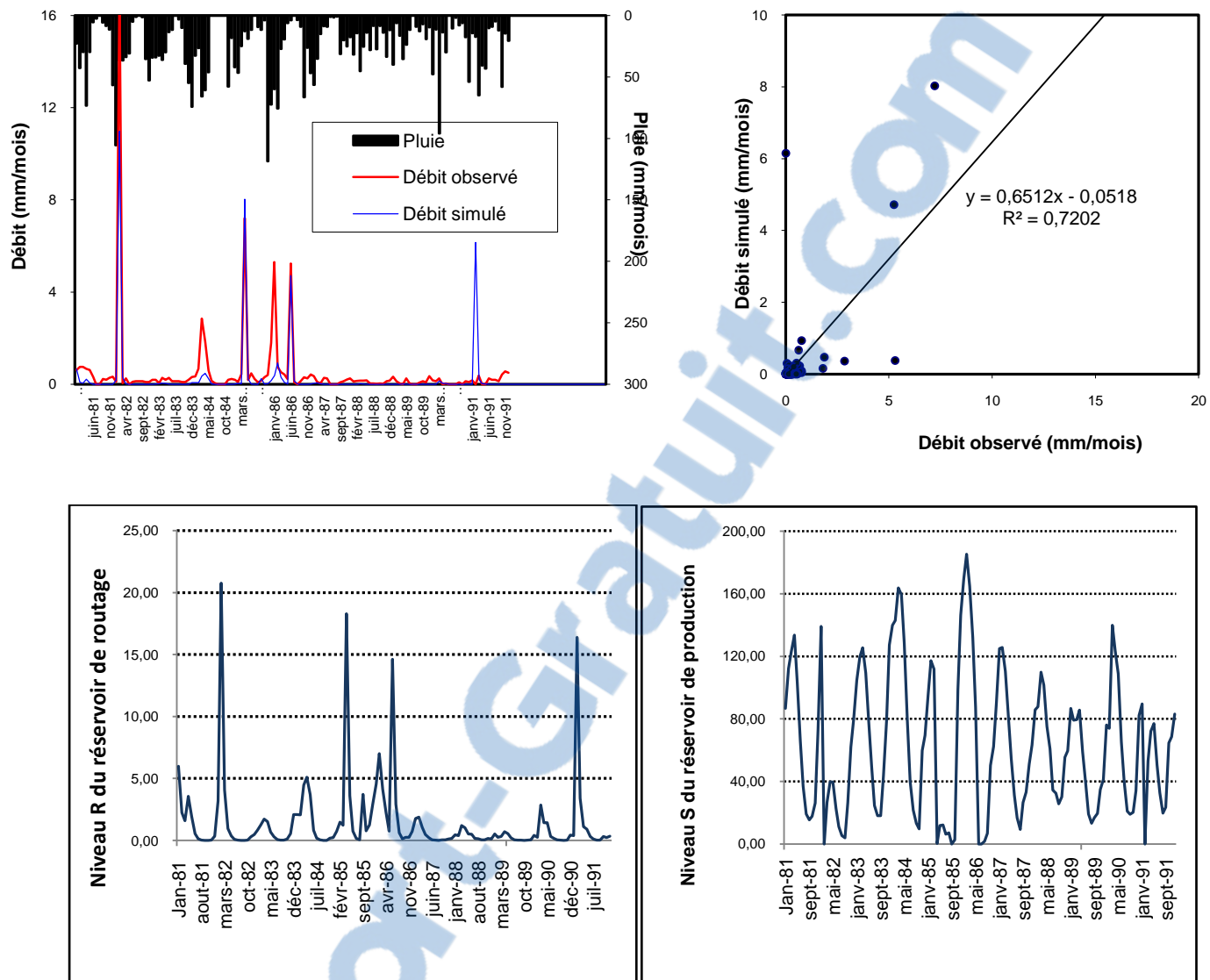


Figure III.7 Calage du modèle GR2M avec les précipitations de Saïda (ETP de Turc)

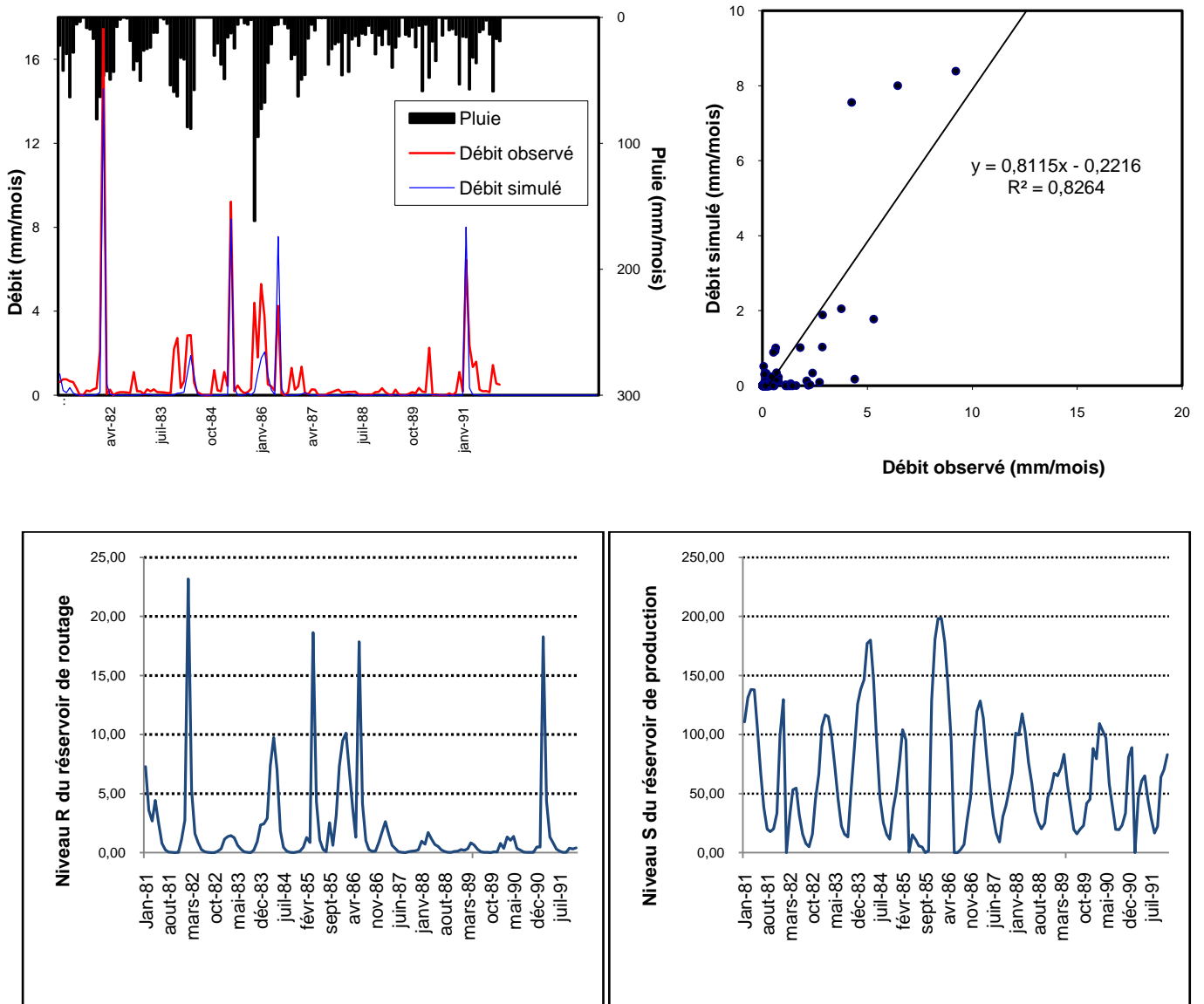


Figure III.8 Calage du modèle GR2M, précipitations moyennes de stations (Saida + Sidi-Boubkeur)

III.14.1 Validation du modèle GR2M.

Pour la validation du modèle mensuel, nous avons choisi la période comprise entre janvier 1996 et décembre 2000. Ce sont des valeurs qui n'ont pas été introduites lors du calage du modèle. Les valeurs des débits issues du modèle sont alors comparées aux valeurs observées par corrélation linéaire figure III.9 (A) et (B). Avec un coefficient de 0,86, (tableau III.8), le résultat de la validation confirme la bonne performance du modèle.

Tableau III.8 Différentes valeurs du coefficient de corrélation de la validation du modèle GR2M (ETP de Turc).

Stations	Coefficient de détermination R^2 (ETP de Turc)	Coefficient de corrélation R (ETP de Turc)
St Saida	0,74	0,86
St Saida + Sidi-boubkeur	0,66	0,81

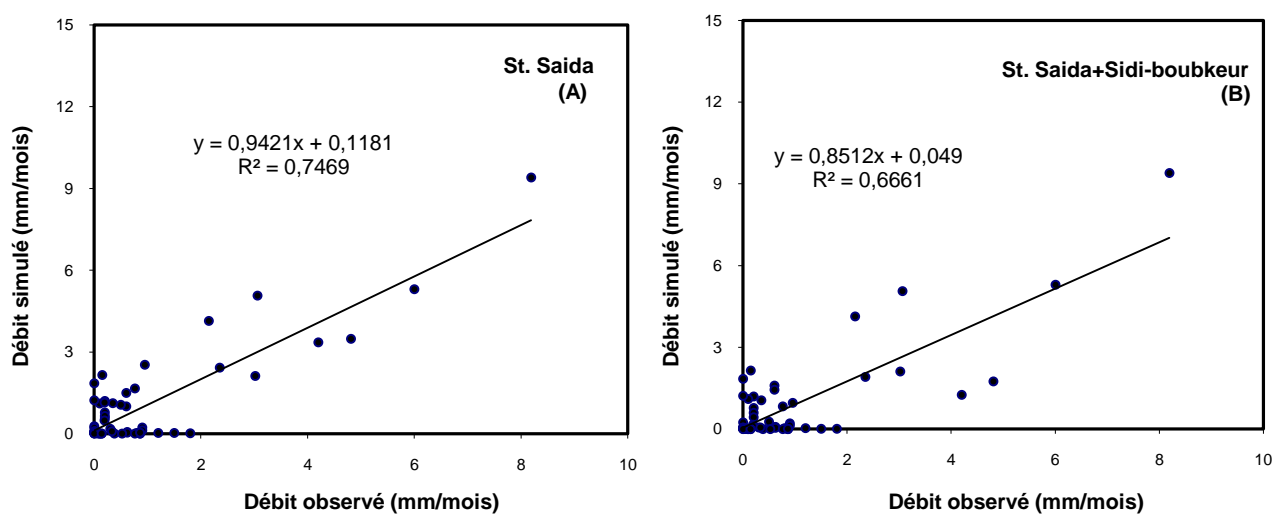


Figure III.9 (A) et (B). Validation du modèle GR2M, période de validation (1995-1996 à 1999-2000)

III.15 Modèle journalier GR4J

La simulation au pas de temps journalier présente un grand intérêt du fait qu'elle permet d'anticiper l'évolution des phénomènes hydrologiques. Cette simulation est tributaire de la taille des séries de données utilisées et de leur qualité. La simulation a été faite à partir des données de la période comprise entre janvier 1991 et Décembre 1991. L'objectif principal est de tester le modèle sur une période relativement courte pour étudier son pouvoir prédictif. Pour la validation, nous avons choisi une année d'observation, il s'agit de l'année 1992. Les résultats obtenus du calage sont présentés dans le tableau III.9.

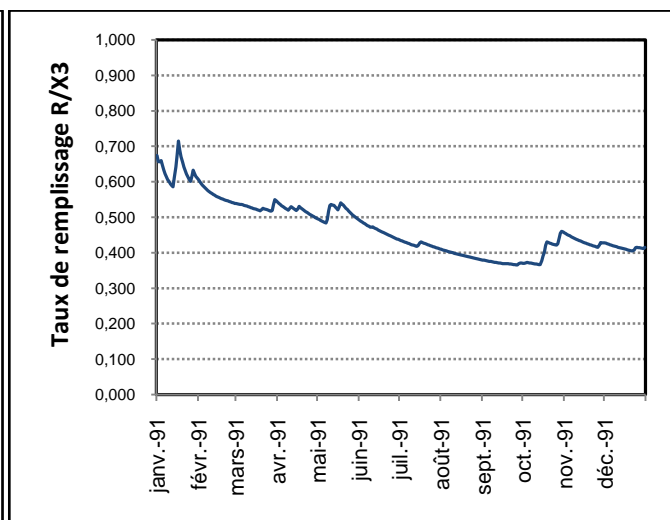
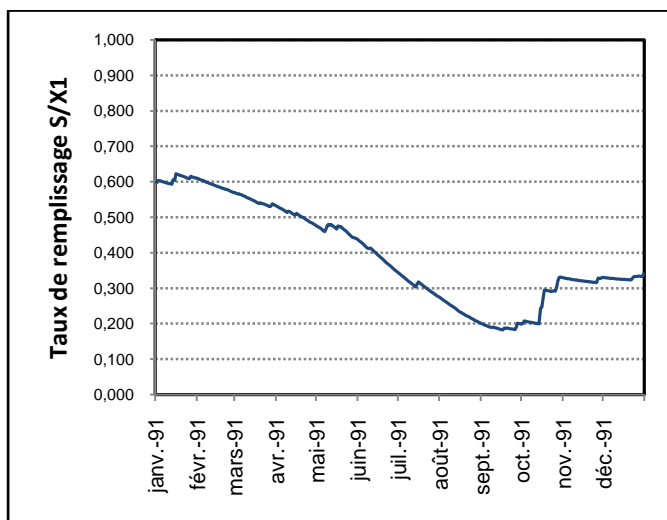
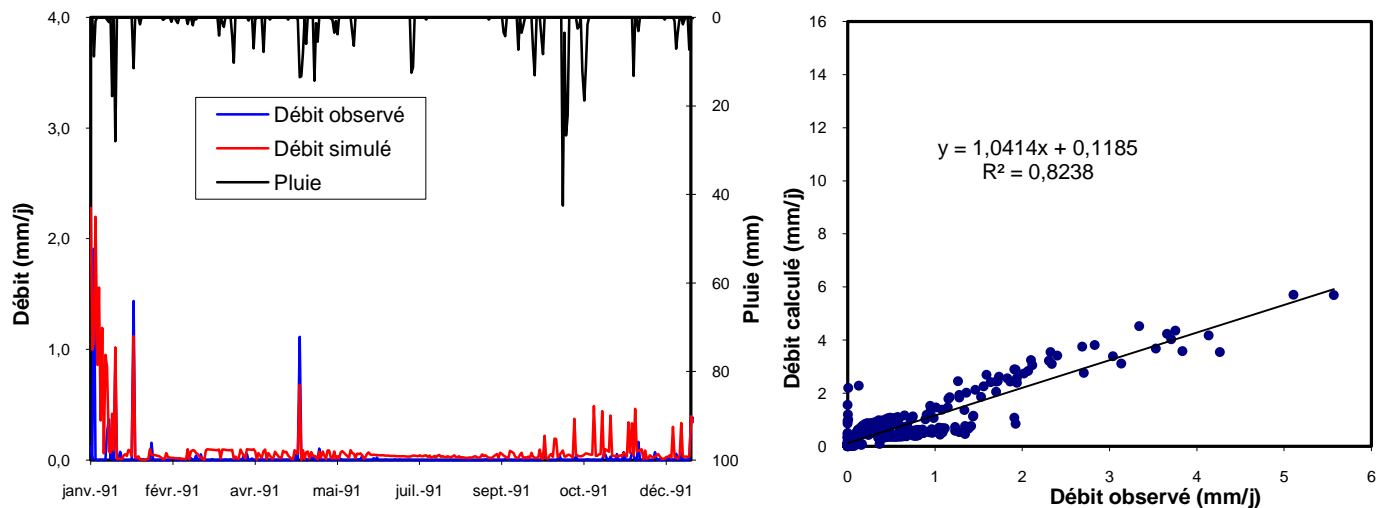


Figure III.10 Calage du modèle GR4J, précipitations moyennes station (Saïda ETP d'Oudin)

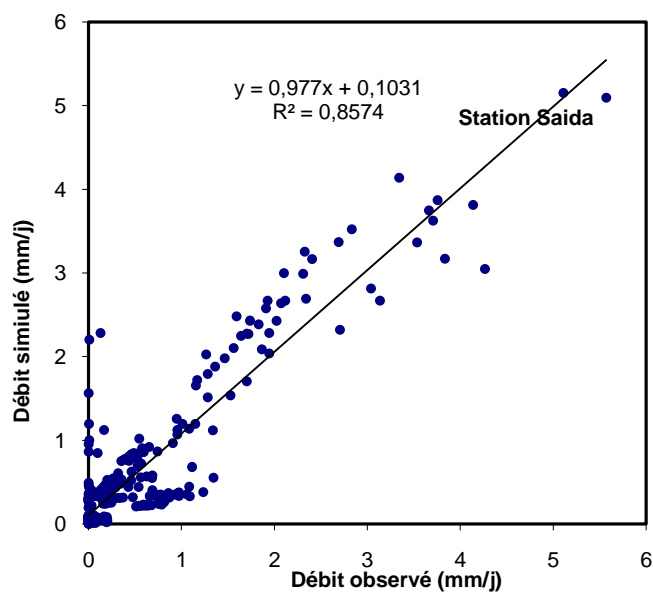


Figure III.11 Validation du modèle GR4J, précipitations moyennes station (Saida ETP d'Oudin)

Tableau III.9 Valeurs des paramètres du modèle GR4J

Paramètres		Station Saida
Evapotranspiration d'Oudin	X ₁	324
	X ₂	-2,26
	X ₃	31,5
	X ₄	2,28
	Nash	70,3
	Bilan	128,1
	R ²	0,82
	R	0,90

III.15.1 Analyse des résultats

La phase de calage du modèle GR4J, a donné des résultats relativement bons. En effet, la valeur du critère de Nash est supérieure à 70% et un coefficient de corrélation proche de 90% (figure III.10). Quand on passe à la phase de validation, nous remarquons une nette

amélioration de la modélisation avec un coefficient de corrélation dépassant significativement les 90% (Figure III.11).

L'analyse de l'évolution du taux de remplissage, du réservoir de production pour la station de Saida, indique qu'une quantité importante reste sous forme de pertes en profondeur, faisant retarder la réponse au niveau de la station hydrométrique. Le taux de remplissage en amont est le plus important puisque le niveau varie entre 0,70 à 0,36 mm. Le niveau du réservoir de routage varie de 0,62 à 0,18mm.

Chapitre IV

TRANSPORT SOLIDE DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUED SAÏDA

IV.1 LA PROBLEMATIQUE DE L'ÉROSION DES SOLS, FACTEUR D'INFLUENCE ET CONSÉQUENCES.

L'érosion est un processus qui tend à réduire à la surface des continents l'épaisseur des sols et des roches, en arrachant physiquement les particules solides qui sont exportées en suspension par le ruissellement superficiel vers les oueds où elles peuvent être transportées jusqu'aux mers et aux océans Probst (1992).

D'une manière générale, l'érosion des sols est caractérisée par trois étapes, correspond d'abord au « détachement » de particules de sols puis au « transport », par différents agents (vent, eau, glace, gravité), de leur emplacement d'origine à un endroit de dépôt en aval, qui est l'ultime étape de l'érosion. Dans tous les cas, ces mouvements de sols sont des processus complexes et discontinus à fortes variations spatiotemporelles, difficiles à décrire sous forme d'équations mathématiques.

Depuis quelques décennies, des pressions économiques et démographiques ont conduit à une dégradation rapide et massive des sols exploités à travers le monde. Aujourd'hui, la dégradation des sols contribue non seulement à l'appauvrissement des écosystèmes, mais elle met en danger la qualité de vie, voir même la survie, de certaines populations vulnérables.

Les régions de la rive sud de la méditerranée dont l'Algérie fait partie subissent un déficit en pluviométrie assez important. Des cycles d'inondations et de sécheresses prolongées ont été observés causant des dégradations sensibles aux bassins fluviaux et aux réseaux d'écoulement plus particulièrement sur les pentes à cause de la nature torrentielle des pluies, de la forte vulnérabilité des terrains (roches tendres, pentes raides, et couvert végétal souvent dégradé) et de l'activité anthropique.

Cette problématique se trouve alors accentuée aussi bien dans l'espace que dans le temps. Des études récentes sur la vulnérabilité aux changements climatiques dans les régions méditerranéennes indiquent un accroissement de l'aridité qui accélère l'érosion hydrique Deploey et al (1991), Shaban et al (1998).

IV.2 FACTEURS DE L'ÉROSION HYDRIQUE.

IV.2.1 Intensité des pluies.

Selon, Roose (1967), une goutte d'eau d'un diamètre donné, en tombant d'une hauteur suffisante, acquiert une certaine vitesse. Lorsqu'elle atteint le sol, elle dépense la plus grande partie de son énergie (due à sa masse et à sa vitesse) à écraser le sol et ensuite rejaillit sous forme d'une couronne de petites gouttelettes chargées de particules en suspension. Ce phénomène représente la première phase de l'érosion hydrique. La pluie agit mécaniquement sur le sol par son énergie cinétique E_c (joule) :

$$E_c = 1/2 m.v^2$$

Où, m est la masse de la goutte (Kg) et V la vitesse en (m/s), E_c est l'énergie cinétique en (joules).

Wischmeier et al, (1958), travaillant sur des pluies d'intensités homogènes, a établi une corrélation étroite entre l'énergie cinétique et l'intensité d'une pluie, selon la relation suivante :

$$E_c = 916 + 331 \text{ Log } I_p$$

E_c est l'énergie cinétique en $\text{j/m}^2/\text{mm}$ et I_p : intensité de pluie en mm/h .

Plus tard, Remey et Bissonnais (1998), ont proposé une relation empirique reliant l'intensité d'une pluie et son énergie cinétique.

$$E_c = 11.9 + 8.73 \text{ Log } I_p$$

Où, E_c est l'énergie cinétique en $\text{j/m}^2/\text{mm}$ et I_p : intensité de pluie en mm/h .

Le choc des gouttes sur le sol provoque le détachement et la projection des particules dans toutes les directions, à des distances comprises entre quelques millimètres et plusieurs dizaines de centimètres c'est l'effet de rejaillissement, ou splash (photo1). Plusieurs chercheurs ont essayé de quantifier cette masse de sol détachée (D_p) expérimentalement. Les résultats obtenus sont en général de la forme Poessen (1984) :

$$D_p = a.E_c^b$$

Où D_p est la masse détachée, E_c l'énergie cinétique, a et b des coefficients qui dépendent de la texture et de la structure du sol.



Photo 1. Comportement d'une goutte d'eau de plus de 6 mm de diamètre sur un sol nu à une vitesse de 32 Km/h. Derpsch et al, (1991)

Ces processus de désagrégation de la surface du sol et d'érosion par rejaillissement conduisent à la fermeture des pores à la surface du sol et à la réduction de son infiltration en formant une croûte de battance. Jusqu'à présent on ne peut parler de transport proprement dit. Pour qu'il y ait effectivement, il faut que le ruissellement démarre et qu'il y ait une prise en charge des particules détachées par mise en suspension ou par charriage.

L'agressivité des pluies (indice d'érosivité) qui est fortement corrélée à la perte en terre (érosion hydrique) dépend des milieux. Ainsi, en zone tempérée, elle varie entre 20 à 150 Pihan (1978) ; en zone méditerranéenne, elle varie entre 50 et 350 Masson (1971) ; en zone tropicale sèche, elle varie entre 200 et 500 Roose (1973) et en zone équatoriale, elle peut aller jusqu'à 1500-2000 Roose (1980).

IV.2.2 Le ruissellement.

Le ruissellement apparaît lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol Horton (1993). Différentes méthodes ont été proposées pour estimer cette capacité d'infiltration et son évolution au cours d'une averse : équations empiriques Horton (1993), Philip (1957), Hillel (1980), Haverkamp et al, (1994).

Le ruissellement varie de façon moins sensible que l'érosion. Il est nettement plus élevé sur sol nus que sous cultures, les plus faibles ruissellements se produisent lorsque les pluies tombent après une période sèche. Toutefois, les orages exceptionnels produisent un fort cisaillement. Par contre, les ruissellements les plus élevés ont lieu à une époque où le sol

est déjà très humide. Par ailleurs, il apparaît que l'érosion ne devient réellement catastrophique que si l'eau ruisselée se concentre pour former des griffes ou des rigoles.

Il est admis aujourd'hui, que la vitesse de ruissellement est le paramètre prépondérant de l'action érosive. Meyer et Monke (1965), ont proposé pour calculer cette vitesse la relation suivante :

$$Vr = (I^{0.33} \cdot Qr^{0.33}) / n^{0.66}$$

Où, Vr : vitesse de ruissellement, I : pente du terrain, Qr : débit de ruissellement et n : rugosité du sol

IV.2.3 La fréquence.

Dans les régions tropicale comme méditerranéenne, un des caractères des pluies est leur répétition à court terme pendant la période humide, Fournier (1969). Dans ce contexte, entre deux averses, le sol n'a souvent pas le temps de se ressuyer convenablement. Ainsi, sa capacité d'absorption est vite atteinte et les dernières pluies, quelles que soient leur caractéristique, ruissellent beaucoup plus qu'elles ne s'infiltrent et provoquent plus d'érosion. Ce phénomène a été observé par Fournier en 1959, au Lac Alaotra (Madagascar) tableau IV.1

Tableau IV.1 Effet de pluies successives au Lac Alaotra (Madagascar)

Date	P (mm)	Durée (min)	Erosion (t.ha ⁻¹)	Ruissellement (%)
23/12/1959	26	30	1	5.4
24/12/1959	24	90	3.3	39.4

Source : Fournier (1969)

IV.2.4 Le couvert végétal et les systèmes de culture.

Parmi les facteurs qui s'adaptent le mieux pour réduire les risques d'érosion sont le couvert végétal et le système de culture. La végétation, les canopées des arbres absorbent efficacement l'énergie des pluies et du ruissellement Valentin (1981). L'expérience montre Ruiz-Figuero (1983) que l'efficacité d'un couvert végétal à l'égard de l'infiltration est d'autant plus marquée que, le dernier élément récepteur est bas. Cette efficacité intervient au niveau du sol par :

- L'interception nette : une partie de la pluie qui tombe sur la végétation est directement reprise par l'évaporation, ce qui fait qu'elle ne participe ni à l'infiltration ni au ruissellement.

- La dissipation de l'énergie cinétique, une partie de la pluie interceptée par le feuillage continue sa course jusqu'au sol. L'énergie cinétique des gouttes se trouve alors modifiée.

Cette protection peut être aussi assumée par des débris végétaux. Ceux-ci augmentent les forces de frottements, favorisent l'infiltration et diminuent ainsi la vitesse du ruissellement. Selon Meyer et Mannering (cités par Ludwing, 2000) entre un sol nu et un sol couvert par 2.5 t.ha⁻¹ de résidus, la réduction du ruissellement est de l'ordre de 40% alors que celle des pertes en terre atteint 90%. L'efficacité de cette protection dépend de la nature des résidus et de leur taux de recouvrement.

Dans les milieux méditerranéens arides, la production de matière organique est limitée, ce qui rend les terres très sensibles à l'érosion hydrique Thomes (1995). De grosses averses tombant sur un sol humide entraînent un ruissellement de 40% à 55% en Tunisie Delhoume (1987). Par contre, sous un couvert végétal naturel dépassant 40% et sur fortes pentes, les pertes de terre peuvent être très réduites Roose et al, (1993). Dans les régions méditerranéennes semi-arides, les sols sous forêts bien entretenues sont considérés comme non sensibles à l'érosion hydrique Delhoume(1981), Martin (1975), car les végétations basses favorisent l'infiltration. Ainsi, beaucoup de ravines apparaissent sous pins d'Alep de 20 ans dont le recouvrement est inférieur à 40%. On observe l'apparition de nombreuses ravines qui proviennent des eaux de ruissellements non retenues par les forêts sur pâturées. En effet, le sol soumis au pâturage intensif se tasse devient plus compact, sa perméabilité diminue et le ruissellement de l'eau s'accroît ce qui entraîne des pertes de terres considérables. Ce fort ruissellement aboutit à la formation de profondes ravines lorsqu'il atteint des terres cultivées Laouina et al, (2000).

IV.2.5 La topographie.

Sur les pentes fortes, l'eau de pluie ruisselle vite et cause une érosion grave. Dans les milieux semi-arides, 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 des sols Abrahamas et Pearsons (1991), Cooke et al, (1993), Simonton et Toy, (1994). Ils s'accumulent sur une pente longue un plus grand volume d'eau Mutcher et Greer,(1980) et le temps d'absorption par le sol de l'eau de ruissellement est plus grand sur les parcelles longues que sur les parcelles courtes Duley et Ackerman (1934).

En Algérie, l'influence de la pente sur l'ampleur de l'érosion est très significative car 85% des superficies cultivables sont situées dans les régions montagneuses dont 63% sont à plus de 800m et le quart présente des pentes supérieures à 25% Ferchouhe (1998). Quant à

la longueur des pentes, il semble que son influence sur la naissance de rigoles dépend de diverses interactions avec la rugosité et la perméabilité du sol, le type et l'abondance du couvert végétal.

IV.2.6 Infiltration.

Tous les sols sont plus ou moins perméables. Le coefficient de perméabilité qui représente la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol dépend essentiellement de la porosité du sol. La compaction des sols, que ce soit sous l'action des agents climatiques ou par l'action de l'homme, conduit à une réduction de la porosité du sol et donc la conductivité hydraulique.

En revanche, cette même diminution de l'infiltration joue un rôle positif contre l'érosion puisqu'elle renforce la résistance au cisaillement des sols.

IV.2.7 L'état hydrique initial

L'état hydrique du sol au moment d'une pluie a une très forte influence sur la dégradation, la formation de croûtes et la réduction de l'infiltration Le Bissonnais et Singer, (1992). Les agrégats piégés, sous des pluies de forte intensité peuvent former des croûtes très rapidement, Boiffin (1984).

IV.3 LES DIFFERENTES FORMES DE L'EROSION.

Plusieurs approches sont utilisées depuis de nombreuses années pour étudier la complexité de l'érosion et mieux cerner les mécanismes de ce phénomène. Dans ce paragraphe, nous décrivons les différentes formes que peut prendre l'érosion des sols. Ces formes ont été décrites par plusieurs chercheurs et dans diverses latitudes, notamment par De Noni et al (1997), sur versant volcaniques cultivés, où ils mettent en corrélation les dynamiques et les formes d'érosion ; Daoudi et al (2009), sur le processus de ravinement à l'échelle de bassin versant. Roose et al (2001), ont étudié les formes d'érosion, tout en mettant un accent particulier sur le ravinement et sa typologie en Algérie.

IV.3.1 Erosion en nappe, érosion laminaire ou érosion aréolaire

C'est le stade initial de la dégradation du sol par érosion, du fait de l'impact des gouttes de pluie sur le sol et le transport des éléments détachées par le ruissellement en nappe Roose (1994). Cette forme d'érosion, sous l'influence du travail du sol par les outils, engendre la remontée des cailloux à la surface du sol.

Ce type d'érosion, peu spectaculaire, entraîne des conséquences morphologiques et pédologiques fâcheuses suites à un décapage de l'horizon superficiel diminuant sa réserve en éléments fertilisants et un entrainement des particules les plus fines, de la matière organique et du carbonate de calcium. En Algérie, la valeur des pertes par ce type d'érosion est évaluée de 0,10 à 20 t/ha/an.

IV.3.2 Erosion linéaire

Elle se manifeste lorsque la concentration des eaux conduit à la formation des chenaux de dimension croissante.

IV.3.3 Erosion en griffes

L'érosion en griffes décape et transporte généralement toutes les particules rencontrées : elle n'est donc pas sélective mais les dépôts sont souvent triés. Elle manifeste souvent un degré de dégradation bien plus élevé du milieu Roose (1985).

IV.3.4 Erosion en rigoles.

On parle d'érosion en rigoles lorsque les petits canaux présentent des profondeurs supérieures à 10cm Roose (1984), Al-Kaisi et al, (2009). De point de vue quantitatif, ce type d'érosion reste dans les mêmes proportions que l'érosion en nappe.

IV.3.5 Erosion par ravinement.

Cette forme de dégradations des terres fait suite à la formation des rigoles. Les ravines suivent la ligne de plus grande pente des versants. Lorsque le sol est peu perméable, saturé et peu couvert, le ruissellement est abondant. Ce dernier creuse des ravines et augmente les pointes de crue des oueds, ce qui favorise le sapement des berges et les glissements de terrain. Il est intéressant de noter la forme de ces ravines. Certaines ont des berges en V à pente constante, ce type de ravine se produit sur matériau homogène dans un massif marneux (photo 2).



Photo 2. Ravines en V de l'Oued Boukiou Algérie, (Megnounif, 2007)

D'autres ravines ont des berges verticales en U on rencontre généralement ce type de ravine sur des matériaux hétérogènes (photo 3).

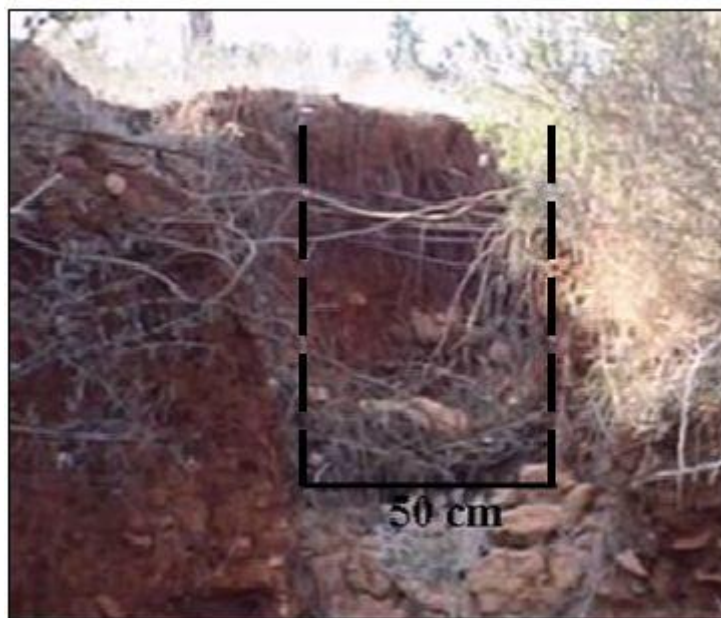


Photo 3. Ravine en U de l'Oued Boukiou Algérie, (Megnounif, 2007)

Les ravines en tunnel se développent sur des argiles gonflantes et matières solubles. Les eaux s'infiltrent par des fissures, dissolvent les sels et creusent des tunnels provoquant des effondrements (photos 4).



Photo 4. Ravine en tunnel de l'Oued Boukiou Algérie, (Megnounif, 2007)

En Algérie, l'érosion par ravinement a déplacé 90 à 300 t/ha/an ce qui correspond à une vitesse d'altération des versants de 8 à 17 mm/an Chibani et al, (1999).

IV.3.6 Erosion par sapement des berges.

Ce type de dégradation des sols est particulièrement présent dans la partie moyenne et aval des bassins. L'érosion par sapement des berges se manifeste principalement lors des crues de grande ampleur, où le cours d'eau est balayé de long en large.

IV.4 QUANTIFICATION DE L'EROSION.

La complexité de l'érosion du fait des facteurs qui la contrôlent fait que les modèles diffèrent d'un auteur à un autre. Chaque auteur, tente de caractériser ou de mieux comprendre la région ou le système étudié par le modèle le plus fiable ou le plus représentatif (tableau IV.2). Ces modèles, ont été testés dans différentes régions du globe et ont donné des résultats assez instructifs. On remarque que les modèles de type puissance sont beaucoup plus adaptés dans les régions maghrébines du fait certainement de la limitation du couvert végétal du sol. Alors que les modèles linéaires et polynômiaux semblent mieux correspondre aux régions tempérées.

Tableau IV.2 Différents modèles adoptés dans plusieurs régions sensibles à l'érosion hydriques.

Bassin d'étude	Modèle	Equation	Auteur
Medjerda sup (Algérie)	Linéaire	Ass=1,06.E – 66,2	Bourouba (1997)
Oued Ouergha (Maroc)	Puissance	Al=690.As ^{0.58}	Lahlou
Oued M'righa (Algérie)	Polynôme	Qs=50,6 P ² – 3,54 P	Roeder
Bassins maghrébins	Logarithme	C=-6,83.ln(E)+ 46,31	Probst- Amiotte (1992)
Bassins Algériens	Linéaire	Q _l =0,736 (P- 404)	Samie
La Garonne (France)	Puissance	C=3,610 ⁻³ Q _l ^{1,583}	Probst- Bazerbachi (1986)

Ass : Transport de matières en suspension ; P : Précipitations ; E : Ruissellement ; Qs : Débit solide ; C : Concentration de matières en suspension ; Q_l : Débit liquide.

IV.4.1 Modèles empiriques.

L'aspect quantitatif de la désagrégation des sols, du fait de sa complexité, peut être effectué selon deux approches. La première consiste à quantifier l'érosion par le biais de modèles impliquant des paramètres morphologiques, climatiques et hydrologiques. La seconde consiste à estimer les quantités de matières en suspension évacuées par les cours d'eau d'écoulement à l'exutoire du système étudié. La plupart des mesures de quantification de l'érosion sont faites sur des parcelles de taille standard Wischmeier et al (1971). L'étude des transports en suspension à l'échelle du bassin versant s'avère être un outil efficace pour comprendre et quantifier les processus d'érosion des sols. Selon, Albergel et al (2003), il existe plusieurs modèles empiriques permettant de quantifier l'érosion hydrique. On citera quelques modèles basés sur des paramètres physiques représentatifs. Ces modèles ont été appliqués dans différentes régions maghrébines Touibia et al (1999), Bouanani (2005).

IV.4.1.1 Modèle de Wischmeiser et Smith (1960).

$$Ps = Ep \cdot Es \cdot Elp \cdot Fp \cdot Fam \cdot Fv$$

Ps : pertes annuelles de sol (t/ha/an)

Ep : érosivité des précipitations (N/h)

Es : érodibilité des sols ou susceptibilité des sols à l'érosion (t.ha/N.ha)

Elp : facteur de longueur de pente (adimensionnel)

Fp : facteur de pente (adimensionnel)

Fam : facteur d'aménagement (adimensionnel)

Fv : facteur de conservation des sols (adimensionnel)

IV.4.1.2 Modèle de Fournier (1960).

$$Ass = (1/36)(Pm/Pam)^2(2,65)(h/S)^2(0,46)$$

Ass : apport solide spécifique (t/Km²/an)

Pm : précipitations moyennes mensuelles du mois le plus pluvieux (mm)

Pam : précipitations annuelles (mm)

h : dénivelé moyenne (m)

S : superficie du bassin versant (Km²)

IV.4.1.3 Modèle de la Sogreah.

Ce modèle est basé sur les données de 30 bassins algériens, de superficie comprise entre 100 et 300 Km², soumis à une pluviométrie annuelle comprise entre 300 et 1000mm.

$$Ass = \alpha \cdot E^{0,15}$$

Ass : apport solide spécifique (t/Km²/an)

α : coefficient dépendant de la perméabilité du sol

E : écoulement (mm).

Les valeurs, de α sont données dans le tableau IV.3.

Tableau IV.3 Valeurs de α pour différentes perméabilités

Perméabilité	α
Forte	8,5
Moyenne	75
Moyenne à faible	350
Perméabilité faible	1400
Imperméable	3200

IV.4.1.4. Modèle de Tixeront (1960).

Le modèle de Tixeront est basé sur les données recueillies dans 32 bassins algériens et 9 bassins tunisiens sur une durée comprise entre 2 et 22 ans.

Ass = 354. $E^{0,15}$ (pour les bassins tunisiens)

Ass = 92. $E^{0,21}$ (pour la région Est de l'Algérie)

Ass = 200. $E^{0,15}$ (pour la région centre de l'Algérie)

Ass : apport solide spécifique (t/Km²/an)

E : Ecoulement en mm

IV.5 LES MECANISMES DU TRANSPORT SOLIDE.

Le transport solide est un phénomène complexe, dépendant d'une multitude de facteurs géologiques, géomorphologiques, météorologiques, hydrologiques, mais également humains. Le transport des matériaux dans un cours d'eau peut s'effectuer de deux manières : par suspension (suspended load) ou par charriage (bed load). Les deux modes diffèrent par deux aspects essentiels. Dans le premier cas, les particules se déplacent au sein de l'écoulement avec une vitesse de même ordre de grandeur que celui du fluide. Ce mode de transport concerne en général les particules fines (argiles, limons, parfois sables), dans les rivières les plus rapides. Les sédiments fins se déplacent sur de grandes distances. Alors que dans le deuxième cas, les particules se déplacent par roulement et glissent sur le fond du lit ce type de transport correspond en général aux alluvions les plus grossières, des sables jusqu'aux blocs, de diamètre supérieur à 1mm.

Le rapport entre la vitesse d'écoulement (V) sur le lit du cours d'eau et la vitesse (W) de chute des particules permet de délimiter les deux modes de transports. Le transport par charriage débute lorsque le ratio est supérieur à 0,1 alors qu'il faut atteindre un ratio supérieur à 0,4. Pour qu'il y ait transport en suspension.

IV.5.1 Les crues

La crue dépend essentiellement de l'abondance et de l'intensité de la pluie : son évolution obéit principalement à la puissance et l'intensité de l'averse. Sa vitesse est largement influencée par le couvert végétal, la lithologie, par des paramètres morphométriques du bassin (indice de compacité, densité de drainage, rapport des confluences et des longueurs, la pente des talwegs et la forme du lit Cosendey et Robinson (2000). Plus une crue est importante et plus elle aura de capacité à transporter les sédiments du lit du cours d'eau. En effet, plus la pente sera importante et le lit étroit, plus la capacité de charriage du cours d'eau sera importante et plus la rivière aura tendance à dissiper sa capacité de charriage en érodant son fond et ses berges. A l'inverse, plus la pente sera faible et le lit large, plus la

rivière perdra sa capacité de charriage et aura tendance à déposer les matériaux qu'elle transporte, créant soit des zones d'atterrissements soit un exhaussement plus global du lit.

IV.6 Notion de dégradations spécifique.

L'apport en sédiments fait référence à la masse de matériaux solides en suspension qui franchit une limite, définie généralement par l'exutoire d'un bassin versant pendant une période déterminée. La perte en terre ou apport solide spécifique ou encore dégradation spécifique représente quant à elle l'apport en sédiment relatif à une unité de surface (Km^2). Elle s'exprime par unité de masse par unité de surface pendant un certain temps donné.

IV.6.1 Quelques données chiffrées sur les dégradations spécifiques publiées pour des bassins versants Algérien.

Les périodes de forte érosion se produisent généralement pendant les crues d'automne et du printemps qui durent entre 2 et 4 mois. Le reste de l'année est à érosion faible Terfous et al, (1999). Le tableau IV.4, donne quelques valeurs de dégradations spécifiques enregistrées dans les bassins versants Algériens.

Tableau IV.4 Valeurs de la dégradation spécifique enregistrées en Algérie.

Bassin versant (Algérie)	Dégradation spécifique (t/Km^2/an)	Auteurs
La Tafna	150	Sogreah (1967)
Oued Mazafran	1610	Bourouba (1997)
L'Isser	2300	Bourouba (1997)
Ebda	1875	Meddi (1999)
Mouillah	126	Terfous et al (2001)
La haute Tafna	1120	Megnounif et al (2003)
Sebdou	937	Bouanani (2004)
Sikkak	169	Bouanani (2004), (2013)
Isser (Tafna)	180	Bouanani et al (2012)
Mina	187	Achite et meddi (2005)
Abd	136	Achite et Ouillon (2007)
Saf Saf	461	Khanchoul et al (2007)
Sebdou	1330	Ghenim et al (2007)
Bellah	610	Elahcene et al (2011)

Annuellement, le comportement morphologique irrégulier des bassins versants algériens passerait d'une année à l'autre, d'un régime méditerranéen à érosion élevée et à écoulement

abondant au régime de la zone tempérée. Ce régime est caractérisé par un écoulement abondant et une érosion faible ou encore au régime de la frange aride à érosion élevée et à faible écoulement Bourouba, (1998).

IV.7 EROSION ET TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION.

IV.7.1 Introduction.

Dans de nombreux pays du monde, le transport de sédiments dans les réseaux hydrographiques des bassins versants et leurs dépôts dans les retenues pose énormément de problèmes aux exploitants de barrages, non seulement la capacité utile est progressivement réduite, mais encore plus l'enlèvement de la vase est une opération délicate et difficile Remini, (2003).

Le problème d'envasement des barrages n'est pas un problème propre à l'Algérie, beaucoup de pays dans le monde souffre du problème surtout dans les zones arides et semi-arides, où le manque de ressources hydrique est accentué par l'érosion des sols qui peut atteindre les 5000 t/Km²/an, Probst (1992).

En Australie Chanson (1998) a cité quelques exemples de barrages, comme celui de Moore Creek, où deux averses ont pu transporter 85000 m³ de vase, même chose pour le Korrumbyn Creek Dam, qui a été complètement envasé au bout de 20 ans de service.

En Afrique du Sud la moyenne d'envasement pour 170 barrages d'un volume allant de 0,5 à 5000 Hm³ est de 0,35%, ce qui engendre une perte de capacité de 105 Hm³ par an Braune et al, (1989).

Pour les Etats-Unis, vu l'immensité du pays elle diffère d'une région à une autre avec une moyenne de 0,23%. Elle varie de 0,07% à Prattsville jusqu'à 5% à Bennington qui enregistre une érosion record de 5311 t/Km²/an Chow, (1964)

En Algérie septentrionale, les conditions physiques, géomorphologiques, hydro-climatiques et socioéconomiques sont particulièrement favorables au déclenchement et à l'accélération du phénomène de transport solide. Les pertes en terre sont estimées à 120 millions de tonnes par an Hadjadj (1997) et la quantité de sédiments déposés dans les barrages ne cesse d'augmenter, passant de 484 millions de m³ en 1996 Djeziri (1998) à 700 millions de m³ en 2000 Remini (2002).

Sur cette problématique du transport solide dont l'étude est devenue nécessaire, un grand nombre de chercheurs ont tenté d'expliquer les mécanismes complexes du transport solide et de quantifier les volumes des sédiments transportés.

Dans ce contexte, on notera les travaux de Heuch (1982), Sogreah (1983), Walling (1984), Kattan et al. (1987), Lahlou (1990), Probst et Amiotte Suchet (1992). D'autre part, Snoussi et al. (1990), Merzouki (1992), Meddi (1999), Megnounif et al. (2007), Achite et al.

(2007) et Ghenim et al. (2008), Bouanani et al. (2013), Yles et al. (2012) ont présenté en conclusion de leurs travaux des informations significatives sur le flux des sédiments transportés par les cours d'eau de bassins étudiés.

Dans ce travail, on s'intéresse plus particulièrement à la dynamique des sédiments transportés en suspension par l'oued Saida à différentes échelles temporelles.

IV.7.2 Site de prélèvement et méthodologie de mesure.

Le bassin versant de l'oued Saida est contrôlé par la station hydrométrique de Sidi-boubkeur. La section de mesure est rectangulaire : largeur $b = 2,30$ m et hauteur $h = 1,60$ m. L'étude est réalisée à partir des données collectées durant la période allant de 1980/1981 à 2009/2010, constituées des débits liquides Q_l en (m^3/s) et des concentrations de sédiments en suspensions C en (g/l). Les données sont fournies par les services de l'A.N.R.H (Agence Nationale des Ressources Hydriques, Direction Régionale de Saida).

Les mesures des débits liquides sont obtenues de deux façons : sur la base de la courbe de tarage à partir des hauteurs d'eau lues sur une échelle limnimétrique d'une part, et par dépouillement des hauteurs d'eau enregistrées par un limnigraphe à flotteur, d'autre part. Le prélèvement d'eau chargée en surface au moyen d'un flacon, peut conduire à une sous-estimation du débit solide. Ce mode de prélèvement ne tient pas compte des variations de la teneur en suspension d'un point à l'autre dans la section mouillée, ni le long d'une verticale Touat, (1989). De nombreuses études, dont celles réalisées par l'ORSTOM en Afrique, ont en effet montré que les concentrations en matières en suspension se distribuent dans la section de jaugeage de façon non uniforme et ont tendance à augmenter avec la profondeur Colombani (1967),Moukolo et al, (1990).

Toutefois, les mesures sont généralement simplifiées et l'on a réduit dans cette étude le nombre de points à un échantillon prélevé à une profondeur d'environ 30 cm sous la surface de l'eau et à environ 50cm au-dessus du fond. A chaque prélèvement, les échantillons sont transférés dans des bouteilles en plastique, puis stockés dans une glacière à basse température ($t = 4^{\circ}C$). Les échantillons sont ensuite ramenés au laboratoire pour analyse. La filtration de l'eau en vue de recueillir les matières en suspension est réalisée sur du papier-filtre de type Whatman (porosité du filtre égale à $10 \mu m$, temps de filtration ($t = 10,5$ s), puis les matières en suspension séchées à l'étuve pendant 1 heure à une température de $105^{\circ}C$, ramenées à l'unité de volume de (1 Litre). La charge en suspension se calcule alors par la relation suivante :

$$C = (P_2 - P_1) / V$$

C : La concentration exprimée en (g/L)

P₁ : Le poids du papier filtre sec et vide exprimé en grammes avant la pesée de l'échantillon.

P₂ : Le poids du papier filtre avec les sédiments en suspension exprimé en grammes.

V : Le volume de l'échantillon.

Cette charge solide mesurée est attribuée à la concentration instantanée en matières en suspensions véhiculées par le cours d'eau en (g/l). Le nombre de prélèvements a été adapté au régime hydrologique. Ces derniers sont effectués un jour sur deux. Cependant en période de crue, les prises sont intensifiées jusqu'à des intervalles de temps d'une heure ou même de 30 minutes en fonction de La vitesse de l'augmentation des débits liquides.

IV.7.3 Variation des débits solides en fonction des débits liquides.

Le calcul du débit solide en suspension Q_s est donné par la formule suivante :

$$Q_s = C \cdot Q_L$$

Q_s : Débit solide en suspension (Kg/s).

Q_L : Débit liquide (m³/s).

C : Concentration ou turbidité (g/l).

IV.8 MODELISATION DU TRANSPORT SOLIDE.

IV.8.1 Introduction.

La recherche de modèles reliant les paramètres hydro-climatiques : précipitations, écoulement et/ou transport de matériaux solides en zones arides ou semi-arides a fait l'objet de nombreuses études. On peut citer les travaux de Leopold et al (1953), Wood (1977), Vanoni (1977), Walling (1981), Demmak, (1982), Battala et al (1992), Megnounif et al, (2000), Achite, (2002), Hudson, (2003), Bouanani, (2004), Ghenim, (2008), Elahcène et al, (2009), Bouanani,(2013), qui mettent en évidence des relations susceptibles d'être appliquées à des régions ou à des bassins versants pour lesquels les mesures sont rares, incomplètes ou inexistantes. En Algérie, l'ordre de grandeur des concentrations moyennes de sédiments transportés par l'eau des oueds varient de 50 à 150 g/l avec des valeurs maximales qui peuvent atteindre parfois les 600 g/L Medjber, (2011). Les fortes précipitations enregistrées durant les années 2007/2008, 2008/2009 et 2009/2010, qui arrivent après une longue période de faible pluviométrie, associées à des températures

élevées, auraient des impacts marqués sur l'érosion. La relation entre la concentration des sédiments en suspension C , et le débit liquide Q_l , constitue une relation fondamentale en matière de transport solide. La concentration des sédiments en suspension C et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle de puissance $y=ax^b$ Etchanchu et Probst, (1986). Il existe une autre relation empirique appelée courbe du transport solide Crawford, (1991), qui lie le débit solide au débit liquide : $Q_s=a.Q_l^b$. Depuis des années on a essayé de caractériser les paramètres a et b afin de mieux les définir Benkhaled et Remini, (2003), Bouanani, (2004). Dans ce travail, les mesures des paramètres hydrométriques (hauteurs d'eau, débit liquide et concentration des matières en suspension à la station de Sidi Boubkeur) ont été utilisées pour la quantification et la modélisation du transport solide. L'approche utilisée sur le bassin versant de l'Oued Saida, est du type déterministe et utilise des modèles régressifs simples dont l'objectif est de trouver une ou plusieurs relations entre la concentration en matières en suspension et le débit liquide.

IV.8.2 Analyse des résultats et discussions.

L'analyse porte sur les valeurs des débits liquides en m^3/s et des débits solides en kg/s , mesurés au niveau du bassin versant d'oued Saida de 1980 à 2010 (données instantanées pour la série complète) (figure IV.1).

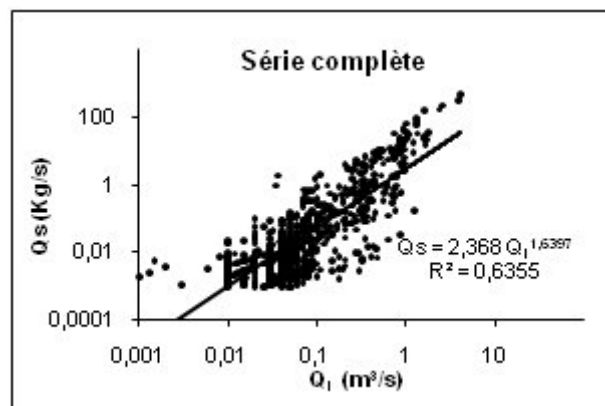


Figure IV.1 Relation entre les débits solides et les débits liquides instantanés de 1980/1981 à 2009/2010 (Oued Saida - Station hydrométrique Sidi-boubkeur).

La figure IV.1, montre une bonne corrélation en puissance liant le débit des matières solides en suspension aux débits liquides, les points du nuage obtenus sont alignés autour de la droite de régression. La relation puissance [$Q_s = a.Q_l^b$] a été vérifiée pour la plupart des cours d'eau dans le monde. L'exposant b , fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants Probst et Bazerbach, (1986) et Vivian, (1980) ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau Kattan et

Probst, (1987), varie généralement entre 1 et 2. On notera que l'exposant b , de notre modèle est égale à 1,63 valeur proche de celle trouvée par bon nombre de chercheurs ayant travaillé dans des régions semi-arides (tableau IV.6).

Tableau IV.6 Quelques valeurs de « b » publiés pour des bassins versant voisins et dans le monde.

Bassin versant	L'exposant « b »	Auteurs
Tafna (Algérie)	1,70	Terfous et al., 2001
Oued Haddad (Algérie)	1,45	Achite et Meddi, 2004
Oued Mina (Algérie)	1,33	Achite et Meddi, 2005
Rivière Arbucies (Nort-Est) Péninsule Ibérique	1,63	Battala et Sala, 1992
Haute Tafna (Algérie)	1,57	Megnounif, 2007
Sikkak (Algérie)	1,47	Bouanani et al.2013
La Garonne (France)	1 à 2	Probst et al, 1986
Pratts-ville (U.S.A)	2,00	Leopold et al, 1953
Oued Saïda (Présente étude) (Algérie)	1,63	Yles et al, 2012

On remarque aussi d'après la figure 1, que pour des faibles débits liquides environ $0,001 \text{ m}^3/\text{s}$ peuvent être associés de forts débits solides (près de $0,010 \text{ Kg/s}$) déclenchés probablement à la suite d'orages violents ou de remobilisation de sédiments issus d'une crue précédente et fraîchement déposés dans le lit de l'oued. De même, de fortes valeurs des débits liquides n'ont engendré qu'un faible transport solide dû probablement à la vidange des nappes survenue à la suite d'une crue importante.

IV.9 ECHELLE SAISONNIERE.

Afin d'étudier les réponses du bassin aux débits liquides et matières en suspension au cours de l'année hydrologique, nous avons jugé utile de regrouper suivant les différentes saisons les valeurs instantanées (prélevées sur les 30 années d'étude), et d'analyser la relation liant les débits liquides aux débits solides en suspension. Le tableau 7 résume les modèles trouvés pour les différentes saisons.

Tableau IV.7 Relations débit solide-débit liquide pour chaque échelle de temps (1980/1981 à 2009/2010).

Echelle temporelle	Nombre d'observations	Coefficient de corrélation	Relations retenues
Série complète	819	0,79 (79%)	$Q_s = 2,36.Q_l^{1,63}$
Automne	245	0,81 (81%)	$Q_s = 3,41.Q_l^{1,77}$
Hiver	196	0,88 (88%)	$Q_s = 2,00.Q_l^{1,55}$
Printemps	282	0,83 (83%)	$Q_s = 2,02.Q_l^{1,57}$
Été	96	0,79 (79%)	$Q_s = 1,67.Q_l^{1,54}$

Les valeurs des coefficients de corrélations trouvés indiquent la forte liaison entre les débits solides et les débits liquides pour l'ensemble des saisons. La représentation graphique des résultats (figure IV.2 (A),(B),(C),(D), permet les commentaires suivants :

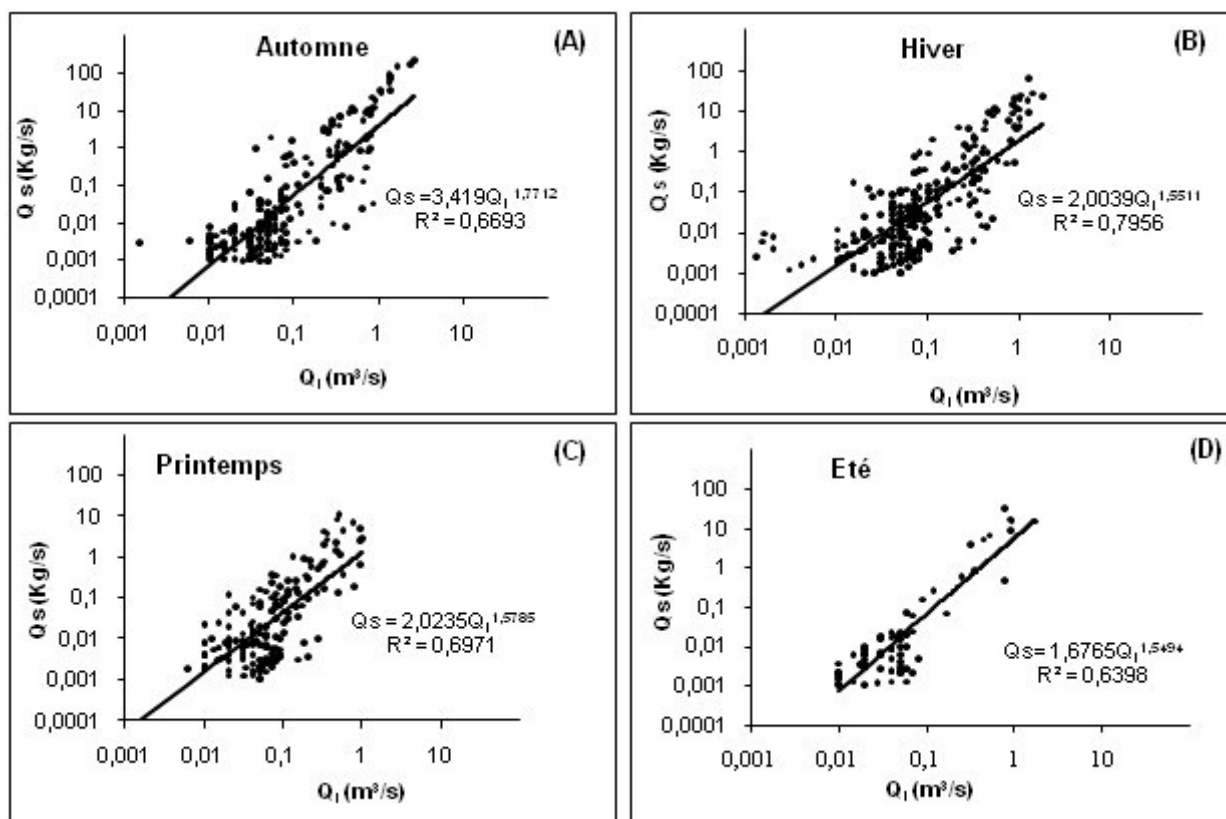


Figure IV.2 (A),(B),(C),(D). Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides instantanés 1980/1981 à 2009/2010 (Oued Saida - Station hydrométrique Sidi-boubkeur).

En Automne (figure 2A), les paramètres a et b sont les plus élevés par rapport aux autres saisons, avec des valeurs de b qui se rapprochent de 2 (1,77). Ceci peut témoigner de l'importance de la dynamique érosive en cette saison. A l'instar des régions semi-arides en automne, la région de Saida est caractérisée par des orages violents qui surviennent en septembre, octobre, et novembre, qui arrachent de grandes quantités de matières solides, véhiculées en suspension par le cours d'eau. L'automne se distingue par un flux important de matières solides en suspension. Le débit solide maximal est de l'ordre de 117,62 kg/s, atteint en début Novembre 2008, associé à un débit liquide de 2,39 m³/s. La relation entre le débit liquide et solide semble être plus étroite pour les valeurs élevées.

En Hiver (figure 2B), le modèle obtenu dénote une diminution de b pour atteindre la valeur de 1,55. Ceci est dû essentiellement aux réserves importantes en eau emmagasinées dans le sol, suite aux forts orages de l'automne. La charge en suspension n'augmente pas proportionnellement aux apports liquides si bien que le flux saisonnier reste inférieur à celui mesuré en automne. On enregistre durant cette saison de forts débits liquides associés à de faibles débits solides. Le débit solide maximal enregistré est de l'ordre de 77,49 kg/s résultant d'un débit liquide de 4,20 m³/s. En effet, durant cette saison, l'état humide du sol et son occupation (période végétative) sont responsables de la faiblesse des apports solides. L'évaporation est faible, l'eau interceptée par la végétation est en grande partie restituée au sol par égouttage. Cette partie des précipitations peut donc atteindre le sol après un certain temps et la quantité d'eau perdue est négligeable. Dans ce cas, le ruissellement est retardé, ce qui donne un pouvoir érosif limité, en outre la réhumectation du sol par les pluies d'automne réduit considérablement la vulnérabilité des particules à l'érosion hydrique.

Au Printemps (figure 2C), le facteur $a = 2,00$ et l'exposant $b = 1,57$, présente des valeurs comprises entre celles de l'automne et celles de l'été. Le modèle du printemps pourrait bien être un modèle représentatif moyen. Au printemps, l'état du sol et la couverture végétale font que l'action érosive se trouve diminuée par rapport aux écoulements abondants.

En Été (figure 2D), l'exposant b reste élevé (1,54). En effet, l'oued Saida a connu ces dernières années quelques crues estivales très importantes, notamment la crue du 25 juin 1985 avec un débit de pointe de 2.34 m³/s et un apport solide de $A_s = 8157$ tonnes. Le facteur b est lié directement à la superficie de drainage en période de crue, mais il exprime aussi l'importance du taux des transports solides. Le paramètre a exprime l'état du sol et son degré de saturation, la valeur pour notre modèle est de 0,35. Pendant l'été la pluviométrie est presque nulle, les apports liquides et solides se trouvent alors réduits.

IV.9.1 Analyses des apports saisonniers.

Les modèles saisonniers retenues, ont été utilisés pour calculer les apports solides moyens saisonniers en suspension. Les résultats trouvés sont donnés dans le tableau IV.8.

Tableau IV.8 Répartition saisonnière des apports liquides Al (en Hm³), des apports solides As (en tonnes) et des dégradations spécifiques Ass (en tonnes par Km² et par an) à l'oued Saida (Station hydrométrique Sidi-Boubkeur 1980/1981 à 2009/2010).

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Été	Année
Al (Hm³)	4,35	5,06	2,33	1,14	12,88
As (t)	17796	6704	4448	706	29654
Ass (t/km²/an)	32,7	12,3	8,2	1,3	54,5

L'analyse de ce tableau, permet de révéler l'importance des apports solides durant la saison d'automne avec un apport spécifique de 32,7 t/km²/an, soit presque les 2/3 des apports solides annuels. Les fortes précipitations sur un sol à l'état sec après une longue saison d'été sont à l'origine de ce taux important. En effet, les premières pluies d'octobre et de novembre sont capables d'arracher de grandes quantités de matières solides, qui seront transportées dans les cours d'eau.

En hiver, durant les mois de janvier, février et mars on enregistre de forts apports liquides 5,06 Hm³ avec un apport solide de 6704 tonnes de matières en suspension ce qui représente 22% par rapport au total annuel. L'hiver présente des caractéristiques érosives plutôt moins prononcées. Le sol ayant été saturé après les pluies d'automne résiste plus à l'érosion malgré des précipitations relativement importantes. La dégradation spécifique durant cette saison reste relativement faible 12,3 t/km²/an.

Au printemps, la charge en suspension n'augmente pas proportionnellement aux apports pluviométriques, sur les 20% de l'apport annuel en eau on remarque que seulement 14% de matières solides annuelles seront arrachées essentiellement du lit et des berges de l'oued. La présence de la végétation et l'humidification des sols réduisent considérablement la migration des particules par l'érosion hydrique durant cette saison.

L'été se distingue des autres saisons par des valeurs très faibles environ 3% d'apport solide annuel avec une dégradation spécifique de l'ordre de 1,3 t/km²/an. Durant cette

période les précipitations sont quasiment nulles ce qui réduit considérablement l'érosion (figure IV.3 (A), (B)).

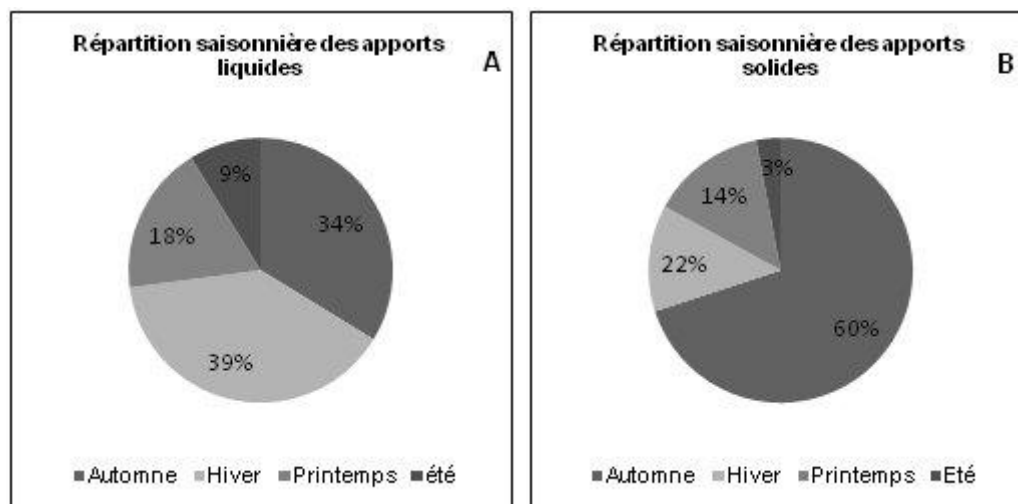


Figure IV.3 (A), (B). Répartition saisonnière des apports liquides et des apports solides à l'oued Saïda (1980/1981 à 2009/2010 Station hydrométrique Sidi Boubkeur).

IV.10 BILAN DES APPORTS SOLIDES ANNUELS.

Pour estimer les apports solides en suspension, nous avons utilisé la relation de la série complète ($Q_s = 2,36.Q_l^{1,63}$) où Q_l , est le débit moyen mensuel. Le calcul se fait sur une période de 30 années allant de 1980/1981 à 2009/2010. Les résultats obtenus sont représentés dans le tableau IV.9, et montre par ailleurs que les années 82/83, 00/01, 04/05, 07/08 et 08/09 se caractérisent par des apports solides très importants. Ceci peut s'expliquer par l'arrivée de crues exceptionnelles en volume et en durée. Dans ce contexte on notera la crue de novembre 1983 (44176 tonnes) avec un apport liquide de $0,566 \text{ Hm}^3$ et une concentration de $47,3 \text{ g/l}$, la crue d'octobre 2001 (18382 tonnes) avec un apport liquide de $1,02 \text{ Hm}^3$ et une concentration de $24,6 \text{ g/l}$, la crue d'avril 2005 (5120 tonnes) avec un apport liquide de $0,305 \text{ Hm}^3$ et une concentration de $10,2 \text{ g/l}$, la crue d'octobre 2008 (29871 tonnes) avec un apport liquide de $0,701 \text{ Hm}^3$ et une concentration de $38,4 \text{ g/l}$, la crue de septembre 2009 (25942 tonnes) avec un apport liquide de $0,462 \text{ Hm}^3$ et une concentration de $34,8 \text{ g/l}$.

Tableau IV.9 Répartition mensuelle et annuelle des apports solides en suspension (en tonnes) et des dégradations spécifiques en (t/km²/an) dans le bassin versant de l'oued Saïda (1980/1981 à 2009/2010).

	P (mm)	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai.	Jui.	Juil	Ao.	A _s (10 ⁶ t)	A _s (t/km ² /a)
80/81	332	4963	14040	8755	1015	2125	1132	5124	1230	100	485	23	8	0,039	72
81/82	328	11369	9264	12155	4211	3001	3741	4532	795	385	17	20	10	0,049	91
82/83	326	30062	36143	44176	4324	7032	8347	8404	2215	9207	11	4	75	0,150	276
83/84	392	1612	3987	4324	1541	618	536	2216	479	64	0	5	18	0,015	29
84/85	456	9511	9032	5236	994	2668	1257	3605	0	5	8157	21	14	0,040	75
85/86	354	1849	3941	3221	102	101	67	1124	840	27	0	0	28	0,011	20
86/87	250	6287	5800	3132	540	2304	51	977	5012	71	9	3297	1	0,027	50
87/88	229	913	1400	1542	124	59	9	11	0	48	15	7	2	0,004	8
88/89	207	3677	1497	3020	658	67	42	761	470	5	26	53	24	0,010	19
89/90	235	4225	10140	9820	350	1700	1015	3225	736	128	45	13	3	0,031	58
90/91	263	1718	3715	3621	166	882	0	9	511	12	1	33	42	0,010	19
91/92	236	956	1825	1783	5436	838	0	521	3	28	0	0	10	0,011	21
92/93	161	3418	2911	1542	465	98	41	1084	0	9	0	10	2	0,009	18
93/94	234	9276	12216	14327	2100	3282	1084	4716	3621	632	26	20	0	0,051	94
94/95	308	1283	2100	1998	62	28	0	1802	8	11	18	34	56	0,007	14
95/96	242	4390	8004	8262	1100	1244	2450	3479	2700	53	0	2	810	0,032	60
96/97	177	490	197	442	100	19	46	0	0	4	3	70	29	0,001	3
97/98	160	1507	1432	828	65	70	4	3	55	2	0	8	25	0,040	7
98/99	144	183	123	153	30	148	2	7	1	3	0	262	18	0,001	2
99/00	209	4078	7250	7551	806	1664	316	4	4632	75	0	21	3	0,026	48
00/01	275	15130	18382	12447	960	4105	3120	5325	4013	8424	4200	0	0	0,076	140
01/02	292	3787	6329	6207	980	41	4	35	368	236	0	13	0	0,018	33
02/03	310	1978	1135	2076	19	29	1	18	3	10	30	1	0	0,005	10
03/04	296	3040	2742	3856	127	7	0	29	2	97	0	0	0	0,009	18
04/05	283	1519	3502	3853	1500	652	0	22	5120	24	0	0	8	0,016	30
05/06	266	1668	1438	1066	1	4	6	95	0	7	0	215	0	0,004	8
06/07	247	3215	1901	3410	641	29	10	2675	2	87	0	30	0	0,012	22
07/08	388	21286	29871	24536	7096	7211	6204	7215	2890	45	22	5611	13	0,112	206
08/09	530	25942	23225	15688	2858	5287	2304	8347	2624	1015	310	0	0	0,087	161
09/10	330	3050	4042	3013	299	17	11	785	1800	6	575	101	1	0,013	24
Moy	282	6165	7388	7180	1289	1518	1060	2205	1338	691	465	328	40	0,0296	55

Les apports solides transportés en suspension par l'oued Saïda s'effectuent durant la période comprise entre le mois de septembre et le mois de décembre. Les crues observées durant cette période se caractérisent par des concentrations élevées de matières en suspension ce qui favorise un apport solide important. On constate aussi, que les crues d'hiver et de printemps (de 1,8 m³/s à 4,2 m³/s) favorisent le transport des sédiments en suspension car elles sont caractérisées par une forte turbulence, due aux débits extrêmes.

Les variations interannuelles des apports solides montrent une grande irrégularité, liée à la variation et fréquence des pluies et donc des apports liquides (figure IV.4).

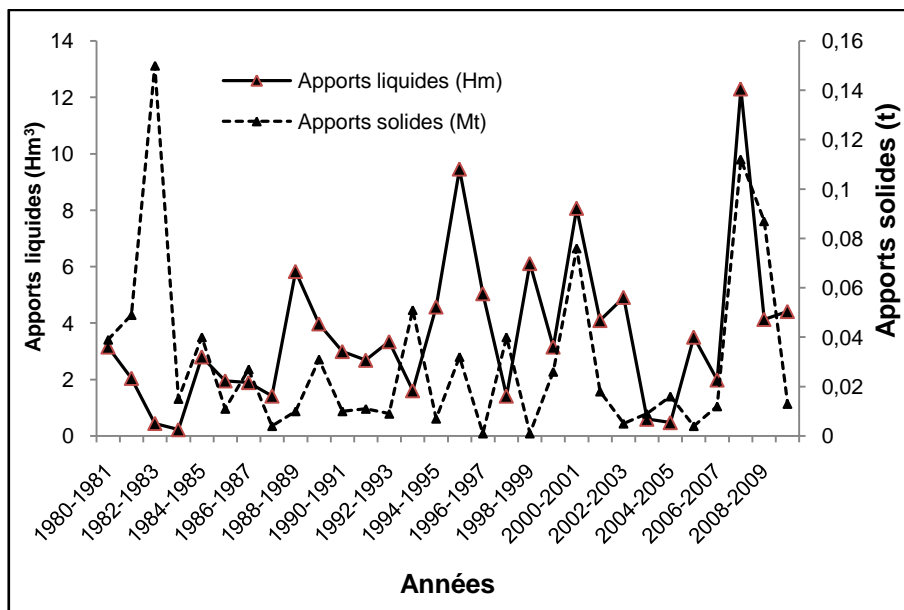


Figure IV.4 Apports liquides et solides moyens annuels à l'oued Saïda.

L'analyse de cette figure, montre que l'apport solide annuel calculé durant l'année 1982/1983 est estimé à 150000 tonnes. Apport solide relativement important, malgré la faiblesse des apports liquides 0,84 Hm³. Les crues du 01/03/83 et du 13 au 15/10/83 ont apporté respectivement 8404 tonnes et 36143 tonnes de matières en suspension (tableau IV.9), ce qui représente 30% de l'apport moyen annuel.

A partir des apports solides A_s (t), on peut déterminer la dégradation spécifique $A_{ss} = A_s/S$ où S est la surface du bassin versant. On note alors que la dégradation spécifique est très variable d'une année à une autre. Elle varie de 2 t/km²/an pour l'année 1998/1999 à 276 t/km²/an pour l'année 1982/1983, soit un rapport de 1 à 139. On remarque aussi que pour deux années recevant presque la même quantité de pluie la charge en suspension peut être différente. Durant l'année 1980/1981, on a calculé 39000 tonnes pour une précipitation de

332 mm alors qu'en 2009/2010, pour presque la même quantité de précipitations 330 mm il n'a été enregistré que 13000 tonnes de sédiments, soit un rapport de 1 à 3. L'apport moyen annuel des sédiments enregistré à l'exutoire du bassin versant de l'oued Saida est évalué à 29667 tonnes, ce qui correspond à une dégradation spécifique de 55 t/km²/an.

Cette valeur est relativement faible par rapport à des bassins versants à climats similaires, on peut citer, l'oued Sikkak et Isser (Tafna) avec respectivement (169 et 180 t/Km²/an), Bouanani et al, (2013), l'oued Leham en Algérie orientale (104 t/Km²/an) Bourouba, (1998), mais cette valeur est relativement grande par rapport à d'autres oueds en Afrique, Sassandra (Cote-d'ivoire 12,9 t/km²/an) avec une superficie de 75000 Km² dont 8000 Km² sont situés hors du territoire Ivoirien, Lako, (2010), Godim Cap-vert (10,1 t/Km²/an), superficie du bassin de l'ordre de 418 Km², Tavares, (2010), Bassins versants Malien : zone de savane Soudanaise (47 t/Km²/an), superficie 1050 Km² Droux,(2003). Ces résultats pourraient s'expliquer par les superficies de ces bassins de rivières qui seraient largement plus importante que les bassins Algériens, d'une part et de la faiblesse des précipitations dans cette région du Sahel d'autre part.

Des travaux réalisés au Maghreb ont estimé que les dégradations spécifiques varient entre 1000 et 5000 t/Km²/an. D'autres auteurs ont proposé des valeurs plus importantes. (Probst et al.1992) ont avancé des valeurs supérieures à 5000 t /Km²/an, ces mêmes auteurs ont estimé que la dégradation spécifique moyenne varie de 400 à 610 t/Km²/an pour les rivières qui se jettent dans les mers et les océans Fox, (1993).

CONCLUSION GENERALE

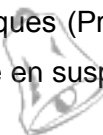
L'eau qui est devenu une denrée rare et précieuse, constitue un élément indispensable pour la vie et l'équilibre de l'individu. Elle présente un facteur déterminant pour le développement économique et social d'un pays. Du fait de sa précarité et de sa fragilité, voire de son irrégularité, cette ressource nécessite notamment une attention très particulière quant à sa mobilisation et sa gestion.

Au vu de ce qui précède, il s'avère que la sécheresse est un mal qui ne peut être combattu. Il faudrait en revanche la gérer et développer des stratégies pour surmonter ces effets. La répartition annuelle, saisonnière, et mensuelle des précipitations de ces deux dernières décennies a été particulièrement irrégulière d'une année à l'autre. Ces variations climatiques ont généré une réduction du régime hydrologique, et la sécheresse à amplifier le phénomène de l'érosion hydrique et le transport des sédiments vers l'exutoire.

Au terme de ce travail, mené sur le bassin versant de l'Oued Saida (Macta), aux nuances climatiques variées, nous avons essayé de dégager les grands traits de son fonctionnement en se basant sur l'analyse de données pluviométriques et hydrologiques observées

- L'étude morphométrique du bassin versant de l'Oued Saïda, a permis de montrer que la topographie est marquée par une dénivelée assez importante, tout en ayant une altitude minimale relativement élevée par rapport aux zones limitrophes du bassin. Les différents paramètres calculés, relatifs au réseau hydrographique, témoignent d'un chevelu hydrographique bien hiérarchisé moyennement dense, mais assez ramifié.
- Les caractéristiques biogéographiques montrent un faible taux d'occupation du sol par la végétation.
- L'aperçu géologique montre que le bassin versant est constitué d'un vaste plateau dont la lithologie est composée de calcaires dolomitiques et d'argiles gréseuses qui affleurent de l'est à l'ouest de l'oued Saida. D'épaisses couches calcaire-dolomitiques forment les plus importants aquifères de la région. Ils sont très karstifiés, la présence de failles et fissures facilite l'infiltration massive des eaux.
- L'analyse des données pluviométriques sur les 30 années considérées, montre clairement un déficit pluviométrique. Les deux stations retenues dans cette étude affichent des précipitations inférieures par rapport à la moyenne annuelle et particulièrement durant la phase comprise entre les années 1984/1985 et 2002/2003. Il s'agit bien d'une période de sécheresse longue de 18 années.

- Le bilan thermique est caractérisé par des fluctuations importantes de températures puisque nous assistons à des hausses de températures qui peuvent atteindre parfois les 44°C. Ceci accentue le phénomène de l'évapotranspiration et l'assèchement des sols pour le rendre plus vulnérable à l'érosion hydrique.
- La diminution de la pluviométrie associée à l'accroissement considérable de la température durant les deux dernières décennies a beaucoup influencé le régime des écoulements dans l'oued Saida. Le module interannuel de la série est de 0,114 m³/s, valeur relativement faible par rapport à d'autres bassins versant voisins.
- L'analyse statistique du test graphique des débits moyens annuels montre qu'ils s'ajustent bien à la loi log-normal.
- Les paramètres des modèles à pas de temps annuel GR1A mensuel GR2M et journalier GR4J du CEMAGREF, caractéristiques du bassin versant de Saida, ont été déterminés, leur optimisation a été obtenue par des valeurs élevées de critères de qualité. La phase de validation a donné de bon résultat confirmant le bon calage des modèles sur le bassin et l'excellente performance quant à l'utilisation des modèles GR, pour des bassins à climat semi-arides.
- Les transports solides en suspension dans le bassin versant de l'oued Saida se font essentiellement durant trois périodes, la première intense en automne, les deux autres à plus faible ampleur en hiver et au printemps. Les débits solides en suspension varient en fonction des débits liquides selon une loi en puissance de la forme $Q_s = 2,36 \cdot Q_l^{1,63}$. Sur la base de cette relation, nous avons calculé le débit solide en suspension. Les résultats obtenus ont permis de calculer le tonnage annuel des sédiments transportés par l'oued Saida. Ces quantités de sédiments varient de 1000 tonnes pour l'année 1998/1999, soit une dégradation spécifique de 2 t/km²/an à 150000 tonnes pour l'année 2007/2008, donnant une dégradation spécifique de 276 t/km²/an, soit un rapport de 1/139. L'apport moyen annuel en sédiments enregistré à l'exutoire du bassin versant de l'oued Saida est évalué à 29667 tonnes, ce qui correspond à une dégradation spécifique de 55 t/km²/an.
- A l'échelle saisonnière, l'automne est responsable de 60% du flux annuel alors que le printemps n'en totalise que 14%, l'érosion durant cette période est ralentie par la présence de la végétation et l'humidification des sols. Cette variabilité temporelle dépend de la fréquence des orages et de leur période d'occurrence. En effet, ce sont ces orages qui produisent la plus grande partie des sédiments. Toutefois, les quantités de sédiments exportées par les différents oueds sont très variables. Dont le cas de l'oued Saida, l'automne se distingue par un flux important de matières solides en suspension. Donc, contrairement à d'autres zones climatiques (Probst et Suchet, 1992), au Maghreb les plus fortes concentrations de la charge en suspension ne sont



nécessairement pas mesurées durant la période des hautes eaux. Des valeurs de dégradations spécifiques révèlent une forte disparité du taux d'érosion des sols au Maghreb en général et en Algérie en particulier. Cette disparité résulte de la différence de la lithologie, du couvert végétal, de la pente, et de la taille des bassins versants (Walling, 1984).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A.B.H, (2006). Agence de bassin hydrographique, Oranie Chott Chergui. *Cadastre Hydraulique Bassin Macta.*

Abrahamas A.D., Parsons A.J. (1991). Relation between sediment yield and gradient on debris-covered hillslope, Walnut Gulch, Arizona. *Geol. Soc. Am, Bull 103 : 1109-1113.*

Achite M. (2002). Approche statistique d'évaluation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina. (Nord ouest algérien). *Watmed, Tunisie, 10-13 Oct., vol 2, 894-899.e*

Achite M., Meddi M., (2004). Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest Algérien). *Revue sécheresse, vol. 15, pp : 367-373.*

Achouri M, (2000). La conservation des eaux et du sol en Tunisie : *bilan et perspectives.* Direction de la conservation des eaux et du sol (ministère de l'agriculture 1002 Tunis Tunisie.

Achite M., Meddi M., (2005). Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin de l'oued Mina (nord-ouest Algérien). *Revue des Sciences de l'eau 18 (spécial), pp : 37-56.*

Achite M., Touaibia B., Ouillon S., (2006). Erosion hydrique en Algérie du Nord : Ampleur, Conséquences et Perspectives. *14th International Soil Conservation. Organisation Conférence Marrakech, Morocco, May 14-19 (ISCO 2006)*

Achite M., Ouillon S., (2007). Suspended sediment transport in a semiarid water shed Wadi Abd Algérie (1973-1995). *Journal of Hydrology 343, 187-202.*

Agri L., Bamba SB., Doumouya I., Savane I., (2010). Bilan des flux de matières particulaires et dissoutes de Sassandra à Gaoulou pont (Cote-d'Ivoire). *Sciences & nature vol.7 N° 02: 107-108.*

Albergel J., Nasri N., Boufaroua M., Pépin Y., (2003). Erosion et transport dans les petits bassins versants méditerranéens. *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions (proceeding of international symposium held at Montpellier, April 2003, IAHS. Publ. no 278 pp. 273-379*

Al-Kaisi M., Hanna M., Licht M., (2009). Soil Erosion and Water Quality. *Ressource Conservation Practies Agronomy 81, p 4.*

Ambroise B., (1998). La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant – Processus, Facteurs, Modèles. H.G.A (Ed) Bucarest, 200p.

Anctil F., Perrin C., Andreassian V., (2004). Impact of the length of observed records on the performance of ANN and of conceptual parsimonious rainfall-runoff forecasting models. *Environmental modeling & Software*, vol 19, n°4, 357-368.

A.N.R.H, (2010). Agence Nationale des Ressources Hydriques. Direction régional de Saida (Algérie). Station Hydrométrique de Sidi Boubkeur code 11.11.02

Arnborg L., Walker HJ., Peippo J., (1967). Suspended load in the colville River, Alaska 1962 In: Sediment concentration versus water discharge during single Hydrologic events.

Bacca P., (2002). Temporal variability of suspended sediment availability during rainfall-runoff event in a small agricultural basin. *ERB and Northern European Friend Project 5 conference, Demanovska dolina, Slovakia.*

Batala RJ., Sala M., (1994). Temporal variability of suspended sediment transport in a Mediterranean Sandy gravel-bed river, variability in stream erosion and Sédiment transport. *IAHS publ .244. IAHS, camberra, pp 299-305.*

Beven KJ., Kirkby MJ., (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin*,24(1), 43-69.

Benkaci, AT. (2001). Contribution à la modélisation de la relation pluie-débit au pas de temps mensuel et journalier par les modèles conceptuels et les réseaux de neurones. Thèse de Magister, Institut National Agronomique d'Alger.

Benkhaled A., Remini B. (2003). Analyse de la relation de puissance débit solide-débit liquide à l'échelle du Bassin versant de l'Oued Wahran (Algérie). *Revue des Sciences de l'eau*, 16/3 333-356.

Benkhaled A., Remini B., (2003). Variabilité temporelle de la concentration en sédiments et phénomène d'hystéresis dans le bassin de l'oued Wahrane (Algérie). *Hydrological Sciences –Journal des Sciences Hydrologiques*, 48 (2) Avril 2003. 243-255.

Beschta RL., (1984). Conceptual models of sediment transport in streams. In Sediment Transport in Gravel Bed Rivers, Thorne CR, Bathurst JC, Hey RD (eds). Wiley : 387-419.

Bourouba M., (1998). Phénomène du transport solide dans les hauts plateaux orientaux. Cas de l'oued Logmane et oued Leham dans le bassin de la Hodna. *Revue des sciences et technologie*, 9 pp. 5-11.

Box GEP, Jenkins GM, (1976). Time series analysis – forecasting and control. Holden Day (Ed), Oakland, California, 575 p.

Bouanani A., (2004). Hydrologie, transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW. Algérie), Thèse de doctorat d'état Université - Tlemcen; p 250.

Bouanani A., Baba Ahmed K., Bouanani R., (2012). Bilan des apports solides dans quelques bassins du nord-ouest algérien. *International conference sediment transport modeling in hydrological watersheds and rivers, november 14-16, 2012, istanbul, turkey*

Bouanani A., Baba Ahmed K., Fandi W., (2013). Production et transport des sédiments en suspension dans l'oued Sikkak (Tafna – Nord-Ouest Algérie). *Revue des Sciences de l'Eau* 26(2) (2013) 119-132.

Bourouba M., (1998). Phénomène du transport solide dans les hauts plateaux orientaux. Cas de l'oued Logmane et oued Leham dans le bassin de la Hodna. *Revue des Sciences et Technologie*, 9: 5-11.

Bouabdallah F. (1997). Mise au point d'un modèle de transformation pluie-débit au pas de temps annuel. Rapport de DEA, DEA Hydrogéologie-Hydrologie filière Géochimie isotopique, Paris Sud Orsay, Cemagref Antony, 45 pp.

Boiffin J., (1984). La dégradation structurelle des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse de Docteur ingénieur, INA – PG, France 320 p.

Bouanani A., Baba Ahmed K., Fandi W., (2013). Production et transport des sédiments en suspension dans l'oued Sikkak (Tafna – Nord-Ouest-Algérie). *Revue des sciences de l'eau* 26 (2) : 119-132

Braune E., Looser U., (1989). Cost impacts of sediment in South African rivers. *IAHS publications*. 84 : 131-143.

Chow C., (1964). Hand book of applied Hydrology. Mc-Graw Hill Book Company. U.S.A

Chanson H., Patrick J., (1998). Teaching case studies in Reservoir Siltation and Catchment Erosion *Int Engineering*. E.d. 14 (4); 265-275.

Chaumont M, Paquin C. (1971). Carte pluviométrique de l'Algérie, éch. 1/50000. Afrique du nord, Alger. 4 feuilles, 1 notice.

Chikita KH., Kemnitz R., Kumai R., (2002). Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon River Alaska. *Catena*, 48, 235-253.

Chibbani R., Djilli K., Roose E., (1999). Etude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser. *Bull. Réseau Erosion*, 19: 85-95.

Clarke R.T. (1973). Review of some mathematical models used in hydrology, with the observations on their calibration and used. *Journal of Hydrology* 19, pp 1-20.

Cormary Y., Guilbot A. (1973). Etude des relations pluie-débit sur trois bassins versants d'investigation. *Proceedings of the IAHS Madrid Symposium, IAHS Publ. 108*, 265-279.

Cosandey C., Robinson., (2000). Hydrologie continentale p 360.128 fig. Ed. Armand Colin.

Colombani J., (1967). Contribution a la méthodologie des mesures systématiques des débits solides en suspension. Cahiers ORSTOM. *Série Hydrologie, vol.4, pp. 27-36.*

Crawford CG., (1991). Estimation of suspended sediment rating, curver's and mean suspended-sediment load, *Journal of Hydrology*, 129: 331-348.

Daoudi M., Salmon M., Dewitte O., Gérard P., Abdellaoui A., Ozer A., (2009). Prédiction de l'érosion ravinante en Algérie : vers une nouvelle approche probabiliste à l'aide de données multisources. JAS 09 de l'AUF. P. 7.

Devred D. (1989). Etude pluviométrique du bassin de la Sambre. Etude hydrologique du sous-bassin de la Solre. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille - Flandre – Artois, 382 p.

Demmak A., (1982). Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale, thèse de Docteur-Ingénieur, Paris, 323p.

Delhoume JP., (1981). Etudes en milieu méditerranéen semi-aride : ruissellement et érosion en zone montagneuse de Tunisie central (Djebel Semmama). *Campagnes 1975 à 1979. Tunis, Ortom/DRE 187p.*

Delhoume JP., (1987). Ruissellement et érosion en bioclimat méditerranéen semi-aride de Tunisie Central ; in : CNRS, éditeur. Processus et mesures de l'érosion, 487-507.

Derpsch R., Roth CH., Sidiras N., Kopke U., (1991). Controle da erosao no parana, Brasil: sistemas de cobertura do solo, plantio direto e preparo conservacionista do solo. *Sonder publikation der GTZ, No. 245 Deutsche Gesellschaft fur Technishe zusammenarbeit. Rossdorf, 272 pp.*

De Noni G., Viennot A., Trujillo G., (1997). L'homme, la montagne et l'érosion des sols dans les Audes d'équateur. ORSTOM, Paris, 340p.

Djeziril L., (1998). Envasement des barrages, mobiliser le maximum des capacités. *Revue Symbiose*, 2, 18-21.

Doty CW., Carter CE., (1965). Rates and particle-size distribution of soil erosion from unit source areas. *Trans.Am. Soc. Agric.Engrs.*, 8 : 309-311.

Droux JP., Mietton M., Olivry JC., (2003). Flux de matières particulaires en suspension en zone de savane Soudanienne : l'exemple de trois bassins versants Maliens représentatifs. *Géomorphologie : relief, processus, environnement. Avril-Juin, vol.9, pp, 99-110.*

Duley F., Ackerman F., (1934). Run off and erosion from plates of different lengths. *Journal of agricultural research* 48: 505 – 510.

Edijatno (1987). Amélioration des modèles simples de transformation pluie-débit au pas de temps journalier sur des petits bassins versants. Mémoire de DEA, Université Louis Pasteur (Strasbourg), Cemagref (Antony).

Edijatno (1991). Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-debit au pas de temps journalier (Elaboration of a simple daily rainfall-runoff model). Ph.D. dissertation, Louis Pasteur University (Strasbourg) / Cemagref (Antony), France, 625 p.

Edijatno. , Michel C. (1989). Un modèle pluie-débit à trois paramètres. *La Houille Blanche*, n°2, 113-121.

Edijatno., Nascimento N.O., Yang X., Makhlouf Z. et Michel C. (1999). GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2), 263-278.

Elahcène O., Remini B. (2009). Corrélation entre la concentration en matière en suspension et le débit liquide dans le bassin versant d'Oued Bellah (Algérie). *European Journal of Scientific Research*, Vol 26, No. 1 : pp 139-146.

Etchanchu D., Probst JL., (1986). Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure superficielle, de sa charge et de ses deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. C. R. Académie Science Paris. 302, série II, n° 17 : 1063 -1067.

FAO (1990). Conservation des sols et des eaux dans les zones semi-arides. *Bulletin pédologique* 57, 182 p.

FAO (1994). Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). *Bulletin pédologique de la FAO*, n° 70.

Ferchouche Y. (1998). Le sol, ressource en voie de disparition. *Revue Symbiose*, 2 : 13 – 14.

Fournier F. (1960). Climat et érosion. Presses universitaires de France, Paris.

Fouchier C. (2010). Développement d'une méthodologie pour la connaissance régionale des crues. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc. Aix en provence, p 266.

Fournier F. (1969). L'érosion hydrique et le climat. *Bulletin Technique d'information. Météorologie et Agriculture n° 237 pp 111-115.*

Fox HR M. (1993). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Discussion Hydrology Science journal*, 38 : 621-637.

Gaumme, E. (2000). Hydrologie : cycle de l'eau et modélisation pluie-débit. Cours ENPC.

Ghenim AN. (2008). Etude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes. Thèse de Doctorat Université de Tlemcen ; p.134.

Ghenim A., Seddini A., Terfous A., (2008). Variation temporelle de la dégradation spécifique du bassin versant de l'oued Mouillah (Nord Ouest Algérien). *Hydrology Science Journal*, 53(2) 448-456.

Gooke RU., Waren A., Goudie AS. (1993). Desert Geomorphology. Ucl press, London, 300 p.

Gurnell AM. (1987). Suspended sediment. In *Glacio Fluvial Sediment Transfert*, Gurnell AM, Clark MJ (eds). Wiley : chichester, 305 – 354.

Hadjadj D. (1997). La lutte contre l'érosion en Algérie. *Bulletin de l'ORSTOM*, 17, 168 – 175.

Haverkamp R., Ross PJ., Smettem KRJ., Parlange JY, (1994). Dimensional Analysis of infiltration from the disc infiltrometer-2. Physically – Based infiltration Equation Water Resource. Res., 30 (11): 2931- 2935.

Heusch B. (1982). Etude de l'érosion et des transports solides en zone semi-aride. *Recherche bibliographique sur l'Afrique du Nord. Projet RAB/80/04/PNUD.*

Hillel D. (1980). Fundamentals of soils physics. Academic press, New-York, 413 pp.

Horton RE. (1993). The infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Géophys, Union*, 14: 446 – 460.

Hudson PF. (2003). Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco Basin, Mexico. *Catena*, 52 : 57-76.

Kattan Z., Gac JY., Probst JL. (1987). Suspended sediment load and mechanical erosion in the Sénégal basin – estimation of the runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *Journal of Hydrology*. 92, 59-76.

Kassoul M., Abdelkader A., Belorgey P, (1997). Caractérisation de la sédimentation des barrages en Algérie. *Rev. Sci. Eau* 3, 339-358

Kabouya M. (1990). Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay, 347 pp.

Kabouya M., Michel C. (1991). Monthly water resources assessment, application to a semi-arid country. *Revue des sciences de l'Eau*, 4(4), 569-587.

Kettab A., Ait Mouhoub D., Ouarda B., Bobbee B. (2001). Les ressources en eau en Algérie : *Strategie, enjeux et visions*. Vol. 136. Chap. *Desalination*, pages 25-33.

Khaldi A. (2005). Impact de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien, Monts de Tlemcen-Saïda. Thèse de doctorat d'état p.234.

Klein M. (1984). Anti-clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holberck Catchment, Yorkire, England. *Catena*, 11 : 251- 257.

Laouina A., Nafaa R., Chaker M. (2000). Gestion des eaux et des terres et dégradation dans les collines de Ksar el Kébir, Maroc, *Bull, Réseau Erosion* 19, 18 p.

Lahlou A. (1990). Modèles de prédiction de la sédimentation des retenues de barrage de pays du grand Maghreb. *Atelier International UNESCO-AISH-ENIT sur l'application des modèles mathématiques à l'évaluation des modifications de la qualité des eaux*. Tunis 312-324.

Le François J., Grimaldi C., Gascuel O., Doux C., Gilliet N., (2007). Suspended sediment and discharge relations chips to identify bank degradation as a main source on small agricultural catchement. *Hydrol. Process*. 21: 2923 – 2933.

Leopold LB. Maddock T. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implication. Professional paper 252. USGS.

Lenzi M., Marchi L., (2000). Suspended sediment load during floods in a small stream of the dolomites (Northeasten Italy) *Catena*, 39: 267 – 282.

Le Bissonais Y., Singer MJ., (1992). Crusting runoff on erosion response to soil water content and successive rainfall. *Soil Science Society of American Journal*, 56, 6.

Loumagne, C. (1988). Prise en compte d'un indice de l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. Thèse de Doctorat, Université de Paris-Sud (Orsay), Cemagref (Antony), 200 p.

Ludwing B. (2000). Les déterminants agricoles du ruissellement et de l'érosion de la parcelle au bassin versant, Ingénieries – EAT ; 22 : 37 – 47.

Martin C. (1975). L'érosion des sols sur roches métamorphiques en milieu méditerranéen provençal. *Rev. Géomorphologie. Dynamique* 24 : 49 – 63.

Makhlouf Z. (1994). Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat. Université de Paris XI Orsay / Cemagref (Antony), 228 pp.

Makhlouf Z., Michel C. (1994). A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*, 162, 299-318.

Medinger G. (1956). Hauteurs de pluies en Algérie moyenne (1913-1953), recueil statistique S.F.S, Alger. 23p

Meyer LD., Monke JE. (1965). Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow. *Trans. Am. Soc. Agric. Engrs.* 8, 572 – 575.

Megnounif A., Bouanani A., Terfous A. (2000). Etude du transport solide dans l'oued Mouillah (Nort- Ouest Algérien). *Colloque méditerranéen Alger* : 128-132.

Megnounif A. (2007). Etude du transport des sédiments en suspension dans les écoulements de surface. Thèse doctorat. Université -Tlemcen, 164p.

Medjber A., (2011). Influence de la variabilité climatique (précipitations) sur le taux de sédimentation dans certains barrages algériens. *International scientifique workshop, relation man/environnement and sediment transport : aspatial approach.* 7 & 8 june 2011 Tipaza, Algérie.

Merzouki T. (1992). Diagnostic de l'envasement des grands barrages marocains. *Revue Marocaine du génie-civil*, 38, 46-50.

Meddi M. (1999). Etude du transport solide dans le bassin versant de l'oued Ebda (Algérie). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 43,2, 167-183.

Megnounif A., Terfous A., Ghenaim A., Poulet JB., (2007). Key processus influencing erosion and sediment transport in a semi-arid méditerranean area: the Upper Tafna catchement. Algeria. *Hydrol. Science. Journal. J.* 52(6), 1271 -1284.

Michel C. (1983). Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre. *La Houille Blanche*, 1, 39-44.

Mouelhi S. (2003). Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, ENGREF, Cemagref Antony, France, 323 pp.

Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C. et Andréassian, V. (2006a) Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *J. Hydrol.* 318(1-4), 200-214, doi :10-1016/j

Mouelhi S., Michel C., Perrin C., Andreassian V. (2006b) Linking stream flow to rainfall at the annual time step: the Manabe bucket model revisited. *J. Hydrol.* 328, 283-296, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.12.022.

Moukolo N., Briquet JP., Biyedi J. (1990). Bilans et variations des exportations de matières sur le Congo à Brazaville. De janvier 1987 à Décembre 1988. *Hydrologie continentale*, vol.5, N°. 1, pp. 41-52.

Mutcher C., Greer J., (1980). Effect of slope length on erosion from low slopes. *Trans, ASAE* 23, 866 – 869.

Mussy A. (2002). Cours d'hydrologie générale. Ecole Polytechnique fédérale de Laussane, Suisse.

Nascimento NO. (1991). Adaptation d'un modèle conceptuel journalier (GR3J) aux bassins versants de cours d'eau intermittents. Mémoire de DEA, ENPC, ENGREF, Université Paris Val de Marne, 89p.

Nascimento NO. (1995). Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-debit à l'échelle du bassin versant. Thèse de Doctorat, CERGRENE / ENPC, Paris, France, 550 p.

O.N.I.D, (2010). Office national de l'irrigation et du drainage " *Etude du système d'irrigation à partir des eaux de la vallée de l'oued Saida – Janvier 2010.*

Oudin L. (2004). Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Thèse de doctorat, (Cemagref, ENGREF, 495 p.)



Perrin C. (2000). Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat, INPG (Grenoble) / Cemagref (Antony), 530 p.

Perrin C., Michel C., Andréassian V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279(1-4), 275-289.

Philip TR. (1957). The theory of infiltration: The infiltration equation and its solution. *Soil Sci*, 84 : 345 -357.

Pihan J. (1978). Annuaire des valeurs mensuelles de l'indice d'érosivité R de Wischmeier relatives aux stations officielles de la Météorologie Nationale Française. INRA, Rennes et UER Géographie Université de Haute-Bretagne, 112 p.

Pitaud G. (1973). Etude hydrogéologique pour la mise en valeur de la vallée de l'Oued Saida (*rapport de synthèse*), *division ressource hydrique*.pp, 58-73.

Poessen J. (1984). The influence of slope angle on infiltration rate and orntonian overland flow of volume, *Z. Géomorph. N.F suppl-Bd* : 117 -131.

Probst JL. (1992). Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sciences géologiques. Mémoire N° 94. ISSN 0302-2684, pp 60.*

Probst JL., Bazerbachi A., (1986). Transport en solution et en suspension par la Garonne supérieure *Science. Géologiques. Bull. P* : 79-98.

Probst JL., Suchet A. (1992). Fluvial suspended sédiment transportand mechanical érosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrology Science Journal*, 37, 621- 637.

Remini B. (2002). L'envasement des barrages et la technique du soutirage : quelques exemples algériens. *Colloque International sur L'eau " gestion quantitative et qualitative des ressources en eau, Chlef Algérie.*

Remey JC., Le Bissonais Y. (1998). Comparaison des phénomènes d'érosion entre le Nord et le Sud de l'Europe- Ampleur des problèmes et nature des mécanismes. *Bull. Réseau Erosion*, 18 : 15-32.

Remini B, (2004). Des obstacles émergés pour la lutte contre l'envasement et l'amélioration de la recharge des nappes. PP. 4-5, 3^{eme} Séminaire National sur les ressources en eau.

Remini B. (2008). La surélévation des barrages : une technique de lutte contre l'envasement exemples algériens. *La houille blanche*, n°5, 103-108.

Rifaat S. (1980) Comparaison de plusieurs techniques de reconstitution de débits moyens mensuels, *Rapport de stage*, 66 pp, EPFL (Lausanne), Cemagref (Antony).

Roche M. (1963). Hydrologie de surface. Paris, Gauthier Villars. 430p.

Roose E. (1973). Dix-sept ans de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de basse cote d'Ivoire. ORSTOM, Abidjan, 12 p. Thèse Doc . Ing. Fac.Sci. Abidjan, n° 20.

Roose E. (1994). Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). *Bulletin pédologique de la FAO*, 420 pp.

Roose E. (1980). Dynamique actuelle des sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. Etude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques de matières naturelles ou cultivées. Thèse Doct. Es Sciences, Université d'Orléans, 587 p.in : Travaux et documents de l'ORSTOM, Paris, n° 130, 569 p.

Roose E., Bourouga L., Chebbani R. (2001). Le ravinement en Algérie : Typologie. Facteurs de contrôle, quantification et réhabilitation. *Sécheresse*, 11,4 :3 17-326.

Roose E. (1985). Dégradation des terres et développement en Afrique de l'Ouest. *Bull. Rech. Agron. Gembloux*, 20 3/4, 505-537.

Roose E. (1984). Causes et facteurs de l'érosion hydrique sous climat tropical, conséquences pour les méthodes antiérosives. *Machinisme Agric. Trop.* 87 : 4 -18.

Roose E., Arabi M., Brahamia K., Chebbani R., Mazoui M., Morsli B., (1993). Erosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne Algérienne. Réduction des risques érosifs et intensification sur la production agricole par la GCES : synthèse des campagnes (1984-1995), sur un réseau de 50 parcelles d'érosion. *Cahiers ORSTOM, série pédologie*, (28)(2) : 289.308.

Roose E. (1967). Dix années de mesure du ruissellement et de l'érosion à séfa au Sénégal. *Agron. Trop.* 22,2: 123 -152.

Rodriguez-Blonco ML., Tabaoda-castro MM., Tabaoda-castro MT., Oropeza-Mota JL. (2008). Suspended sediments discharge hysteresis during rainfall events in a small headwater catchement in the NW Spain, pp. 205-217.

Ruiz-Figuero JF. (1983). Les micro-organisations pelliculaires superficielles formées sous pluie sur des sols de Savane (Centre Nord de la Cote d'Ivoire). Comportement hydrodynamique et mécanique de ces pellicules de battance en relation avec la texture, la couverture du sol et la levée du riz pluvial. Thèse Paris. 167 p.

Seltzer P. (1946). Le climat de l'Algérie, Univ. Alger. Inst. Météo et physique du globe, Carbonnel. 219p. 2cartes.

Simonton JR., Toy TJ., (1994). The relation between surface rock fragment cover and semi-arid hillslope profile morphology. *Catena* 23 : 213 – 225.

Slattery MC., Gares PA., Philips JD. (2002). Slope-channel linkage and sediment delivery on North Carolina Coastal Plain Cropland. *Earth . Surf . Process . Land Forms*, 27 : 1377-1387.

Snoussi A., Jouanneau JM., Latouch C., (1990). Flux de matières issues de bassins versants des zones semi-arides (bassin de Sebou et du Sousse, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'océan Mondial, *J. Afric . Earth Sci*, 11, 43 – 54.

Sogreah. (1983). Erosion et transport solide au Maghreb. Analyse bibliographique. *Rapport du projet RAB /80/011/PNUD.*

Tavares JDP. (2010). Erosion des sols au Cap Vert : Etude des processus et Quantification à l'échelle de trois bassins versants de l'île de Santiago, thèse soutenue le 20/12/2010 à l'Université de Bourgogne. pp, 157-227.

Terfous A., Bouanani A., Megnounif A. (1999). Evaluation du transport solide dans le bassin de l'Isser (N-O Algérie), *2^{ème} séminaire maghrébin sur l'eau. Tizi ousou, 28-29 Juin 1999.*

Terfous A., Megnounif A., Bouanani A., (2001). Etude du transport solide en suspension dans l'oued Mouillah. *Revue des sciences de l'eau, vol 14 n°2, pp 175-187.*

Thomes JB. (1995). Mediterranean desertification and the vegetation cover. Desertification in a European context: physical and socio-economic aspects. *European Commission Report EUR 15415, 169 – 194.*

Tixeront J., (1960). Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. *In IAHS Publ., 53 : 26-42.*

Touat S. (1989). Contrôle de la représentativité de l'échantillon des transports solides en suspension. *Revue. Eau. Sols, de l'Algérie* 2, 48-54.

Touaz M. (2001). Evaluation des ressources en eau et acquisition de bases de données à référence spatial et temporelles en Algérie du Nord. Thèse de doctorat université de Nice, France.

Touaibia B., DAUTREBANDE S., GOMER D. et AIDAOUI A, (1999). Approche quantitative de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales: bassin versant de l'Oued Mina. *Hydrological Sciences- Journal-des Sciences Hydrologiques*, 44 (6), 973-986.

Touaibia B. (2010). Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie Septentrionale. *Revue sécheresse, volume 21, Numéro 4.*

Valentin C. (1981). Organisations pelliculaires superficielle de quelques sols de région du désertique Agadez (Rep du Niger). Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. Thèse Paris, 213 p. +annexes.

Vanoni VA. (1977). Erosion rates from sediment sources. *In engineering sedimentation manual ASCE, New York, pp, 472-480.*

Vivian H. (1980). Erosion et transports solides dans le bassin du Drac au Sautet. CNRS, Equipe de Recherche 30 C/0 biologie végétale Grenoble : 349-358.

Walling DE., Webb BW. (1981). The reliability of suspended sediment load data. *IAHS Publications. 133 : 177-194;*

Walling DE. (1984). The sediment yields of African rivers. *International Association of Hydrological Sciences Publication, Harare symp. 144, 265-283.*

Wischmeirer WH., Smith DD., (1958). Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans. A.G.U., 39, 285-291.*

Wischmeirer WH., Smith DD. (1960). Predicting rainfall erosion losses : a guide to conservation planning. *USDA-ARS Agriculture Handbook N° 537, Washington DC. P, 58.*

Wischmeirer M., Johnson CB., Cross BV. (1971). A soil erodibility monograph for farm lands and construction sites. *Journal of Soil and Water. Vol 265.*

Wood PA. (1977). Controls of variation in suspended sediment concentration in river Rother, West Sunex, England: *Sedimentology* 24, 437 – 445.

Yles F., Bouanani A. (2012). Quantification et modélisation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Saida (Hauts-Plateaux-Algériens). *Revue sécheresse et changements planétaires. Volume 23, Numéro, 4.*

Zabaleta A., Martinez M., Uriarte JA., Antiguada .I, (2007). Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchment of the basque country *Catena.N° 1, pp. 26-37.*

ANNEXES

ANNEXE 1 : Données du modèle GRA1 (St. Saïda).

Année	Pluie (mm)	ETP (mm) (Turc)	Débit observé (mm)	Débit simulé (mm)
1980-1981	244,6	735,97	5,70	3,57
1981-1982	228,1	861,49	3,70	1,73
1982-1983	258,6	946,04	0,80	1,87
1983-1984	224,6	849,98	0,40	1,78
1984-1985	289	944,71	4,90	2,44
1985-1986	335,8	945,32	3,50	4,01
1986-1987	194,4	702,45	3,40	2,28
1987-1988	296,2	749,98	2,50	3,83
1988-1989	175,9	592,98	2,69	2,32
1989-1990	359,5	587,83	7,20	9,72
1990-1991	357,2	850,33	5,40	6,47
1991-1992	149,3	630,34	4,90	1,74
1992-1993	201,5	490,15	6,10	2,98
1993-1994	328,7	893,15	2,90	3,59
1994-1995	578,6	967,48	8,30	15,80
1995-1996	296,8	404,23	28,20	24,38
1996-1997	270,8	557,45	9,10	6,84
1997-1998	210,8	594,34	2,58	3,21
1998-1999	289,7	596,39	11,10	5,87
1999-2000	295,9	568,43	5,70	7,98
2000-2001	268,3	501,34	14,70	8,19
2001-2002	347,9	647,57	7,40	8,81
2002-2003	388,5	741,09	9,00	10,12
2003-2004	215,1	891,17	0,23	2,00

ANNEXE 2 : Données du modèle GRA1 (St. Saida + Sidi-boubkeur)

Année	Pluie (mm)	ETP (mm) (Turc)	Débit observé (mm)	Débit simulé (mm)
1980-1981	288,3	735,97	5,70	5,22
1981-1982	287,05	861,49	3,70	4,69
1982-1983	292,3	946,04	0,80	4,07
1983-1984	308,3	849,98	0,40	5,75
1984-1985	372,5	944,71	4,90	7,60
1985-1986	344,9	945,32	3,50	7,03
1986-1987	222,2	702,45	3,40	4,41
1987-1988	262,6	749,98	2,50	4,30
1988-1989	191,45	592,98	2,69	3,61
1989-1990	297,25	587,83	7,20	8,73
1990-1991	310,1	850,33	5,40	5,89
1991-1992	192,65	630,34	4,90	3,68
1992-1993	181,25	490,15	6,10	3,75
1993-1994	281,35	893,15	2,90	3,30
1994-1995	443,3	967,48	8,30	10,71
1995-1996	269,4	404,23	28,20	22,50
1996-1997	223,9	557,45	9,10	5,88
1997-1998	185,4	594,34	2,58	2,99
1998-1999	216,85	596,39	11,10	3,85
1999-2000	252,45	568,43	5,70	6,61
2000-2001	271,65	501,34	14,70	10,82
2001-2002	319,95	647,57	7,40	10,21
2002-2003	349,25	741,09	9,00	10,60
2003-2004	255,55	891,17	0,23	3,81

ANNEXE 3 : Données du modèle GR2M (St. Saïda)

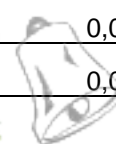
Année	Pluie (mm)	ETP (mm) (Turc)	Débit observé (mm)	Débit simulé (mm)
Janv-81	22,90	10,30	0,62	0,66
Févr-81	42,70	21,58	0,76	0,09
Mars-81	29,65	22,05	0,76	0,04
Avril-81	73,25	66,85	0,67	0,22
Mai-81	29,60	90,04	0,62	0,06
Juin-81	5,55	100,05	0,33	0,00
Juill-81	2,45	116,72	0,00	0,00
Aout-81	0,00	120,83	0,00	0,00
Sept-81	5,65	86,78	0,23	0,00
Octo-81	8,55	55,38	0,19	0,00
Nov-81	11,35	18,67	0,28	0,00
Déc-81	56,65	21,72	0,33	0,00
Janv-82	105,50	34,56	0,11	0,18
Févr-82	36,60	40,77	17,45	10,97
Mars-82	36,50	57,65	0,05	0,30
Avril-82	33,80	78,28	0,26	0,02
Mai-82	30,80	107,96	0,00	0,00
Juin-82	5,00	125,23	0,11	0,00
Juill-82	1,15	139,26	0,14	0,00
Aout-82	0,00	129,39	0,14	0,00
Sept-82	1,30	97,46	0,13	0,00
Octo-82	35,35	73,40	0,10	0,00
Nov-82	52,75	43,87	0,10	0,00
Déc-82	34,25	33,67	0,19	0,00
Janv-83	34,10	11,41	0,19	0,01
Févr-83	32,75	21,04	0,05	0,03
Mars-83	36,20	36,86	0,28	0,05
Avril-83	29,90	67,71	0,19	0,04
Mai-83	13,40	85,59	0,28	0,01
Juin-83	11,55	118,82	0,14	0,00
Juill-83	0,00	130,20	0,14	0,00
Aout-83	3,15	77,72	0,13	0,00

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

Sept-83	10,00	80,60	0,10	0,00
Octo-83	39,40	50,55	0,10	0,00
Nov-83	54,85	40,07	0,19	0,01
Déc-83	74,25	25,47	0,32	0,08
Janv-84	32,60	17,88	0,34	0,07
Févr-84	26,60	22,91	0,67	0,07
Mars-84	65,90	31,72	2,85	0,36
Avril-84	60,75	55,67	1,86	0,47
Mai-84	46,20	90,79	0,60	0,24
Juin-84	0,00	100,49	0,15	0,01
Juill-84	0,00	130,47	0,05	0,00
Aout-84	0,00	112,70	0,00	0,00
Sept-84	0,00	90,42	0,00	0,00
Octo-84	0,00	54,24	0,00	0,00
Nov-84	57,90	21,57	0,20	0,00
Déc-84	18,35	21,13	0,23	0,00
Janv-85	41,95	25,89	0,19	0,01
Févr-85	46,50	30,66	0,1	0,04
Mars-85	24,85	44,18	0,44	0,03
Avril-85	12,90	74,16	7,22	8,02
Mai-85	19,05	90,19	0,18	0,23
Juin-85	11,65	117,62	0,47	0,01
Juill-85	0,00	121,64	0,23	0,00
Aout-85	9,30	136,69	0,09	0,00
Sept-85	11,55	90,00	0,15	0,24
Octo-85	3,85	63,68	0,31	0,01
Nov-85	118,55	33,83	0,40	0,03
Déc-85	72,35	16,19	1,80	0,15
Janv-86	59,80	20,56	5,30	0,38
Févr-86	75,65	32,38	0,76	0,93
Mars-86	27,25	43,22	0,52	0,31
Avril-86	19,40	65,67	0,43	0,09
Mai-86	6,20	93,93	0,23	0,01
Juin-86	3,90	110,17	5,24	4,71
Juill-86	0,00	127,10	0,09	0,15

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

Aout-86	3,55	123,46	0,00	0,01
Sept-86	9,25	87,29	0,14	0,00
Octo-86	66,60	70,24	0,31	0,00
Nov-86	26,35	38,12	0,26	0,00
Déc-86	46,75	33,19	0,43	0,01
Janv-87	56,40	22,00	0,35	0,05
Févr-87	35,15	42,64	0,10	0,06
Mars-87	15,10	46,59	0,05	0,02
Avril-87	8,65	76,99	0,28	0,00
Mai-87	9,05	97,44	0,26	0,00
Juin-87	1,05	108,06	0,00	0,00
Juill-87	1,50	123,84	0,00	0,00
Aout-87	1,00	114,37	0,00	0,00
Sept-87	31,40	78,45	0,09	0,00
Octo-87	20,15	63,34	0,14	0,00
Nov-87	25,10	23,67	0,21	0,00
Déc-87	17,55	14,07	0,26	0,00
Janv-88	31,75	16,51	0,12	0,00
Févr-88	14,45	23,91	0,15	0,00
Mars-88	45,15	31,72	0,16	0,02
Avril-88	25,40	54,16	0,16	0,02
Mai-88	13,85	84,49	0,17	0,00
Juin-88	28,20	101,92	0,04	0,00
Juill-88	8,50	132,44	0,04	0,00
Aout-88	27,45	120,81	0,02	0,00
Sept-88	8,40	85,80	0,04	0,00
Octo-88	14,05	50,75	0,02	0,00
Nov-88	33,60	24,87	0,14	0,00
Déc-88	11,80	21,96	0,16	0,00
Janv-89	39,90	23,16	0,33	0,00
Févr-89	6,15	30,22	0,14	0,00
Mars-89	16,45	34,38	0,04	0,00
Avril-89	35,35	54,77	0,00	0,01
Mai-89	23,80	120,08	0,26	0,00
Juin-89	11,75	114,22	0,04	0,00



Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

Juill-89	0,00	129,83	0,00	0,00
Aout-89	9,15	137,09	0,00	0,00
Sept-89	12,85	80,55	0,07	0,00
Octo-89	7,00	35,00	0,14	0,00
Nov-89	19,30	20,24	0,09	0,00
Déc-89	9,65	13,20	0,35	0,00
Janv-90	47,65	26,92	0,17	0,00
Févr-90	11,45	31,85	0,14	0,00
Mars-90	96,00	24,09	0,26	0,14
Avril-90	13,75	40,97	0,00	0,03
Mai-90	29,85	66,12	0,04	0,03
Juin-90	0,00	102,25	0,00	0,00
Juill-90	10,60	121,71	0,00	0,00
Aout-90	1,85	127,22	0,00	0,00
Sept-90	8,05	78,28	0,09	0,00
Octo-90	6,25	40,19	0,00	0,00
Nov-90	17,70	18,87	0,14	0,00
Déc-90	53,90	9,36	0,10	0,00
Janv-91	14,40	12,30	0,17	0,00
Févr-91	17,35	20,77	0,00	6,15
Mars-91	64,80	35,91	0,38	0,20
Avril-91	40,60	47,99	0,00	0,02
Mai-91	43,20	76,39	0,00	0,01
Juin-91	10,35	105,43	0,26	0,00
Juill-91	9,10	113,72	0,19	0,00
Aout-91	4,90	117,74	0,20	0,00
Sept-91	12,15	56,43	0,14	0,00
Octo-91	58,05	41,84	0,43	0,00
Nov-91	14,65	26,76	0,56	0,00
Déc-91	20,45	10,84	0,5	0,00

ANNEXE 4 : Données du modèle GR2M (Saida+Sidi-Boubkeur)

Année	Pluie (mm)	ETP (mm) (Turc)	Débit observé (mm)	Débit simulé (mm)
Janv-81	22,35	10,30	0,62	1,01
Févr-81	42,25	21,58	0,76	0,23
Mars-81	29,07	22,05	0,76	0,13
Avril-81	63,42	66,85	0,67	0,35
Mai-81	28,00	90,04	0,62	0,11
Juin-81	5,62	100,05	0,33	0,01
Juill-81	3,47	116,72	0,00	0,00
Aout-81	0,00	120,83	0,00	0,00
Sept-81	8,47	86,78	0,23	0,00
Octo-81	9,57	55,38	0,19	0,00
Nov-81	17,02	18,67	0,28	0,00
Déc-81	80,87	21,72	0,33	0,02
Janv-82	63,30	34,56	2,11	0,13
Févr-82	46,45	40,77	17,45	14,59
Mars-82	42,85	57,65	0,05	0,52
Avril-82	49,35	78,28	0,26	0,05
Mai-82	43,20	107,96	0,00	0,01
Juin-82	7,50	125,23	0,11	0,00
Juill-82	1,72	139,26	0,14	0,00
Aout-82	0,00	129,39	0,14	0,00
Sept-82	0,90	97,46	0,13	0,00
Octo-82	18,52	73,40	0,10	0,00
Nov-82	41,77	43,87	1,10	0,00
Déc-82	34,92	33,67	0,19	0,00
Janv-83	50,40	11,41	0,19	0,02
Févr-83	26,42	21,04	0,05	0,03
Mars-83	25,05	36,86	0,28	0,04
Avril-83	23,85	67,71	0,19	0,03
Mai-83	12,25	85,59	0,28	0,01
Juin-83	12,27	118,82	0,14	0,00
Juill-83	0,00	130,20	0,14	0,00
Aout-83	1,57	77,72	0,13	0,00

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

Sept-83	5,00	80,60	0,10	0,00
Octo-83	53,95	50,55	0,10	0,00
Nov-83	59,17	40,07	2,19	0,01
Déc-83	62,82	25,47	2,72	0,10
Janv-84	32,15	17,88	0,34	0,10
Févr-84	33,45	22,91	0,67	0,15
Mars-84	87,25	31,72	2,85	1,04
Avril-84	88,52	55,67	2,86	1,89
Mai-84	57,70	90,79	0,60	0,93
Juin-84	0,00	100,49	0,15	0,06
Juill-84	0,00	130,47	0,05	0,00
Aout-84	0,00	112,70	0,00	0,00
Sept-84	0,00	90,42	0,00	0,00
Octo-84	0,00	54,24	0,00	0,00
Nov-84	30,45	21,57	1,20	0,00
Déc-84	20,62	21,13	0,23	0,00
Janv-85	37,37	25,89	0,19	0,00
Févr-85	48,95	30,66	1,1	0,03
Mars-85	15,87	44,18	0,44	0,01
Avril-85	12,65	74,16	9,22	8,39
Mai-85	24,57	90,19	0,18	0,34
Juin-85	5,82	117,62	0,47	0,02
Juill-85	0,00	121,64	0,23	0,00
Aout-85	4,65	136,69	0,09	0,00
Sept-85	5,77	90,00	0,15	0,11
Octo-85	1,92	63,68	0,31	0,01
Nov-85	161,72	33,83	4,40	0,18
Déc-85	94,92	16,19	1,80	1,02
Janv-86	72,80	20,56	5,30	1,78
Févr-86	67,67	32,38	3,76	2,06
Mars-86	36,07	43,22	0,52	0,89
Avril-86	21,25	65,67	0,43	0,25
Mai-86	6,10	93,93	0,23	0,03
Juin-86	5,85	110,17	4,25	7,56
Juill-86	0,00	127,10	0,09	0,31

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

Aout-86	5,32	123,46	0,00	0,02
Sept-86	8,62	87,29	0,14	0,00
Octo-86	33,30	70,24	1,31	0,00
Nov-86	29,62	38,12	0,26	0,00
Déc-86	62,72	33,19	0,43	0,01
Janv-87	49,40	22,00	1,35	0,06
Févr-87	45,77	42,64	0,10	0,12
Mars-87	16,90	46,59	0,05	0,04
Avril-87	5,77	76,99	0,28	0,01
Mai-87	10,47	97,44	0,26	0,00
Juin-87	0,52	108,06	0,00	0,00
Juill-87	0,75	123,84	0,00	0,00
Aout-87	0,50	114,37	0,00	0,00
Sept-81	37,55	78,45	0,09	0,00
Octo-87	25,27	63,34	0,14	0,00
Nov-87	21,35	23,67	0,21	0,00
Déc-87	19,77	14,07	0,26	0,00
Janv-88	45,97	16,51	0,12	0,02
Févr-88	12,32	23,91	0,15	0,01
Mars-88	43,17	31,72	0,16	0,05
Avril-88	17,50	54,16	0,16	0,02
Mai-88	14,92	84,49	0,17	0,01
Juin-88	22,65	101,92	0,04	0,00
Juill-88	12,75	132,44	0,04	0,00
Aout-88	13,72	120,81	0,02	0,00
Sept-88	6,70	85,80	0,04	0,00
Octo-88	12,52	50,75	0,02	0,00
Nov-88	29,20	24,87	0,14	0,00
Déc-88	14,35	21,96	0,16	0,00
Janv-89	22,00	23,16	0,33	0,00
Févr-89	9,22	30,22	0,14	0,00
Mars-89	21,57	34,38	0,04	0,00
Avril-89	39,97	54,77	0,00	0,01
Mai-89	23,95	120,08	0,26	0,01
Juin-89	15,07	114,22	0,04	0,00

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

Juill-89	0,00	129,83	0,00	0,00
Aout-89	13,72	137,09	0,00	0,00
Sept-89	15,17	80,55	0,07	0,00
Octo-89	7,90	35,00	0,14	0,00
Nov-89	23,75	20,24	0,09	0,00
Déc-89	6,72	13,20	0,35	0,00
Janv-90	58,55	26,92	0,17	0,01
Févr-90	5,72	31,85	0,14	0,00
Mars-90	48,00	24,09	2,26	0,03
Avril-90	18,97	40,97	0,00	0,02
Mai-90	34,67	66,12	0,04	0,03
Juin-90	0,00	102,25	0,00	0,00
Juill-90	14,45	121,71	0,00	0,00
Aout-90	0,92	127,22	0,00	0,00
Sept-90	10,27	78,28	0,09	0,00
Octo-90	9,37	40,19	0,00	0,00
Nov-90	13,85	18,87	0,14	0,00
Déc-90	53,20	9,36	1,10	0,00
Janv-91	15,25	12,30	0,17	0,00
Févr-91	15,67	20,77	6,45	8,00
Mars-91	57,15	35,91	2,38	0,34
Avril-91	31,90	47,99	1,34	0,03
Mai-91	36,45	76,39	1,60	0,01
Juin-91	11,67	105,43	0,26	0,00
Juill-91	9,70	113,72	0,19	0,00
Aout-91	2,45	117,74	0,20	0,00
Sept-91	13,52	56,43	0,14	0,00
Octo-91	58,67	41,84	1,43	0,00
Nov-91	17,07	26,76	0,56	0,00
Déc-91	18,77	10,84	0,50	0,00

ANNEXE 5 : Données du modèle GR4J (ETP d'Oudin, station Saïda)

Jours	Pluie (mm)	ETP (mm) (Oudin)	Débit observé (mm)	Débit simulé (mm)
01/01/1991	0,00	0,44	0,127	2,280
02/01/1991	0,00	0,38	0,006	1,000
03/01/1991	8,80	0,47	1,909	1,070
04/01/1991	0,80	0,50	0,006	2,200
05/01/1991	0,00	0,41	0,000	0,860
06/01/1991	0,00	0,45	0,000	1,560
07/01/1991	0,00	0,48	0,002	0,360
08/01/1991	0,00	0,52	0,003	1,196
09/01/1991	0,00	0,57	0,000	0,063
10/01/1991	0,00	0,61	0,000	0,953
11/01/1991	0,50	0,46	0,255	0,845
12/01/1991	1,10	0,50	0,366	0,080
13/01/1991	0,00	0,42	0,010	0,067
14/01/1991	17,80	0,42	0,239	0,420
15/01/1991	0,00	0,50	0,000	0,089
16/01/1991	28,00	0,53	0,891	1,020
17/01/1991	0,00	0,58	0,000	0,010
18/01/1991	0,00	0,54	0,000	0,015
19/01/1991	0,00	0,53	0,076	0,011
20/01/1991	0,00	0,48	0,000	0,009
21/01/1991	0,00	0,60	0,000	0,045
22/01/1991	0,00	0,60	0,000	0,054
23/01/1991	0,00	0,60	0,000	0,039
24/01/1991	0,00	0,57	0,000	0,093
25/01/1991	0,00	0,63	0,000	0,085
26/01/1991	0,00	0,64	0,000	0,040
27/01/1991	11,50	0,63	1,438	1,120

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

28/01/1991	0,00	0,60	0,000	0,020
29/01/1991	0,00	0,67	0,000	0,021
30/01/1991	0,00	0,64	0,005	0,037
31/01/1991	1,60	0,56	0,011	0,006
01/02/1991	0,00	0,61	0,000	0,007
02/02/1991	0,00	0,76	0,005	0,001
03/02/1991	0,00	0,76	0,000	0,002
04/02/1991	0,00	0,68	0,000	0,009
05/02/1991	0,00	0,76	0,000	0,009
06/02/1991	0,00	0,84	0,000	0,098
07/02/1991	0,00	0,73	0,156	0,050
08/02/1991	0,00	0,90	0,003	0,045
09/02/1991	0,00	0,81	0,000	0,046
10/02/1991	0,00	0,80	0,000	0,041
11/02/1991	0,00	0,89	0,002	0,040
12/02/1991	0,00	0,92	0,000	0,032
13/02/1991	0,00	0,98	0,000	0,021
14/02/1991	0,60	1,05	0,000	0,011
15/02/1991	0,30	0,96	0,002	0,013
16/02/1991	0,00	1,00	0,000	0,065
17/02/1991	0,00	0,94	0,000	0,025
18/02/1991	0,00	0,89	0,000	0,024
19/02/1991	1,00	0,91	0,010	0,022
20/02/1991	0,00	1,04	0,016	0,021
21/02/1991	0,00	1,03	0,013	0,019
22/02/1991	0,70	1,13	0,000	0,017
23/02/1991	1,30	1,09	0,000	0,016
24/02/1991	0,00	1,18	0,000	0,017
25/02/1991	0,00	1,24	0,010	0,014

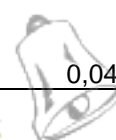
Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

26/02/1991	0,00	1,24	0,000	0,013
27/02/1991	0,00	1,24	0,000	0,011
28/02/1991	0,00	1,18	0,000	0,010
01/03/1991	1,50	1,10	0,024	0,099
02/03/1991	0,00	1,16	0,002	0,010
03/03/1991	0,00	1,03	0,018	0,080
04/03/1991	1,80	1,21	0,000	0,090
05/03/1991	0,00	1,34	0,000	0,087
06/03/1991	0,50	1,45	0,040	0,066
07/03/1991	0,00	1,29	0,000	0,056
08/03/1991	0,00	1,38	0,000	0,039
09/03/1991	0,00	1,51	0,051	0,020
10/03/1991	0,00	1,62	0,002	0,015
11/03/1991	0,00	1,28	0,000	0,003
12/03/1991	0,00	1,26	0,000	0,092
13/03/1991	0,00	1,39	0,000	0,098
14/03/1991	0,00	1,48	0,000	0,097
15/03/1991	0,00	1,55	0,000	0,095
16/03/1991	0,00	1,55	0,008	0,094
17/03/1991	0,00	1,70	0,000	0,093
18/03/1991	0,00	1,64	0,000	0,092
19/03/1991	0,00	1,42	0,000	0,091
20/03/1991	4,10	1,36	0,003	0,095
21/03/1991	0,00	1,96	0,000	0,015
22/03/1991	1,10	1,86	0,000	0,096
23/03/1991	2,20	1,85	0,000	0,095
24/03/1991	0,00	1,89	0,006	0,094
25/03/1991	0,00	1,75	0,000	0,092
26/03/1991	0,00	1,67	0,000	0,091

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

27/03/1991	0,00	1,61	0,005	0,090
28/03/1991	4,30	1,59	0,000	0,093
29/03/1991	10,24	1,53	0,000	0,013
30/03/1991	0,00	1,72	0,000	0,033
31/03/1991	0,00	1,98	0,003	0,018
01/04/1991	0,00	1,97	0,000	0,012
02/04/1991	0,00	1,91	0,006	0,097
03/04/1991	0,00	1,87	0,000	0,068
04/04/1991	0,00	1,80	0,040	0,041
05/04/1991	0,00	2,01	0,000	0,016
06/04/1991	0,00	2,19	0,056	0,099
07/04/1991	0,70	2,30	0,000	0,097
08/04/1991	0,00	2,98	0,000	0,096
09/04/1991	0,00	2,38	0,014	0,093
10/04/1991	7,00	2,33	0,000	0,098
11/04/1991	0,50	2,23	0,000	0,080
12/04/1991	0,00	2,41	0,002	0,003
13/04/1991	0,00	2,57	0,000	0,064
14/04/1991	0,00	1,95	0,000	0,041
15/04/1991	0,00	2,07	0,011	0,021
16/04/1991	7,80	2,24	0,000	0,081
17/04/1991	0,00	2,56	0,000	0,097
18/04/1991	0,00	2,66	0,000	0,009
19/04/1991	0,00	2,39	0,006	0,066
20/04/1991	0,50	2,29	0,003	0,041
21/04/1991	0,00	2,40	0,002	0,018
22/04/1991	0,00	2,46	0,002	0,016
23/04/1991	0,00	2,66	0,000	0,075
24/04/1991	0,00	2,49	0,002	0,055

25/04/1991	0,00	2,70	0,000	0,036
26/04/1991	0,00	2,29	0,000	0,019
27/04/1991	0,00	2,26	0,000	0,020
28/04/1991	0,00	2,17	0,003	0,086
29/04/1991	0,00	2,22	0,000	0,070
30/04/1991	0,00	2,47	0,002	0,075
01/05/1991	0,50	2,92	0,000	0,041
02/05/1991	0,00	2,74	0,000	0,028
03/05/1991	0,00	2,57	0,000	0,014
04/05/1991	0,00	2,72	0,007	0,010
05/05/1991	0,00	3,49	0,000	0,090
06/05/1991	0,00	3,63	0,051	0,077
07/05/1991	0,50	3,84	0,000	0,055
08/05/1991	13,50	3,72	1,114	0,680
09/05/1991	13,30	3,68	0,000	0,004
10/05/1991	8,20	3,59	0,067	0,091
11/05/1991	0,50	3,67	0,035	0,014
12/05/1991	6,00	3,47	0,000	0,071
13/05/1991	0,00	3,44	0,000	0,078
14/05/1991	0,00	3,32	0,011	0,015
15/05/1991	0,00	3,65	0,005	0,072
16/05/1991	0,00	3,86	0,038	0,039
17/05/1991	14,30	3,97	0,000	0,038
18/05/1991	1,30	4,17	0,000	0,032
19/05/1991	5,50	4,05	0,000	0,011
20/05/1991	0,00	3,98	0,103	0,075
21/05/1991	0,00	3,93	0,000	0,020
22/05/1991	0,00	3,82	0,000	0,078
23/05/1991	0,00	3,93	0,002	0,042



Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

24/05/1991	0,00	4,06	0,002	0,010
25/05/1991	0,00	4,19	0,000	0,088
26/05/1991	0,00	4,34	0,005	0,089
27/05/1991	0,30	4,01	0,000	0,025
28/05/1991	0,40	3,85	0,000	0,013
29/05/1991	3,50	4,16	0,000	0,078
30/05/1991	0,80	3,95	0,000	0,012
31/05/1991	3,80	4,04	0,013	0,037
01/06/1991	0,00	4,02	0,002	0,018
02/06/1991	0,00	3,97	0,011	0,070
03/06/1991	0,00	3,86	0,000	0,083
04/06/1991	0,00	3,76	0,000	0,067
05/06/1991	0,00	4,21	0,000	0,052
06/06/1991	0,00	4,39	0,000	0,037
07/06/1991	0,00	4,78	0,002	0,022
08/06/1991	0,00	4,63	0,000	0,090
09/06/1991	3,30	4,39	0,000	0,066
10/06/1991	6,40	4,24	0,002	0,060
11/06/1991	0,30	4,10	0,003	0,018
12/06/1991	0,00	4,88	0,002	0,059
13/06/1991	0,00	4,56	0,008	0,057
14/06/1991	0,00	4,70	0,000	0,061
15/06/1991	0,00	4,68	0,040	0,043
16/06/1991	0,00	4,54	0,000	0,012
17/06/1991	0,00	4,24	0,000	0,028
18/06/1991	0,00	4,94	0,000	0,057
19/06/1991	0,00	4,80	0,000	0,070
20/06/1991	0,00	5,06	0,000	0,049
21/06/1991	0,00	4,92	0,000	0,048

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

22/06/1991	0,00	4,70	0,018	0,049
23/06/1991	0,00	4,60	0,000	0,047
24/06/1991	0,00	4,51	0,024	0,046
25/06/1991	0,00	4,47	0,002	0,045
26/06/1991	0,00	4,69	0,000	0,044
27/06/1991	0,00	5,10	0,000	0,043
28/06/1991	0,00	4,85	0,000	0,043
29/06/1991	0,00	4,65	0,002	0,042
30/06/1991	0,00	4,92	0,003	0,041
01/07/1991	0,00	4,48	0,000	0,041
02/07/1991	0,00	4,64	0,000	0,040
03/07/1991	0,00	4,38	0,000	0,039
04/07/1991	0,00	4,61	0,000	0,038
05/07/1991	0,00	4,94	0,005	0,039
06/07/1991	0,00	5,13	0,000	0,037
07/07/1991	0,00	4,93	0,000	0,037
08/07/1991	0,00	4,74	0,006	0,036
09/07/1991	0,00	4,82	0,000	0,036
10/07/1991	0,00	5,01	0,000	0,035
11/07/1991	0,00	5,05	0,002	0,035
12/07/1991	0,00	4,90	0,000	0,034
13/07/1991	0,00	5,18	0,003	0,034
14/07/1991	0,00	5,15	0,002	0,033
15/07/1991	12,50	4,85	0,000	0,035
16/07/1991	11,30	5,05	0,000	0,042
17/07/1991	0,00	5,11	0,000	0,042
18/07/1991	0,00	4,77	0,000	0,038
19/07/1991	0,00	4,70	0,000	0,037
20/07/1991	0,00	4,73	0,000	0,045

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

21/07/1991	0,00	5,12	0,000	0,036
22/07/1991	0,00	5,01	0,000	0,035
23/07/1991	0,00	5,15	0,000	0,042
24/07/1991	0,50	4,84	0,000	0,044
25/07/1991	0,00	4,77	0,000	0,030
26/07/1991	0,00	4,62	0,000	0,042
27/07/1991	0,00	4,69	0,000	0,022
28/07/1991	0,00	4,87	0,000	0,031
29/07/1991	0,00	4,37	0,000	0,038
30/07/1991	0,00	4,65	0,002	0,027
31/07/1991	0,00	4,78	0,000	0,041
01/08/1991	0,00	4,80	0,000	0,048
02/08/1991	0,00	4,88	0,000	0,031
03/08/1991	0,00	4,87	0,000	0,037
04/08/1991	0,00	4,72	0,000	0,029
05/08/1991	0,00	5,01	0,000	0,028
06/08/1991	0,00	4,68	0,000	0,036
07/08/1991	0,00	5,11	0,000	0,029
08/08/1991	0,00	5,34	0,003	0,028
09/08/1991	0,00	5,17	0,000	0,033
10/08/1991	0,00	5,02	0,000	0,044
11/08/1991	0,00	5,38	0,000	0,028
12/08/1991	0,00	5,44	0,000	0,026
13/08/1991	0,00	5,62	0,000	0,037
14/08/1991	0,00	5,87	0,000	0,020
15/08/1991	0,00	6,08	0,000	0,026
16/08/1991	0,00	5,16	0,000	0,025
17/08/1991	0,00	4,85	0,000	0,022
18/08/1991	0,00	4,88	0,000	0,020

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

19/08/1991	0,00	4,89	0,002	0,024
20/08/1991	0,00	5,12	0,000	0,025
21/08/1991	0,00	4,55	0,000	0,024
22/08/1991	0,00	4,38	0,000	0,032
23/08/1991	0,00	4,38	0,000	0,035
24/08/1991	0,00	4,43	0,000	0,023
25/08/1991	0,00	4,78	0,000	0,020
26/08/1991	0,00	4,68	0,000	0,029
27/08/1991	0,00	4,95	0,000	0,054
28/08/1991	0,00	5,16	0,000	0,035
29/08/1991	0,00	5,00	0,005	0,043
30/08/1991	0,00	4,39	0,003	0,032
31/08/1991	0,50	4,19	0,000	0,022
01/09/1991	0,00	4,53	0,000	0,021
02/09/1991	0,00	4,21	0,000	0,018
03/09/1991	0,00	3,99	0,002	0,037
04/09/1991	0,00	3,76	0,000	0,045
05/09/1991	0,00	3,65	0,000	0,055
06/09/1991	0,00	3,71	0,005	0,020
07/09/1991	0,00	3,77	0,000	0,068
08/09/1991	0,00	3,39	0,000	0,055
09/09/1991	3,40	3,26	0,000	0,041
10/09/1991	4,30	3,48	0,010	0,032
11/09/1991	0,00	3,52	0,005	0,020
12/09/1991	0,00	3,27	0,002	0,022
13/09/1991	0,00	3,28	0,003	0,084
14/09/1991	0,00	2,90	0,000	0,077
15/09/1991	0,00	2,82	0,000	0,065
16/09/1991	0,00	2,62	0,000	0,034

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

17/09/1991	0,00	2,48	0,000	0,018
18/09/1991	7,30	2,64	0,000	0,021
19/09/1991	0,00	2,44	0,002	0,048
20/09/1991	3,50	2,68	0,002	0,067
21/09/1991	2,00	2,47	0,000	0,019
22/09/1991	0,00	2,52	0,000	0,028
23/09/1991	0,00	2,57	0,000	0,018
24/09/1991	0,00	0,00	0,000	0,032
25/09/1991	0,00	2,35	0,000	0,018
26/09/1991	0,00	2,11	0,003	0,067
27/09/1991	7,40	2,21	0,000	0,034
28/09/1991	13,10	2,31	0,000	0,021
29/09/1991	0,00	2,35	0,000	0,020
30/09/1991	0,00	2,34	0,000	0,021
01/10/1991	0,00	2,14	0,000	0,095
02/10/1991	4,50	2,09	0,000	0,019
03/10/1991	8,30	2,16	0,064	0,012
04/10/1991	0,00	2,23	0,032	0,220
05/10/1991	0,00	1,94	0,018	0,018
06/10/1991	0,00	2,01	0,002	0,016
07/10/1991	0,00	1,75	0,000	0,043
08/10/1991	0,00	1,78	0,000	0,056
09/10/1991	0,00	1,74	0,000	0,031
10/10/1991	0,00	1,78	0,000	0,194
11/10/1991	0,00	1,90	0,000	0,193
12/10/1991	0,00	1,70	0,006	0,028
13/10/1991	0,00	1,75	0,048	0,044
14/10/1991	0,00	1,69	0,003	0,067
15/10/1991	42,50	1,63	0,002	0,088

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

16/10/1991	3,50	1,53	0,000	0,032
17/10/1991	26,70	1,53	0,000	0,033
18/10/1991	22,20	1,58	0,000	0,047
19/10/1991	0,00	1,44	0,000	0,050
20/10/1991	0,00	1,41	0,000	0,039
21/10/1991	0,00	1,44	0,005	0,027
22/10/1991	0,00	1,49	0,006	0,374
23/10/1991	0,00	1,45	0,032	0,045
24/10/1991	2,50	1,41	0,000	0,041
25/10/1991	2,00	1,38	0,000	0,036
26/10/1991	0,00	1,32	0,000	0,035
27/10/1991	12,20	1,46	0,000	0,038
28/10/1991	18,80	1,46	0,000	0,050
29/10/1991	11,30	1,35	0,002	0,062
30/10/1991	1,60	1,26	0,006	0,060
31/10/1991	0,00	1,15	0,002	0,053
01/11/1991	0,00	1,17	0,000	0,050
02/11/1991	0,00	1,21	0,000	0,049
03/11/1991	0,00	1,17	0,002	0,490
04/11/1991	0,00	1,21	0,000	0,040
05/11/1991	0,00	1,11	0,000	0,042
06/11/1991	0,00	1,03	0,000	0,052
07/11/1991	0,00	0,97	0,000	0,057
08/11/1991	0,00	0,99	0,003	0,442
09/11/1991	0,00	0,89	0,056	0,030
10/11/1991	0,00	0,87	0,049	0,098
11/11/1991	0,00	0,81	0,000	0,088
12/11/1991	0,00	0,83	0,000	0,077
13/11/1991	0,00	0,77	0,032	0,404

Hydrologie- modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda

14/11/1991	0,00	0,74	0,000	0,041
15/11/1991	0,00	0,80	0,000	0,038
16/11/1991	0,00	0,71	0,000	0,037
17/11/1991	0,00	0,69	0,056	0,038
18/11/1991	0,00	0,70	0,000	0,036
19/11/1991	0,00	0,72	0,000	0,043
20/11/1991	0,00	0,74	0,000	0,035
21/11/1991	0,00	0,72	0,072	0,064
22/11/1991	0,00	0,77	0,002	0,055
23/11/1991	0,00	0,67	0,000	0,034
24/11/1991	0,00	0,75	0,000	0,343
25/11/1991	0,00	0,63	0,003	0,067
26/11/1991	0,00	0,67	0,064	0,334
27/11/1991	13,20	0,69	0,040	0,045
28/11/1991	0,00	0,72	0,000	0,464
29/11/1991	0,60	0,64	0,000	0,078
30/11/1991	3,10	0,61	0,165	0,088
01/12/1991	0,00	0,58	0,000	0,089
02/12/1991	0,00	0,55	0,003	0,099
03/12/1991	0,00	0,60	0,003	0,010
04/12/1991	0,00	0,62	0,000	0,089
05/12/1991	0,00	0,55	0,002	0,012
06/12/1991	0,00	0,57	0,000	0,018
07/12/1991	0,00	0,53	0,000	0,045
08/12/1991	0,00	0,51	0,000	0,034
09/12/1991	0,00	0,50	0,000	0,020
10/12/1991	0,00	0,47	0,072	0,032
11/12/1991	0,00	0,50	0,010	0,045
12/12/1991	0,00	0,48	0,000	0,056

13/12/1991	0,00	0,45	0,011	0,032
14/12/1991	0,00	0,45	0,000	0,018
15/12/1991	0,00	0,43	0,000	0,014
16/12/1991	0,50	0,42	0,013	0,012
17/12/1991	0,00	0,48	0,000	0,031
18/12/1991	0,00	0,47	0,024	0,030
19/12/1991	0,00	0,48	0,000	0,045
20/12/1991	0,00	0,43	0,013	0,021
21/12/1991	0,00	0,46	0,000	0,301
22/12/1991	0,80	0,45	0,000	0,032
23/12/1991	7,10	0,48	0,057	0,021
24/12/1991	3,50	0,50	0,000	0,015
25/12/1991	0,00	0,52	0,000	0,045
26/12/1991	0,00	0,56	0,067	0,335
27/12/1991	1,60	0,51	0,000	0,029
28/12/1991	0,50	0,48	0,000	0,033
29/12/1991	0,00	0,44	0,002	0,032
30/12/1991	0,00	0,44	0,002	0,029
31/12/1991	7,30	0,49	0,005	0,034

Rapport-Gratuit.com

Rapport-Gratuit.com

