



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de Magister
Sciences de la Terre
Option : Hydrogéologie

Prédétermination des valeurs de pluies et crues extrêmes
dans le bassin versant de l'Oued Mekerra

Présenté et soutenu publiquement par :

M. OTMANE Abdelkader

Devant le jury composé de :

M. HASSANI M .I.	Professeur	Université d'Oran 2	Président
M. SAFA A.	M.C.A	Université d'Oran 2	Encadreur
Mme BABA-HAMED K.	M.C.A	Université de Tlemcen	Co-encadreur
Mme ZAIDI-MEBROUK.	Professeur	Université d'Oran 2	Examinatrice
M. BOUDJEMLINE D.	M.C.A	USTO-M B	Examineur

Année 2015

Dédicaces

Je dédie ce travail à :

- Mes parents*
- Mes frères et mes sœurs*
- Toute ma famille*
- Mes amis*

A La mémoire de Mon frère

Avant-propos

Les travaux de recherche présentés dans le cadre de ce mémoire ont été effectués au laboratoire de l'eau et de l'Environnement de la faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers à l'Université d'Oran 2 Mohamed BENAHMED, dans le cadre du Magister «Hydrologie et Hydrogéologie des zones arides et semi aride » agréé sous le n° en 2011 sous la responsabilité de M. SAFA Aïssa.

Au terme de cette recherche, il m'est très agréable d'exprimer mes remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce mémoire.

Tout d'abord je remercie notre Bon Dieu le tout puissant de m'avoir guidé, aidé et donné la foi et le courage pour accomplir ce travail.

*J'exprime mes vifs remerciements à mon encadreur monsieur **A. SAFA**, de m'avoir tout d'abord ouvert la porte sur le monde de post-graduation, pour sa grande contribution à ma formation, et de m'avoir proposé ce sujet d'actualité.*

*Mes vives gratitudes vont aussi à Madame **K. BABA-HAMED**, Maître de conférences à l'Université de Tlemcen, d'avoir accepté de co-diriger ce travail et de m'avoir efficacement guidée. Elle m'a fait bénéficier avec ses orientations et ses conseils judicieux. Je lui en garde une profonde gratitude*

*Je tiens également à remercier Monsieur **M I HASSANI**, Professeur à l'université d'Oran 2, d'avoir accepté de présider le Jury, je lui en suis très reconnaissant.*

*Je tiens à remercier Monsieur **D. BOUDJEMLINE**, Maître de conférences à l'université Mohamed BOUDIAF, d'avoir accepté de participer au Jury en qualité d'Examineur*

*Comme je tiens à remercier Madame **N. ZAIDI**, Professeur, Département des Sciences de la Terre, Université d'Oran 2, d'avoir accepté de participer au Jury en qualité d'Examinatrice.*

Je tiens à remercier infiniment tous les services qui m'ont aidé pour réaliser ce travail :

- L'Office National de la Météorologie*
- La Direction des Ressources en Eau de Sidi Bel Abbés*
- L'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques d'Alger*

Mes remerciements vont aussi à mes collègues pour l'amitié et le soutien moral qu'ils m'ont constamment apportés au cours de mes travaux.

Résumé

En contexte semi aride, les régions méditerranéennes sont particulièrement soumises au risque de crue-éclair à l'automne (Crues torrentielles et soudaines, UNESCO 1992). Ces crues résultent à la fois des pluies intenses qui s'abattent sur ces régions et de la topographie accidentée des bassins versant concernés. Dans cette optique nous nous sommes intéressés aux modèles de transformation pluie-débit et aux méthodes d'estimations des crues (méthodes statistiques) en vue de la prédétermination des valeurs de pluies et crues extrêmes

Dans un premier temps, nous avons cherché à caractériser quelques facteurs en particulier physiques, géologiques et climatiques régissant l'écoulement. Ensuite une étude hydrologique basée sur le traitement des données hydrométriques relatives à des fréquences rares moyennant la méthode de Gradex

Pour une meilleure compréhension du comportement hydrologique du bassin versant de l'Oued Mekerra (Macta NW-Algérien), nous avons essayé d'appliquer un modèle hydrologique du Génie Rural avec des pas du temps annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J).

Mots clefs: Mekerra, Prédétermination, Crues extrêmes, Modèle, Hydrologie, GR. Macta

Abstract

In semi-arid context, the Mediterranean region is particularly exposed to the risk of flood-lights in the autumn. These floods result from both intense rain falling, on these areas and the topography of the watersheds involved. In this context we are interested in patterns of rainfall-runoff and flood estimation methods: (statistical methods) for the preset values of rainfall and extreme flood.

At first, we have tried to characterize some factors, in particular physical, geological, and climatic governing the flow. Then a hydrological study based on the processing of hydrometric data, on rare frequencies through the method Gradex

For a better understanding of the hydrological behavior of the watershed of Oued Mekerra (Macta NW-Algerian), we tried to apply a hydrologic model of Rural Engineering in period time, annual (GR1A), monthly (GR2M) and daily (GR4J).

Key words: Mekerra, Predetermination, Extreme floods, Model, Hydrology, GR. Macta.

الملخص

في إطار المناخ شبه الجاف ، منطقة الحوض المتوسط معرضة باستمرار لخطر التدفقات القوية والفجائية والتي هي نتيجة الأمطار الغزيرة من جهة والتضاريس الصعبة للحوض الهيدروغرافي من جهة أخرى ، في هذا السياق نحن بحاجة إلى ترقب كمية الأمطار القصوى الممكن هطولها وبالتالي حجم التدفق وذلك عن طريق نماذج الهيدرولوجية (أمطار - تدفق) وطرق الإحصاء.

في البداية نقوم بدراسة الخصائص الفيزيائية ، الجيولوجية والمناخية التي تتحكم في التدفق السطحي وبعد ذلك نسعى لدراسة الهيدرولوجيا وذلك على أساس البيانات الهيدرومترية بالترددات النادرة من خلال طريقة غرادكس .

وفي محاولة لفهم أفضل للنظام الهيدرولوجي لحوض واد مكر (مقطع ، شمال غرب الجزائر) حاولنا أن نستعمل نماذج الهندسة الريفية للهيدرولوجيا مع خطوات وقت سنوية (GR1A) ، شهرية (GR2M) و يومية (GR4J).

الكلمات المفتاحية : المكر ، ترقب ، التدفقات القصوى ، نموذج ، الهيدرولوجيا ، GR ، مقطع.

Sommaire

Remerciement	
Dédicace	
Résumé	
Sommaire	
Introduction Générale	01

Chapitre I

Etude physico-Géographique du Bassin de l'oued Mekerra

I. Présentation de la zone d'étude	05
1. Le bassin versant de la Macta	05
2. Présentation du bassin versant de l'Oued Mekerra	07
II. Caractéristiques morphométriques	09
1. Caractéristique géométriques	09
2. Caractéristique de forme	09
3. Caractéristiques du relief	11
3.1. Courbe hypsométrique	11
3.2. Altitudes caractéristiques	13
3.3. Indices de pente	14
3.4. Dénivelée	16
III. Caractéristiques Hydrographiques du bassin versant	17
1. Hiérarchisation du réseau	17
2. Profil en long	19
3. Pente moyenne du talweg principal (Pm)	20
4. Densité de drainage D_d	20
5. Fréquence des thalwegs d'ordre 1 : F1	21
6. Fréquence des cours d'eau (Fs)	21
7. Coefficient de torrentialité (C_t)	21
8. Coefficient d'allongement (C_a)	21
9. Rapport de confluence (R_c)	22
10. Rapport des longueurs (R_l)	22
11. Temps de concentration des eaux (t_c)	22
IV. Occupation du sol.....	25
V. Types de sol	29
VI. Conclusion	31

Chapitre II

Géologie et Hydrogéologie

I. Approche géologique	32
1. Cadre géologique régional	32
1.1. Le domaine Telliennes	32
1.2. Le domaine de la Meseta Oranaise (hauts plateaux)	32
1.3. L'Atlas Saharien	33
2. Cadre géologique du bassin de l'Oued Mekerra	34
2.1. La dépression d'Ain El Berd	34
2.2. Le bombement de l'Oued Mebtouh	34
2.3. La chaîne plissée des Tessala	34

2.4. La plaine de Sidi Bel Abbès	35
2.5. Monts de Saida - Dhaya - Tlemcen	36
3. La série stratigraphique.....	36
3.1. Le Quaternaire	36
3.2. Le Cénozoïque	36
3.3. Le Mésozoïque.....	38
4. Tectonique	41
4.1. Interprétation des coupes géologiques schématiques.....	43
II. Approche hydrogéologique.....	44
1. Le cadre géographique de la plaine de Sidi Bel Abbas	44
2. Le cadre Morphologique de la plaine	44
3. Identification des différents aquifères	45
3.1. Nappe alluviale Plio-Quaternaire	45
3.2. Nappe des grès Pliocènes de la forêt de Tenira	45
3.3. Nappe des calcaires éocènes de Sidi Ali Boussidi (nappe des terrains charriés)	46
3.4. Nappe des calcaires et dolomies Jurassico-crétacés de Sidi Ali Ben Youb	47
4. Inventaires et caractéristiques des points d'eau	47
4.1. Le réseau de surveillance (puits et piézomètres)	47
4.2. Les forages	48
4.3. Les sources	48
4.4. Les barrages et les retenues collinaires	49
5. Etude piézométrique de la plaine de Sidi Bel Abbas	50
5.1. Interprétation des cartes piézométriques.....	51
5.2. Evolution des fluctuations interannuelles du niveau piézométrique dans la plaine de Sidi Bel Abbas	52
5.2.1. Variation décennal.....	53
5.3. La relation entre les pluies et le niveau statique :	54
6. Interaction nappe/Oued Mekerra.....	55
6.1. Analyse des hydrogrammes moyens journaliers	55
6.2. Analyse des cartes piézométriques	56
7. Examen de la carte des transmissivités	57
III. Conclusion	58

Chapitre III

Etude Hydroclimatologique

I. Introduction	59
II. Etude de précipitations	60
1. Collecte des données.....	60
2. Réseau pluviométrique et séries d'observation	60
2.1. Choix de la période d'étude	60
2.2. Choix des stations	61
3. Critique et homogénéisation des séries pluviométriques	62
3.1. Contrôle de la fiabilité des séries pluviométriques.....	62
3.2. Comblement des lacunes d'observation	63
4. Les variations spatiales et temporelles sur le bassin	64
4.1. Evaluation de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin	68

4.1.1. Moyenne arithmétique	68
4.1.2. Utilisation des graphiques (les trois lois de l'Algérie).....	68
4.1.3. Méthode de Thiessen	69
4.1.4. Méthode des isohyètes	71
4.2. Répartition pluviométrique interannuelle	73
4.2.1. Coefficient d'irrégularité	76
5. Ajustement des précipitations annuelles à une loi de probabilité	77
6. Précipitations mensuelles et les régimes saisonniers	79
6.1. Variabilité inter mensuelle des précipitations	79
6.2. Régime pluviométrique saisonnier	81
7. Précipitations extrêmes.....	83
7.1. Ajustement des pluies maximales journalières	84
7.2. Les pluies de courtes durées	85
III. Caractéristiques climatiques	89
1. Température d'air.....	89
2. Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls	90
3. Évapotranspiration	91
3.1. Évapotranspiration potentielle	91
3.2. Évapotranspiration réelle	93
4. Régime climatique	96
4.1. Indice d'aridité de De.Martonne.....	96
4.2. Indice d'aridité de la FAO	98
IV. Bilan hydrologique	99
1. Estimation du ruissellement	99
2. Estimation de l'infiltration	99
V Conclusion	101

Chapitre IV
Etude Hydrologique

1 Introduction	102
II. Variation spatiotemporelle des débits	104
1. Variation des débits moyens annuels	104
1.1. Variations des débits annuels moyens bruts	104
1.2. Variations des débits annuels moyens spécifiques	106
1.3. L'irrégularité inter annuelle des modules	106
1.3.1. Coefficient d'hydraulicité	107
1.3.2. Coefficient d'immodération (R)	108
1.3.3. Coefficient de variation (C_v)	108
1.4. Bilan moyen annuel de l'écoulement	108
1.5. Relation interannuelle des pluies et des débits annuels	110
2. Irrégularité inter mensuelle et régime saisonnier des débits.....	111
2.1. Les variations mensuelles des débits.....	111
2.1.1. Méthode des C.M.D	113
2.1.2. Coefficient de variation	114
2.2. Relation inter mensuelle des débits et des pluies	116
2.3. Les variations saisonnières des débits	118
3. Variation journalière des débits	119
3.1. Courbe des débits classés	120

III. Etude des débits des crues extrêmes	122
1. Genèse des crues.....	122
2. Puissance des crues	127
3. Rapport débit de pointe / débit moyen journalier	131
4. Apports de crues	131
5. La prédétermination des débits de crue extrême	132
5.1. L'estimation des débits de pointe par la méthode d'analyse fréquentielle.....	132
5.1.1. Données et Méthode.....	132
5.1.2. Résultats et interprétations	132
5.2. L'estimation des débits de pointe par la méthode du gradex.....	134
5.2.1. Analyse des pluies.....	134
5.2.2. Analyse des débits moyens journaliers extrêmes.....	136
5.2.3. Coefficient de forme	138
5.2.4. Résultats globaux	140
5.3. Comparaison des méthodes d'estimation des débits de pointe..	140
IV. Conclusion.....	142

Chapitre V
Modélisation Hydrologique

I. Introduction	143
II. Modélisation de la relation pluie-débit par corrélation	144
1. Corrélation annuelle	145
2. Corrélation mensuelle	147
III. Modélisation de la relation pluie-débit par l'utilisation du modèle GR	149
1. L'état d'art des modèles de Génie Rural.....	149
2. Principales caractéristiques.....	150
3. Données et méthode.....	150
4. Modèle annuel (GR1A)	151
4.1. Description mathématique du modèle (GR1A)	151
4.2. Paramètre du modèle (GR1A).....	152
4.3 Calage du modèle	152
4.4. Validation du modèle	156
5. Modèle mensuel (GR2M)	159
5.1. Description mathématique du modèle (GR2M)	159
5.2. Paramètre du modèle (GR2M).....	161
5.3. Calage du modèle GR2M	162
5.4. Validation du modèle GR2M	171
6. Modèle journalier (GR4J)	174
6.1. Description mathématique du modèle (GR4J).....	174
6.2 Paramètre du modèle (GR4J).....	179
6.2 Formule d'Oudin pour la détermination de l'évapotranspiration	179
6.2 Calage du modèle GR4J.....	180
6.3 Validation du modèle GR4J.....	183
IV. Conclusion	184
Conclusion générale.....	185
Bibliographie.....	188
Annexes.....	191

Liste des tableaux

Chapitre I

Etude physico-Géographique du Bassin de l'oued Mekerra

Tab I.01: Caractéristiques de forme des sous bassins de la Mekerra.....	10
Tab I.02: Répartition altimétrique du bassin versant de la Mekerra.....	12
Tab I.03: Répartition altimétrique moyenne du bassin versant de la Mekerra	13
Tab I.04 : Fractions des surfaces entre courbes de niveau.....	15
Tab I.05: Classification du relief selon O.R.S.T.O.M	15
Tab I.06: Classification du relief par la dénivelée spécifique selon O.R.S.T.O.M.....	17
Tab I.07: Classification du réseau hydrographique	19
Tab I.08 : Rapport de confluence	22
Tab I.09 : Rapport de longueur.....	22
Tab I.10 : Résultats d'estimation du temps de concentration	24
Tab I.11: Occupation des sols de bassin de la Mekerra.....	26
Tab I.12 : Récapitulatif des caractéristiques physiques du bassin de l'Oued Mekerra.....	31

Chapitre II

Géologie et Hydrogéologie

Tab II.01 : Caractéristiques des points d'eau du réseau de Surveillance de la plaine de Sidi Bel Abbes	50
Tab II.02 : Variations du niveau statique dans la plaine de Sidi Bel Abbes.....	52
Tab II.03 : Tableau comparatif des variations inter-annuelles du niveau statique	54
Tab II.04 : Les niveaux statiques enregistrés pour chaque mois à travers la plaine de Sidi Bel Abbes	54

Chapitre III

Etude Hydroclimatologique

Tab III.01 : Caractéristiques des stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Mekerra.....	61
Tab III.02 : Précipitations moyennes annuelles dans le bassin de la Mekerra	65
Tab III.03 : Précipitations moyennes interannuelles pour les différentes stations	67
Tab III.04 : Application de la méthode de Thiessen	71
Tab III.05: Pluie moyenne annuelle calculée par la méthode des isohyètes	73
Tab III.06: Comparaison des hauteurs de pluies moyennes annuelles.....	73
Tab III.07 : Moyennes inter-annuelles, écart types et coefficient de variations de la série pluviométrique pour les différentes stations du bassin.....	74
Tab III.08 : Ecart à la moyenne des précipitations annuelles extrêmes	75
Tab III.09 : Coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles	76
Tab III.10: Précipitations annuelles fréquentielles.....	78
Tab III.11: Fréquence théorique des pluies moyennes annuelles et extrêmes pour les différentes stations de l'oued Mekerra	78
Tab III.12 : Moyennes mensuelles pluviométriques pour les différentes stations	79
Tab III.13 : Coefficient de variations mensuelles au niveau des stations	81
Tab III.14: Répartition saisonnière des pluies.....	82
Tab III.15: Paramètres statistiques des pluies maximales journalières	83
Tab III.16 : Pluie maximale journalière fréquentielle	84
Tab III.17 : Valeurs de l'exposant climatique.....	85

Tab III.18: Pluies de courtes durées et leurs intensités pour les trois stations Pluviométriques de l'oued Mekerra	86
Tab III.19: Pluies de courtes durées et leurs intensités pour l'ensemble du bassin,.....	86
Tab III.20: températures moyennes mensuelles de la station de Sidi Bel Abbès.....	89
Tab III.21: Précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Sidi Bel-Abbès.....	90
Tab III.22 : Calcul de l'ETP d'après la Méthode de Turc et Thornthwaite	92
Tab III.23: Bilan hydrique pour la région de Sidi Bel Abbès selon Thornthwaite.....	96
Tab III.24: Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique	100

Chapitre IV

Etude Hydrologique

Tab IV.01 : Caractéristiques des stations hydrométriques	103
Tab IV.02 : valeurs caractéristiques des modules au niveau du bassin	104
Tab IV.03 : Débits spécifiques et lames d'eau écoulées	106
Tab IV.04 : Le bilan hydrologique moyen annuel de l'écoulement	109
Tab IV.05 : Répartition des débits mensuels et La lame d'eau écoulée au niveau des trois sous bassin de la Mekerra.....	112
Tab IV.06 : Tranche d'eau précipitée et lame d'eau écoulée au niveau des trois bassins	116
Tab IV.07 : variation saisonnière des débits.....	118
Tab IV.08 : Débits caractéristiques moyens de l'oued Mekerra.....	120
Tab IV.09 : Répartition en (%) du nombre des crues	122
Tab IV.10 : Crues les plus importantes pour les trois sous bassins de l'Oued Mekerra..	124
Tab IV.11 : Quelques Crues importantes d'El Haçaiba pour la période (1964/2005).....	128
Tab IV.12 : Crues importantes de Sidi Ali Ben Youb pour la période (1950/2005)	129
Tab IV.13 : Crues importantes de Sidi Bel Abbès pour la période (1943/2001).....	130
Tab IV.14 : Estimation des Quantiles des débits maxima instantanés	134
Tab IV.15: Résultat de l'extrapolation des débits par la méthode de Gradex	138
Tab IV.16 : Calcul des débits maxima instantanés	140
Tab IV.17 : Récapitulatif des résultats des deux méthodes de la prédétermination	141

Chapitre V

Modélisation Hydrologique

Tab V.01: Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée annuelle pour l'ensemble des sous bassins de la Mekerra.....	145
Tab V.02: Représentation des différents types de régression	147
Tab V.03: Résultat du calage du modèle GR1A.....	152
Tab V.04: Les variations de coefficients de corrélation de la validation du GR1A	157
Tab V.05: Paramètres du modèle GR2M	162
Tab V.06 : Résultat du calage du modèle GR2M	162
Tab V.07 : Valeurs des paramètres après calibration et performance du modèle	171
Tab V.08 : Les variations de coefficients de corrélation de la validation du GR2M.....	171
Tab V.09: Paramètres du modèle GR4J.....	179
Tab V.10: Résultat du calage du modèle GR4J	181
Tab V.11: Valeurs des paramètres après calibration et performances du modèle	182
Tab V.12: Le coefficient de corrélation entre les débits simulés et calculés au cours de la validation	183

Liste des Figures

Chapitre I

Etude physico-Géographique du Bassin de l'oued Mekerra

Fig. I.01: Situation du bassin versant de la Macta	06
Fig. I.02: Bassin versant de la Macta et ses principaux oueds	07
Fig. I.03 : Localisation du bassin versant de la Mekerra.....	08
Fig. I.04: Courbe hypsométrique du bassin versant de la Mekerra.....	12
Fig. I.05: Réseau hydrographique du bassin versant de la Mekerra.....	18
Fig. I.06: Profil en long de l'Oued Mekerra.....	19
Fig. I.07 : Répartition spatiale des différentes occupations des sols du bassin.....	27
Fig. I.08: Répartition générale des terres dans le bassin versant de la Mekerra	28
Fig. I.09: Carte des sols de la région de Sidi Bel Abbès	30

Chapitre II

Géologie et Hydrogéologie

Fig. II.01 : Carte géologique du Nord-ouest de l'Algérie	33
Fig. II.02 : Esquisse géologique de la plaine de Sidi Bel Abbès	35
Fig. II.03 : Log lithostratigraphique synthétique de la plaine de Sidi Bel Abbès	40
Fig. II.04 : Coupes géologiques de la plaine de Sidi Bel Abbès.....	42
Fig. II.05 : Schéma des aquifères de la plaine de Sidi Bel Abbès.....	46
Fig. II.06 : Localisation des points d'eau suivis par l'ANRH.....	48
Fig. II.07 : Variation du plan d'eau dans la plaine de Sidi Bel Abbas	53
Fig. II.08 : Relation pluie / niveau piézométrique	55
Fig. II.09 : Analyse comparative des débits moyens journaliers en période de hautes et basses eaux	56
Fig. II.10 : Carte des transmissivités de la plaine alluviale de Sidi Bel Abbès.....	57

Chapitre III

Etude Hydroclimatologique

Fig. III.01: Pourcentage des lacunes pour l'ensemble des stations de la Mekerra	60
Fig. III.02: Répartition spatiale des pluviomètres sur le bassin versant de la Mekerra	62
Fig. III.03 : Variation des précipitations moyennes annuelles dans le bassin	66
Fig. III.04: Méthode graphique (Seltzer, 1946).....	69
Fig. III.05 : Méthode de Thiessen.....	70
Fig. III.06 : Carte en isohyètes de la Mekerra	72
Fig. III.07 : Relation entre les pluies annuelles et leurs coefficients de variation	74
Fig. III.08 : Excès et déficit des précipitations à la station de Sidi Bel Abbas	76
Fig. III.09: Variation mensuelle de la pluviométrie dans les stations de la Mekerra.....	80
Fig. III.10 : Variations mensuelles du coefficient de variation	81
Fig. III.11: Variation saisonnière des précipitations dans le bassin de la Mekerra	82
Fig. III.12 : Courbe des pluies à courte durée à Sidi Bel Abbès.....	87
Fig. III.13 : Courbe Intensité-Durée-Fréquence à Sidi Bel Abbès	87
Fig. III.14 : Courbe des pluies à courte durée à Sidi Ali Benyoub	87
Fig. III.15 : Courbe Intensité-Durée-Fréquence à Sidi Ali Benyoub.....	88
Fig. III.16 : Courbe des pluies à courte durée à Haçaiba.....	88
Fig. III.17 : Courbe Intensité-Durée-Fréquence à Haçaiba	88
Fig. III.18 : Variation des températures moyennes mensuelles, à Sidi Bel-Abbes.....	89
Fig. III.19: Diagramme Ombrothermique de Gausson et Bagnouls	90
Fig. III.20 : Variation annuelle des ETP Turc et Thornthwaite (1978/79-2008/09).....	93

Fig. III.21 : Déficit d'écoulement par la méthode de Verdeil.....	94
Fig. III.22 : Abaque de DE. MARTONNE.....	97

Chapitre IV

Etude Hydrologique

Fig. IV.01 : Localisation des stations hydrométriques sur le bassin	103
Fig. IV.02 : Variations interannuelles des modules dans l'oued Mekerra	105
Fig. IV.03 : Evolution du coefficient d'hydraulicité.....	107
Fig. IV.04 : Variations interannuelles de l'écoulement moyen annuel en fonction des pluies annuelles	111
Fig. IV.05 : Répartition des débits moyens mensuels dans le bassin de la Mekerra.....	113
Fig. IV.06 : Courbes des coefficients mensuelles des débits	114
Fig. IV.07 : Courbes des coefficients de variation mensuelles des débits	115
Fig. IV.08 : Lames d'eau précipitées et écoulées.....	117
Fig. IV.09 : Variation saisonnière des débits moyens mensuels de l'Oued Mekerra.....	118
Fig. IV.10 : Variation journalière des débits moyens de l'Oued Mekerra	119
Fig. IV.11 : Courbe des débits classés de l'Oued Mekerra	121
Fig. IV.12 : Crue de 13 au 16 Septembre 1997.....	123
Fig. IV.13 : la crue de 23/10/2000	126
Fig. IV.14 : Ajustement graphique du modèle	133
Fig. IV.15 : découpage saisonnier des pluies maximales journalières.....	135
Fig. IV.16 : Ajustement graphique des pluies maximales annuelles.....	135
Fig. IV.17 : Extrapolation de la distribution des débits au-delà de la crue décennale	137
Fig. IV.18 : Calcul du coefficient de forme	139
Fig. IV.19 : Histogrammes comparatifs entre la méthode d'ajustement de Gumbel et la méthode de Gradex.....	141

Chapitre V

Modélisation Hydrologique

Fig. V.01 : Corrélations Linéaire et Polynomial entre les pluies et la lame d'eau écoulée annuelle	146
Fig. V.02 : Corrélations entre les lames d'eau écoulées et les pluies mensuelles	148
Fig. V.03 : Le calage du GR1A pour le sous bassin de Haçaiba avec l'ETP de Turc.....	153
Fig. V.04 : Le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Haçaiba avec l'ETP de Thornthwaite.....	153
Fig. V.05 ; Le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Ali Ben Youb avec l'ETP de Turc	154
Fig. V.06 : Le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Ali Ben Youb avec l'ETP de Thornthwaite	154
Fig. V.07 : Le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Bel Abbes avec l'ETP de Turc.....	155
Fig. V.08 : Le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Bel Abbes avec l'ETP de Thornthwaite.....	155
Fig. V.09 : Le calage du modèle GR1A pour le bassin de la Mekerra avec la moyenne des précipitations et l'ETP de Turc.....	156
Fig. V.10 : Le calage du modèle GR1A pour le bassin de la Mekerra avec la moyenne des précipitations et l'ETP de Thornthwaite.....	156
Fig. V.11 : Validation du modèle GR1A pour le sous bassin de Haçaiba selon l'ETP de Turc et Thornthwaite	157
Fig. V.12 : Validation du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Ali Ben Youb selon l'ETP de Turc et Thornthwaite	158

Fig. V.13: Validation du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Bel Abbas selon l'ETP de Turc et Thornthwaite	158
Fig. V.14: Validation du modèle GR1A pour le bassin de la Mekerra selon l'ETP de Turc et Thornthwaite.....	158
Fig. V.15: Schéma de la structure du modèle GR2M	159
Fig. V.16: Calage du GR2M avec l'ETP de Turc pour le sous bassin de Haçaiba	163
Fig. V.17: Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Thornthwaite pour le sous bassin de Haçaiba.....	164
Fig. V.18: Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Turc pour le sous bassin de Sidi Ali Ben Youb.....	165
Fig. V.19: Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Thornthwaite pour le sous bassin de Sidi Ali Ben Youb	166
Fig. V.20 : Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Turc pour le sous bassin de Sidi Bel Abbas.....	167
Fig. V.21: Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Thornthwaite pour le sous bassin de Sidi Bel Abbas	168
Fig. V.22: Calage du GR2M avec l'ETP de Turc pour le bassin de la Mekerra	169
Fig. V.23: Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Thornthwaite pour le bassin de la Mekerra.....	170
Fig. V.24: Validation du modèle GR2M pour le SBV d'El Haçaiba	172
Fig. V.25: Validation du modèle GR2M pour le SBV de Sidi Ali Ben Youb	172
Fig. V.26 : Validation du modèle GR2M pour le SBV de Sidi Bel Abbas	173
Fig. V.27: Validation du modèle GR2M pour le bassin versant de la Mekerra	173
Fig. V.28: Schéma de la structure du modèle GR4J.....	175
Fig. V.29 : Calage du modèle GR4J pour le bassin de la Mekerra à Sidi Bel Abbas	182
Fig. V.30: Validation du modèle GR4J.....	183

INTRODUCTION GENERALE

Le risque d'inondation reste aujourd'hui le risque naturel le plus répandu, faisant le plus de victimes et de dégâts dans le monde. Ce risque est représenté par des crues « éclair » provoquées par des pluies intenses se produisant principalement en automne et particulièrement dans les régions arides et semi arides (Estupina, 2004).

En Algérie, le risque d'inondation est parmi les défis majeurs qu'affrontent les agglomérations algériennes situées aux pieds des versants dans les basses plaines, aux embouchures des oueds.

Pour rappel nous citons quelques crues et inondations catastrophique survenus sur le territoire algérien :

- 12 Octobre 1971 (Azazga, Tizi Ouzou): 40 décès,
- 28/31 Mars 1974 (Tizi Ouzou) : 52 décès, 18 000 sinistrés et 27 Millions de DA de dégâts matériels,
- 01 Septembre 1980 (El Eulma, Sétif): 44 décès,
- 11 Novembre 1982 (Annaba): 26 décès, 9 500 sinistrés,
- 29 Décembre 1984 (Jijel): 29 décès, 11 000 sinistrés,
- 20 Octobre 1993 (Ouest algérien): 22 décès et 14 blessés à Oued Rhiou,
- Octobre 1994 (plusieurs régions du pays): 60 décès et des dizaines de disparus au cours de dix jours d'inondations,
- 22 Octobre 2000 (Ouest algérien): plus de 24 décès,
- Novembre 2001 (Bab El Oued – Alger): 733 décès, 30 000 sans abris et importants dégâts matériels.
- 5 Octobre 2008 (Ghardaïa): 31 décès et 50 blessés.

L'Ouest algérien, et particulièrement la région de Sidi Bel Abbès n'a pas échappé à ce genre d'évènement, ceci est dû aux conditions topographiques défavorables (basse Mekerra), aux infrastructures inconvenables en matière d'assainissement et de protection contre ce risque.

Pour tenter de faire face au risque d'inondation, les décideurs ont besoin d'outils leur permettant de mieux gérer ces situations de crise. Certes, « on n'empêchera pas la

pluie de tomber », cependant les efforts pour réduire les risques peuvent porter dans deux directions complémentaires (Javelle, 2001):

- la prévision des événements exceptionnels qui consiste à anticiper ces événements en temps réel,

- la prédétermination de ces mêmes événements, où il s'agit de déterminer quels événements sont susceptibles d'intervenir « un jour ou un autre ».

L'approche la plus appropriée est la prédétermination des crues en attribuant une probabilité à une grandeur caractéristique telle qu'un débit. Elle fournit un outil remarquable d'aide à la décision, en donnant une information en terme probabiliste qui demeure un outil bien adapté en ingénierie pour le dimensionnement des ouvrages de protection.

Dans cette optique, les modèles hydrologiques qui ont vu le jour au cours des vingt dernières années, surtout en regard de la relation pluie - débit sont devenues très répondues grâce à l'accroissement des capacités de calcul et l'amélioration de l'outil informatique.

Le souci de la modélisation pluie-débit est de mettre à la disposition des aménageurs ou bien des ingénieurs un outil «simple» permettant l'estimation ou la prévision des débits pour une étude d'aménagement désirée (barrages, lacs, ponts, etc....).

Pour ce faire, nous allons appliquer les modèles du Génie rural (GR1A, GR2M, GR4J) sur le bassin versant d'Oued Mekerra (Macta- NW Algérie). L'objectif est de trouver les paramètres optimaux de chaque modèle qui permettent une meilleure simulation afin d'apprécier les débits simulés pour la prévision et/ou la prédétermination des crues extrêmes.

Le bon dimensionnement des ouvrages d'évacuation (évacuateur de crue, canaux, conduites fossés, etc), repose sur la bonne évaluation des valeurs des débits de crue, nécessaires pour la détermination des gabarits des ouvrages. Il y a donc lien d'étudier les crues des cours d'eau pour la conception des ouvrages d'évacuation.

Dans cette étude, on donne quelques éléments de réponse par l'étude de l'événement exceptionnel (crues) qui a touché le bassin versant de la Mekerra.

Méthodologie d'étude :

Nous étudierons le bassin versant de l'oued Mekerra en tant que système représentatif de ce phénomène (les crues extrêmes). Cette unité naturelle sera étudiée sur le plan physique, morphologique lithologique et le couvert végétal pour caractériser les principaux facteurs naturels intervenant dans l'écoulement et sur le plan hydroclimatologique pour évaluer le potentiel hydrique du bassin.

Notre travail s'articulera autour des chapitres suivants :

Le premier chapitre : traitera le diagnostic physico- géographique et la connaissance du bassin versant qui permettront de caractériser les principaux facteurs naturels intervenant dans l'alimentation en eau et dans l'écoulement: facteurs orographiques et morphologiques, et biogéographiques. Leur interaction est déterminante dans le comportement hydrologique de ce bassin.

Nous présenterons dans le deuxième chapitre les caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du bassin de l'oued Mekerra. Cette étude est nécessaire pour définir la relation nappe – oued qui a un impact sur les inondations. Enfin, sur l'aspect qualitatif des eaux,

Le troisième chapitre sera consacré à l'hydroclimatologie. Cette étude, fondée sur le traitement des chroniques de données pluviométriques met en évidence les aspects extrêmes des précipitations. Nous nous sommes attachés ensuite à définir les conditions climatiques, particulièrement par l'évaluation de la quantité d'eau reprise par évaporation ou évapotranspiration, afin d'aboutir à l'estimation des différents termes du bilan hydrologique.

Le quatrième chapitre: s'attache à décrire l'étude hydrologique qui portera sur le bassin versant de l'oued Mekerra. Ce dernier est constitué de trois sous-bassins versant en l'occurrence les sous bassins de Haçaiba, Sidi Bel Abbès et Sidi Ali Benyoub. Cette étude qui, sera basée sur le traitement statistique des données hydrométriques, mettra en lumière les aspects fondamentaux de l'écoulement et l'évaluation des débits et des volumes de crues, ainsi que la sélection des échantillons des crues observées pendant la période allant de 1950 au 2000 afin de déterminer le débit de pointe probable de la crue pour différentes périodes de retour dans les sous-bassins concernés.

Introduction Générale

Dans le cinquième chapitre, nous tenterons d'appliquer le modèle du Génie rural GR avec différents pas de temps pour caractériser la relation pluie-débit.

Enfin, avec une conclusion générale nous essayerons de faire la synthèse des résultats trouvés.

CHAPITRE I
ETUDE PHYSICO-GEOGRAPHIQUE
DU BASSIN
DE L'OUED MEKERRA

I. Présentation de la zone d'étude**1. Le bassin versant de la Macta**

Le bassin versant de la Macta s'étend sur une superficie de 14750 km². Il est situé en Algérie occidentale, sous le code n°11 et est constitué de seize sous bassins (fig. I. 1).

Le bassin est délimité :

- au Nord ouest, par la chaîne montagneuse du Tessala,
- au Sud, par les hauts plateaux de Ras-el-Ma et les plaines de Maalifs,
- à l'Ouest par les plateaux de Telagh et les monts de Tlemcen qui sont le prolongement des monts de Béni-Chougran (A. Khaldi, 2005),
- et à l'Est, par les monts de Saïda.

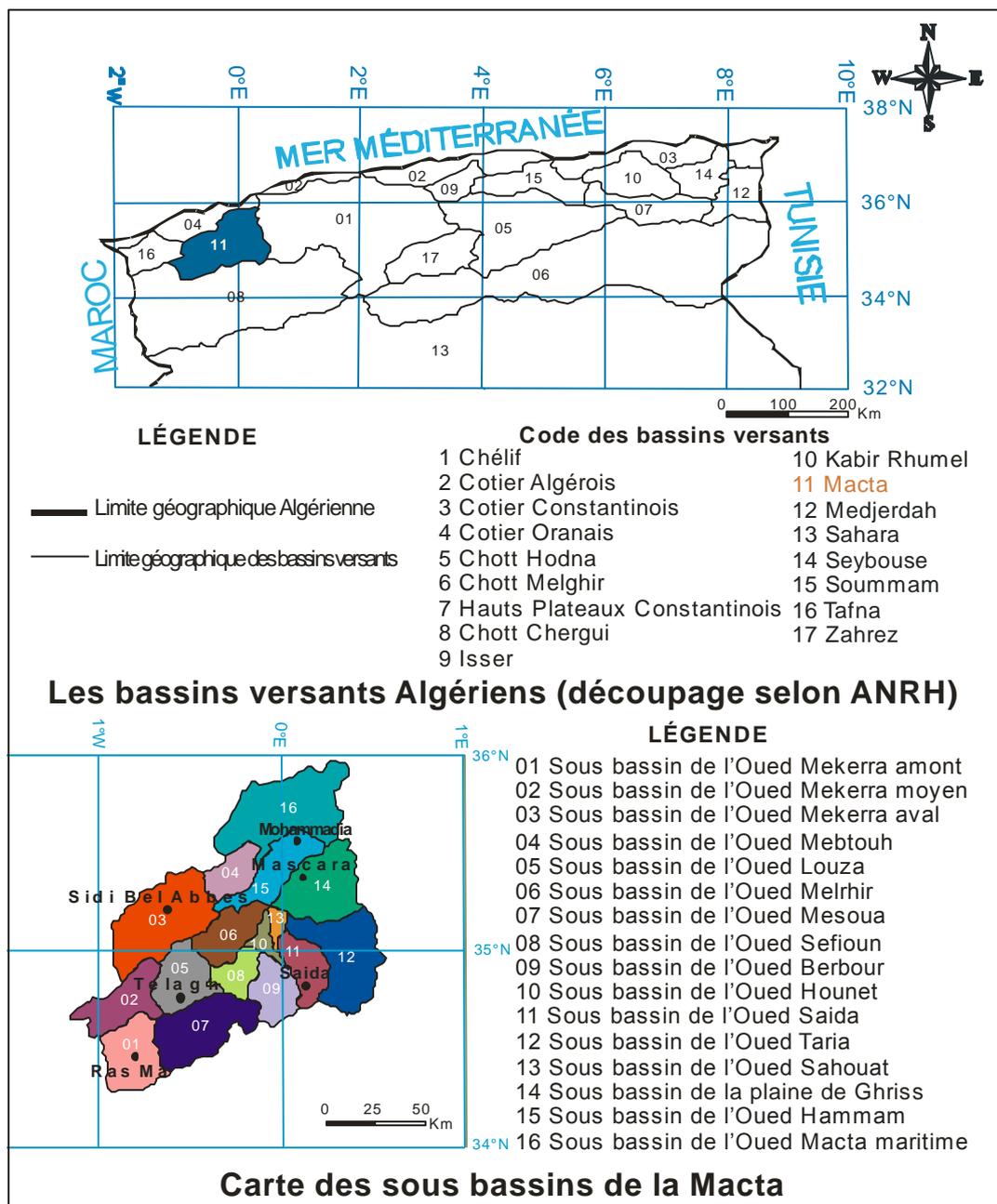


Fig. I.1: Situation du bassin versant de la Macta

Le bassin de la Macta est traversé par deux principaux cours d'eau, l'oued Mekerra à l'Ouest et l'oued El Hammam à l'Est. Ces cours d'eau se rejoignent non loin de la cote Méditerranéenne pour former la Macta (fig. I.2).

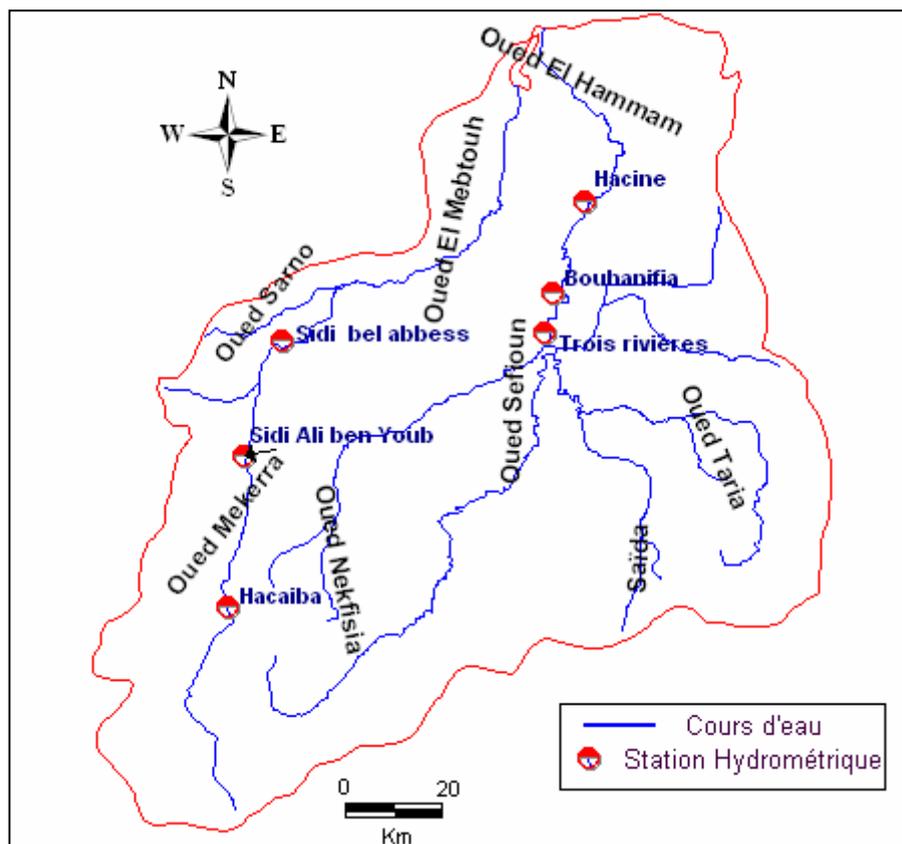


Fig. I.2: Bassin versant de la Macta et ses principaux oueds

2. Présentation du bassin versant de l'Oued Mekerra

Le bassin versant de l'Oued Mekerra fait partie du grand bassin versant de la Macta qui est situé au Nord-ouest de l'Algérie (fig. I.3). Il est compris entre la latitude $34^{\circ}31'$ et $35^{\circ}21'$ et la longitude $1^{\circ}16'$ et $0^{\circ}58'$. Il prend le nom de son Oued principal et couvre une superficie dépassant 3000Km^2 .

L'Oued Mekerra sillonne la plaine de Sidi Bel Abbes du Sud au Nord sur une distance d'environ 119 Km, avec un réseau hydrographique embryonnaire et dont le lit du cours principal a été creusé dans un vaste dépôt lacustre du Pliocène.

De l'amont vers l'aval, l'Oued Mekerra est traversé par les villes suivantes: Ras El Ma, Sidi Ali Ben Youb, Tabia, Boukhanifis, Sidi Khaled et Sidi Bel Abbes.

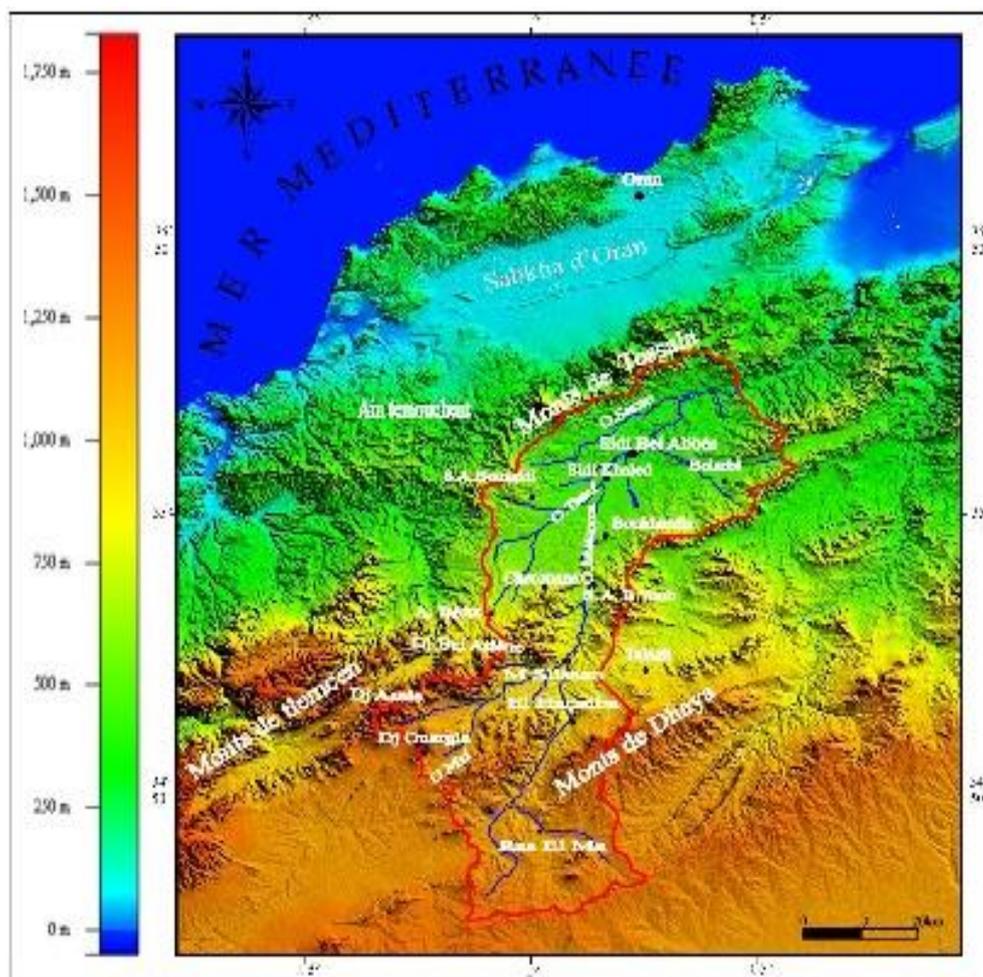


Fig. I.3 : Localisation du bassin versant de la Mekerra

L'oued Mekerra prend son origine dans les hauteurs de Ras El Ma (les hautes vallées de la steppe) à une cote avoisinant 1450m d'altitude. Il est alimenté par plusieurs Oueds (Oued Mouzen (Tissaf) - Tedjmout - Farat Ezzié) aux pieds des monts des djebels Teniet El Baroud (1136 m), Djouazène (1356 m), Beghra (1414 m), Rokbet En Naama (1140 m) et débouche dans la partie nord de la ville de Sidi Bel Abbas où il rejoint Oued Sig pour se perdre dans les marécages de la Macta et enfin se jeter dans la mer.

Le bassin versant est limité:

- au Nord, par la chaîne montagneuse de Tessaout (segment occidental de l'Atlas tellien) ;
- au Sud, par la ride anticlinale des hauts plateaux du Ras-El-Ma (Bedeau) au Sud de laquelle commence le bassin versant du chott Ech –Chergui,
- à l'Est, par le sous-bassin d'Oued El Hammam (Macta),
- à l'Ouest, par le bassin de la Tafna et le bassin du côtier oranais central.

II. Caractéristiques morphométriques

L'utilisation des caractéristiques morphométriques a pour but de la quantification des facteurs caractéristiques du milieu physique du bassin versant.

Pour bien mener cette étude, un ensemble de cartes topographiques (Ghazaouet NI-30-XXIII, Oran NI-30-XXIV, Tlemcen NI-30-XVII, Telagh NI-30-XVIII à l'échelle 1/200 000 ont été utilisées.

1. Caractéristique géométriques

a) Surface A

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface.

La superficie du bassin versant est mesurée à l'aide du logiciel MapInfo 7.0, sur la base des quatre cartes d'état major citées ci-dessus

A = 3060.37 Km².

b) Le périmètre

Le périmètre du bassin versant est obtenu directement à l'aide du MapInfo 7.0

P = 496.8 Km.

c) La "longueur du thalweg" (L_t) : 119km.

2. Caractéristique de forme

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration.

En revanche, les bassins en forme d'éventail, présentant un temps de concentration plus court, auront les plus forts débits de pointe.

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple, l'indice de compacité de Gravelius K_c (1914).

a) Indice de compacité de Gravelius (K_c)

La caractéristique de forme la plus utilisée est le "coefficient K_c de Gravelius". Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant la même surface (appelée aussi coefficient de compacité) :

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} = 2.51$$

A : surface du bassin versant et P son périmètre.

Alors le bassin versant de la Mekerra est de forme allongée orientée Sud-Nord, il implique par conséquent un temps de concentration (T_c) lent.

Tableau. I.1: Caractéristiques de forme des sous bassins de la Mekerra

Bassin Versant	Surface (Km ²)	Périmètre (Km)	K_c	Observation
Basse Mekerra	1195	228,40	1,85	Allongé
Moyenne Mekerra	940,10	185,90	1,70	Allongé
Haute Mekerra	925,27	148,30	1,36	Allongé

$K_c > 1,12$ les bassins sont « Allongés »

b) Rectangle équivalent

C'est un modèle établi par ROCHE, il est défini comme un rectangle de longueur L et de largeur l qui a la même surface et le même périmètre que le bassin, l'exutoire est représenté par une des largeurs du rectangle et les courbes de niveau par les parallèles.

La notion de rectangle équivalent a été introduite dans l'étude géomorphologique des bassins et elle permet la comparaison des bassins entre eux du point de vue de l'influence de la forme sur l'écoulement, en possédant la même superficie et le même périmètre que le bassin considéré et par conséquent le même indice de compacité.

Le rectangle équivalent est caractérisé par la longueur « L » et la largeur « l » défini respectivement par les formules suivantes :

✚ La longueur du rectangle équivalent

$$L = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{S} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.128}{K_c} \right)^2} \right]$$

✚ La largeur du rectangle équivalent

$$l = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{S} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.128}{K_c} \right)^2} \right]$$

Le bassin versant de l'Oued Mekerra est représenté par un rectangle équivalent de longueur **L = 233.065 km** et de largeur **l = 13.131 km**.

On définit le rectangle équivalent comme le rectangle de longueur **L** et de largeur **l** qui a même surface et même périmètre que le bassin versant, soit à l'aide de :

$$P = 2 \cdot (L + l) \quad \text{et} \quad A = L \cdot l$$

L'inconvénient de cette méthode est que l'on peut rencontrer des bassins plus compacts qu'un carré, l'équation n'a alors plus de racines réelles !

3. Caractéristiques du relief

Le relief possède une influence directe sur les facteurs climatiques et une influence indirecte sur la formation des écoulements de surface. Il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydraulique d'un bassin.

3.1. Courbe hypsométrique

En général, on ne s'intéresse pas à l'altitude moyenne mais plutôt à la dispersion des altitudes.

L'étude statistique permet de tracer la "**courbe hypsométrique**". Cette courbe donne la surface **A** (en km² ou en % de la surface totale) où les altitudes sont supérieures à une cote **h** donnée. Cette courbe est établie en planimétrant pour différentes altitudes les surfaces situées au-dessus de la courbe de niveau correspondante.

Tableau. I.2: Répartition altimétrique du bassin versant de la Mekerra

Altitudes (m)	Superficies Partielles		Superficies cumulées	
	(km ²)	(%)	(km ²)	(%)
1900 - 1700	0.37	0.012	0.37	0.012
1700 - 1500	3,72	0.12	4.09	0.13
1500 - 1300	124,08	4.06	128.17	4.19
1300 - 1100	1067,72	34.89	1195.89	39.08
1100 - 900	877,9	28.69	2073.79	67.77
900 - 700	559,02	18.27	2632.81	86.04
700 - 500	341,19	11.15	2974	97.19
< 500	86,37	2.82	3060.37	100

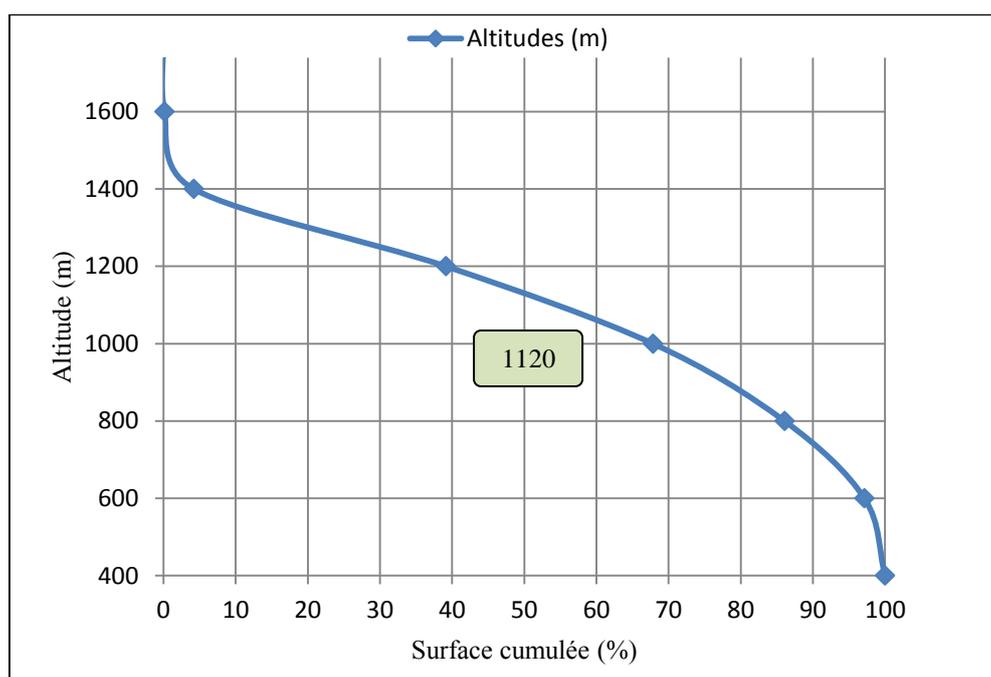


Fig. I.4: Courbe hypsométrique du bassin versant de la Mekerra

D'après la courbe hypsométrique, on constate que plus de 80% de la surface totale du bassin correspond à des altitudes allant de 800 à 1400m et que les altitudes supérieures à 1500 m sont très peu étendues.

La concavité de la courbe hypsométrique montre que la forme du bassin présente un état de jeunesse où le potentiel érosif est important.

3.2. Altitudes caractéristiques

a) Altitude moyenne du bassin versant (H_{moy})

Elle se déduit directement de la courbe hypsométrique. On peut la définir comme suit:

$$H_{moy} = \frac{1}{A} \sum H_i A_i$$

Avec:

H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m).

A_i : Surface partielle comprise entre deux courbes de niveau (Km²).

A : Surface totale du bassin versant (Km²).

Tableau. I.3: Répartition altimétrique moyenne du bassin versant de la Mekerra

Altitude (m)	Altitude moy (H_i) (m)	Superficie (A_i) (Km ²)	$H_i A_i$
1900-1700	1800	0,37	666
1700 - 1500	1600	3,72	5952
1500 - 1300	1400	124,08	173712
1300 - 1100	1200	1067,72	1281264
1100 - 900	1000	877,9	877900
900 - 700	800	559,02	447216
700 - 500	600	341,19	204714
Somme		2974	2991424

Alors $H_{moy} = 977.47m$

b) Altitude médiane (H_{med})

Elle correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique.

$H_{med} = H_{50\%} = 1120 m$

Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière.

c) Altitudes maximale (H_{\max}) et minimale (H_{\min})

Elles sont obtenues directement sur la carte topographique. L'altitude maximale correspond au point le plus élevé du bassin ($H_{\max} = 1714 \text{ m}$ à Djebel Ouargla) ou bien à l'intermédiaire de la courbe hypsométrique et correspond à une surface cumulée de 1%, tandis que l'altitude minimale représente le point le plus bas, généralement l'exutoire ($H_{\min} = 437 \text{ m}$ au niveau de la ville de Sidi Bel Abbas) et correspond à une surface cumulée de 98% sur la courbe hypsométrique.

3.3. Indices de pente

La pente topographique est un élément capital dans le comportement hydrologique du bassin, elle détermine en grande partie l'aptitude des terrains au ruissellement et conditionne la vitesse d'écoulement des eaux de surface par l'effet de la pesanteur.

L'objet de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications.

a) Indice de pente de Roche I_p

C'est un indice proposé par ROCHE en 1963: I_p est la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent et pondérée par les surfaces. Il s'exprime en pourcentage.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{\beta_i (H_i - (H_i - 1))}$$

Avec :

β_i : Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les cotes H_i et $H_i - 1$,

fonction donnée par le tableau hypsométrique,

L : longueur du rectangle équivalent (m),

$(H_i - H_i - 1)$: Dénivelée entre deux courbes de niveau voisines (m).

Tableau. I.4 : Fractions des surfaces entre courbes de niveau

Bi (Km2)	Hi (m)	Hi - 1 (m)	$\sqrt{Bi(Hi - (Hi - 1))}$
0.37	1900	1700	0.27
3,72	1700	1500	0.86
124,08	1500	1300	4.98
1067,72	1300	1100	14.61
877,9	1100	900	13.25
559,02	900	700	10.57
341,19	700	500	8.26
Somme	!		52.80

$$I_p = 3.46\%$$

b) Indice de pente globale I_g

L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer pour des études rapides, on a proposé un indice encore plus simple : **la pente globale**

$$I_g = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} = \frac{D}{L} = \frac{1400 - 650}{233.065}$$

$$I_g = 0.0032 = 0.32\%$$

D : dénivelée $H_{5\%} - H_{95\%}$, définie sur la courbe hypsométrique ou même directement à l'œil sur la carte topographique,

L : longueur du rectangle équivalent.

Tableau. I.5: Classification du relief selon O.R.S.T.O.M

R1	Relief très faible	$I_g < 0,002$
R2	Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
R3	Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
R4	Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
R5	Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
R6	Relief fort	$0,05 < I_g < 0,1$
R7	Relief très fort	$0,1 < I_g$

D'après la classification d'O.R.S.T.O.M (tableau. I.5), notre bassin se caractérise par un relief faible.

c) Indice de pente moyenne (I_{pm})

La pente moyenne apporte des renseignements importants sur la topographie du bassin, sur le ruissellement et influence directement le débit de pointe lors d'une averse. Elle est définie comme le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur.

$$I_{pm} = \frac{H_{max} - H_{min}}{L}$$

$$I_{pm} = 0.547\%$$

3.4. Dénivelée

Bien souvent, on définit la "**dénivelée D**" comme étant la différence de cote entre **H5%** et **H95%** :

$$D = H5\% - H95\% = 750m$$

3.4.1. Dénivelée spécifique D_s

L'indice I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il est donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes.

La dénivelée spécifique D_s ne présente pas cet inconvénient, elle dérive de la pente globale I_g en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à \sqrt{A} :

$$D_s = I_g \sqrt{A} = \frac{D}{L} \sqrt{A} = D \sqrt{I/L}$$

$$D_s = 178m$$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ($D = H5\% - H95\%$) et de la forme du bassin (I/L). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M., indépendante des surfaces des bassins :

Tableau. I.6: Classification du relief par l'intermédiaire de la dénivelée spécifique selon O.R.S.T.O.M

R1	Relief très faible	$D_s < 10 \text{ m}$
R2	Relief faible	$10 \text{ m} < D_s < 25 \text{ m}$
R3	Relief assez faible	$25 \text{ m} < D_s < 50 \text{ m}$
R4	Relief modéré	$50 \text{ m} < D_s < 100 \text{ m}$
R5	Relief assez fort	$100 \text{ m} < D_s < 250 \text{ m}$
R6	Relief fort	$250 \text{ m} < D_s < 500 \text{ m}$
R7	Relief très fort	$500 \text{ m} < D_s$

D'après la deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M ci-dessus, le bassin de l'oued Mekerra correspond à la classe R5, (Relief assez fort).

Alors à la lumière des deux classifications d'O.R.S.T.O.M on peut dire que le bassin versant de la Mekerra se caractérise par un relief faible à assez fort.

III. Caractéristiques Hydrographiques du bassin versant

Le réseau hydrographique : Ensemble des canaux de drainage naturels où s'écoulent les eaux provenant du ruissellement ou restituées par les nappes souterraines soit sous forme de source, soit par restitution continue le long du lit du cours d'eau (Roche, 1963).

Le réseau hydrographique peut se caractériser par trois éléments : sa hiérarchisation, son développement (nombres et longueurs des cours d'eau) et son profil en long.

1. Hiérarchisation du réseau

La classification topologique du réseau hydrographique est effectuée sur les cartes topographiques 1/50000, basée sur une méthode proposée initialement par Horton en 1945 puis modifiée par Strahler en 1947 (Tab. I.7). Elle est la plus utilisée aujourd'hui, son principe est comme suit.

- tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1.
- au confluent de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $n + 1$
- un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

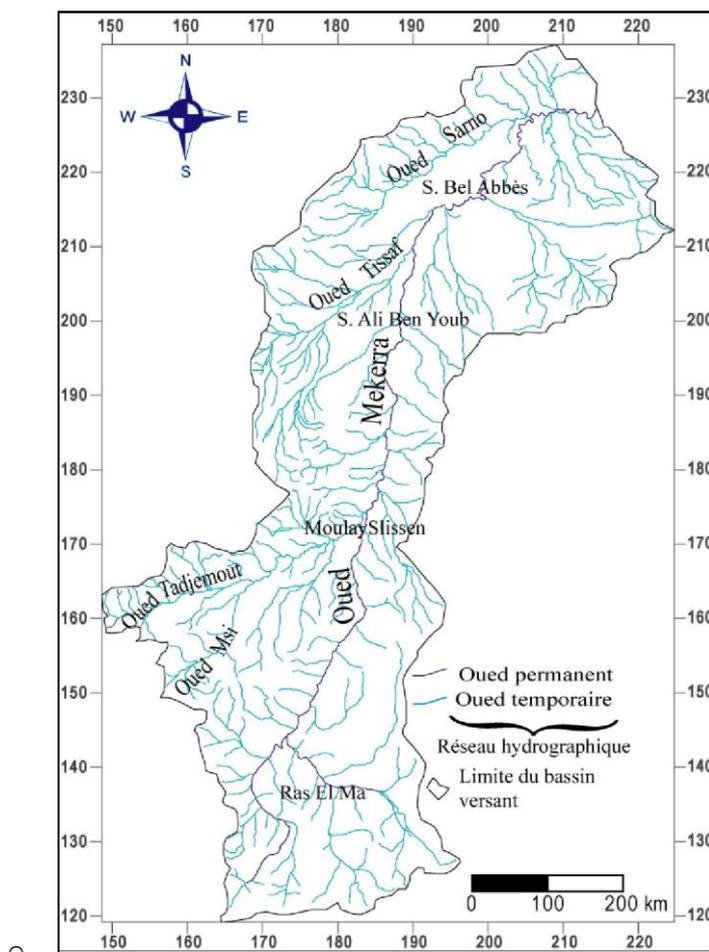


Fig. I.5: Réseau hydrographique du bassin versant de la Mekerra

La forme et la hiérarchie d'un réseau hydrographique sont impérativement gouvernées par différents facteurs qui sont:

- La géologie (plissement, nature du substratum, accidents ...),
- Climat (humidité, précipitations ...),
- Pente des terrains,
- Présence humaine.

Le chevelu hydrographique de l'oued Mekerra est peu développé, son tracé est influencé par le relief en place, Il suit la direction Sud-Ouest, Nord-Est des monts de Tessala.

Le réseau hydrographique de la Mekerra est composé par de nombreux affluents, représenté fréquemment par des cours d'eau temporaires, L'oued est alimenté par des précipitations et par des sources dont la plus importante est Ain – Skhouna

Les principaux affluents de l'Oued Mekerra sont :

O. Touifza, O. Tadjmount, O. Faïd Et Taga, O. Mzi, O. Sekhana, O. El Khetoua, O. Ras El Ouidiane, O. Farat ez ziet, O. Smar, O. Mouzen (Tissaf) et O. Mellah.

Tableau. I.7: Classification du réseau hydrographique

Ordre	1	2	3	4	5	6	Total
Nombre	280	59	20	6	2	1	358
Longueur (km)	2454	812	380	138	69	34	3887
Longueur moyenne (km)	8.76	13.76	19	23	34.5	34	133.07

2. Profil en long

En raison de la densité du réseau hydrographique de l'Oued Mekerra, ce profil ne sera tracé que pour le cours principal.

Le profil en long relatif au cours d'eau principal de l'oued Mekerra et ses principaux affluents permettent d'apporter des éléments complémentaires à la densité de drainage, au vu du rôle déterminant la pente moyenne qui sert surtout dans l'évaluation des temps de concentration d'un bassin versant, ce temps de concentration étant lié à la vitesse de propagation des particules fines.

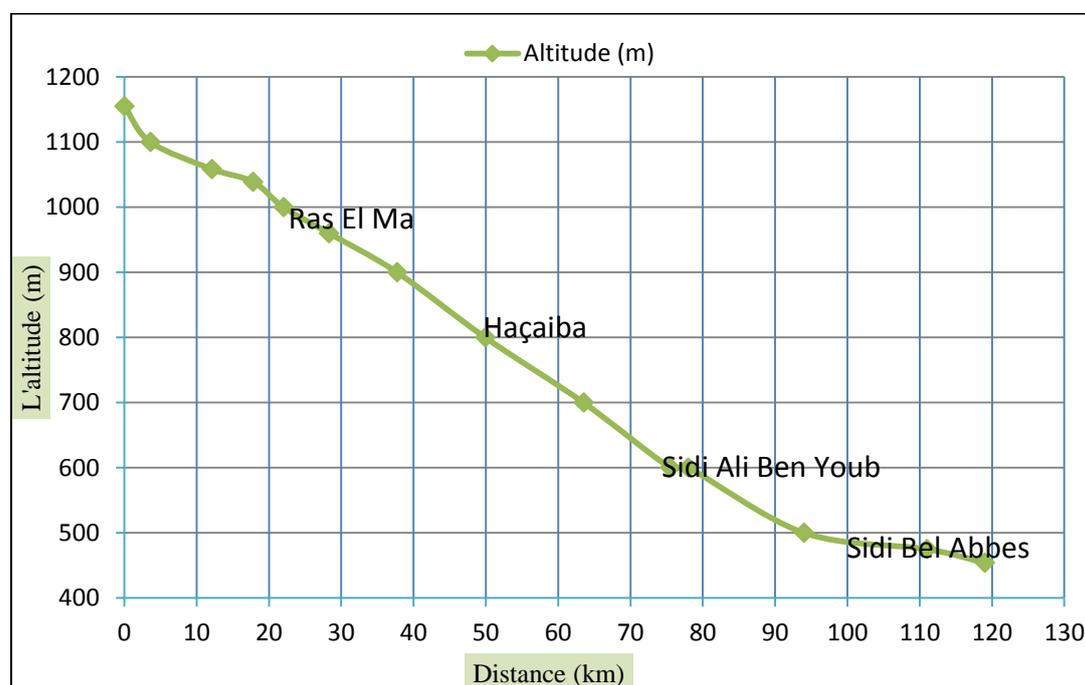


Fig. I.6: Profil en long de l'Oued Mekerra

En général, le talweg principal de l'oued Mekerra possède une longueur totale de 119 km, peut être divisé en deux tronçons bien distincts: L'amont 70km de longueur entre les cotes 1155 et 640 m, la pente est relativement élevée (0.7 à 0.8%) dans le sens d'une accentuation de la vitesse de propagation des crues. L'aval (70 à 119km) la pente devient plus faible surtout au niveau de la ville de Sidi Bel Abbes (0.2 à 0.3%), c'est l'une des raisons pour laquelle la plaine de Sidi Bel Abbes connaît de grandes inondations catastrophiques.

3. Pente moyenne du thalweg principal (Pm)

Elle est définie par le rapport de la dénivelée (ΔH) à la longueur comprise entre deux points suffisamment éloignés du cours d'eau principal (ΔL).

$$Pm = \frac{\Delta H}{\Delta L} = 0.62\%$$

4. Densité de drainage Dd

La densité de drainage est étroitement liée à deux facteurs principaux : la lithologie et l'abondance des précipitations, elle nous permet d'apprécier le réseau hydrographique dans le bassin versant.

Elle est exprimée par le rapport de la longueur totale des cours d'eau contenues dans un bassin versant (L) à la surface de ce dernier (A).

$$Dd = \frac{\sum_{i=1}^n Li}{A} = 1.27 \text{ km/km}^2$$

La densité de drainage qui exprime la dissection générale du relief est variable à l'échelle des sous bassins où la superficie et la répartition des chevelus hydrographiques jouent un rôle déterminant dans la compensation de la densité de drainage. Cette dernière est généralement élevée (1.27 km/km²) pour l'ensemble du bassin de l'oued Mekerra ce qui est une caractéristique des régions semi-arides, elle résulte à l'échelle zonale de l'intensité des précipitations et leur répartition saisonnière, de l'état du couvert végétal et par l'absence des sols.

La densité de drainage temporaire est élevée par rapport à la densité de drainage permanente cette situation s'explique par un terrain accidenté et la fréquence

élevée des confluences, cette forte densité jointe le plus souvent à la forte pente, favorisant les crues rapides et puissantes avec un transport solide très élevé.

5. Fréquence des thalwegs d'ordre 1 (F1)

C'est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre 1 à la surface du bassin versant

$$F1 = N_1/A$$

$$F1 = 0.091 \text{Km}^{-2}$$

Avec N_1 : nombre total des cours d'eau d'ordre 1 et A: la surface (Km^2).

6. Fréquence des cours d'eau (Fs)

Représente le nombre de cours d'eau par unité de surface :

$$Fs = N_t/A = 0.117 \text{Km}^{-2}$$

Avec N_t : nombre total des cours d'eau et A : la surface (Km^2).

7. Coefficient de torrentialité (C_t)

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

$$C_t = D_d \cdot F_1 = D_d \cdot N_1/A = 0.115$$

Avec D_d : densité de drainage et F_1 : fréquence des thalwegs d'ordre 1.

8. Coefficient d'allongement (C_a)

Il est donné par la relation suivante :

$$C_a = \frac{[2 \cdot (A \cdot \pi)^{1/2}]}{L_0} \text{ et } L_0 = \frac{\sum L_m}{n}$$

$$C_a = 8.83$$

C_a : Coefficient d'allongement.

A : Superficie du bassin versant en km^2

L_0 : Longueur moyenne des talwegs au niveau de chaque Oued, où n : nombre d'ordre.

L_m : Longueur moyenne des thalwegs de même ordre (Km).

9. Rapport de confluence (R_c)

Il est donné par la relation suivante :

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}}$$

Avec N_n : Nombre de thalwegs d'ordre n et N_{n+1} : Nombre de thalwegs d'ordre n+ 1.

Tableau. I.8 : Rapport de confluence

Ordre	1/2	2/3	3/4	4/5	5/6	moyenne
Rapport de confluence	4.74	2.95	3.33	3	2	3.2

10. Rapport des longueurs (R_l)

Il est défini comme le rapport entre la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+1) par celui des thalwegs d'ordre (n) (Tableau I.9).

$$R_l = \frac{L_{n+1}}{L_n}$$

Avec R_l : rapport de longueur.

L_n : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n.

L_{n+1} : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n+ 1.

Tableau. I.9 : Rapport de longueur

Ordre	1	2	3	4	5	6	Moyenne
Longueur moyenne de thalweg.	8.76	13.76	19	23	34.5	34	
Rapport de longueur	1.57	1.38	1.21	1.5	0.98	-	1.328

11. Temps de concentration des eaux (t_c)

C'est le temps mis par une particule d'eau tombée sur le point le plus éloigné du bassin versant pour arriver à l'exutoire. Le temps de concentration est souvent compris comme le temps entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct. En pratique, c'est une grandeur difficile à évaluer. Pour son calcul, nous utilisons les formules suivantes :

a. Formule de Giandotti (Sud Italie, 1937)

Elle a été élaborée en Italie en 1937 par le professeur Mario Giandotti sur la base des données de plusieurs bassins versants.

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 L}{0.8\sqrt{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}} = 21.49 \text{ heures}$$

Avec t_c : temps de concentration (heure).

A : superficie du bassin (km^2).

L : longueur du thalweg principal (km).

H_{moy} : altitude moyenne (m).

H_{min} : altitude minimale (m).

b. Formule de Kirpich

Cette formule est applicable pour les zones arides et semi arides, elle est définie par :

$$t_c = 0.6615 L^{0.77} I_g^{0.385} = 28.38 \text{ h}$$

L : longueur du bassin versant (km).

I_g : Indice de la pente globale.

c. Formule d'Izzard-Meunier

$$t_c = \beta \frac{A^{0.312}}{I^{0.325}} = 3399.17 \text{ min} = 56.68 \text{ h}$$

Avec t_c : temps de concentration (minute).

A : surface du bassin-versant (km^2).

B : Coefficient de Meunier valant $\beta = 331$ pour un bassin-versant végétalisé et $\beta = 145$ lorsque le bassin-versant est dégradé.

I : pente moyenne le long du thalweg en %.

d. Formule de Basso

Cette formule a été élaborée en 1973 par Basso sur une base de données de bassins versants d'Amérique centrale.

$$t_c = 0.067 \cdot \frac{L^{1.155}}{(H_{\max} - H_{\min})^{0.385}} = 15.22 \text{ h}$$

t_c : Temps de concentration (heure).

L : Longueur du thalweg principal (km).

H_{\max} : Altitude maximale (km).

H_{\min} : Altitude minimale (km).

e. Formule de Passini :

$$t_c = \frac{0.108(A * L)^{1/3}}{I^{1/2}} = 97.30 \text{ h}$$

Avec L : Longueur du plus long thalweg (m).

I : Pente moyenne (%).

A : Aire du bassin versant (km²).

T_c : Temps de concentration (heure).

Tableau. I.10 : Résultats d'estimation du temps de concentration

Méthode	Giandotti	Kirpich	d'Izzard-Meunier	Basso	Passini	Moyenne
T_c (h)	21.49	28.38	56.68	15.22	97.30	43.81

D'après le tableau I.10, les seules formules qui semblent donner une valeur acceptable du temps de concentration pour le bassin de la Mekerra sont les méthodes de Giandotti, Basso et celle de Kirpich. Les valeurs données par les formules de Passini et Izzard-Meunier nous semblent relativement exagérées.

Le temps de concentration déterminé par la formule de Giandotti apparaît donc comme la plus adaptée au bassin de la Mekerra. Par ailleurs, cette formule a été vérifiée par plusieurs auteurs dans le contexte méditerranéen (Bertrand, 2004, Morena, 2000 et Bouanani, 2004).

D'une manière générale, le bassin versant de l'oued Mekerra présente un temps de concentration plus long : 21.49 heures, en raison de la prédominance de la plaine en allant vers le Nord, avec l'augmentation de la surface du bassin et sa forme allongée.

IV. Occupation du sol

La couverture spatiale joue un rôle primordial dans les processus de génération du ruissellement sur les versants et d'infiltration de la pluie vers la zone non saturée. En effet, un même type de sol peut avoir des comportements différents par rapport à ces processus, selon l'occupation de la surface. La présence du couvert végétal est profitable à l'équilibre hydrologique du bassin alors que sa discontinuité, ou son absence totale constitue un facteur favorable à l'irrégularité des débits et à la genèse de fortes crues, surtout sur les terrains à fortes pentes et là où les sols sont très sensibles au ruissellement direct.

D'une manière générale la couverture végétale conditionne et influence la rapidité du ruissellement superficiel, le taux d'évaporation et la capacité de rétention du bassin versant. Donc la présence de végétation va jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement et permet un amortissement notable des crues et leur continuité dans le temps.

La distribution du couvert végétal en fonction des surfaces agricoles utiles dans le bassin versant de l'Oued Mekerra est donnée dans le tableau qui suit :

Tableau. I.11: Occupation des sols de bassin de la Mekerra

(Bneder, 1979 et Hallouch, 2007)

Occupations	Superficies (Ha)	Superficies (%)
Sols nus	7880	1.14
Alpha+Culture	69461	9.24
Alpha+Parcours	67112	8.93
Alpha	42960	5.72
Culture + Erosion	35087	4.69
Culture + Parcours	107060	14.25
Culture	256956	34.2
Foret Claire	34415	4.58
Foret Dense	17219	2.29
Maquis Clair + Erosion	3856	0.51
Maquis Clair + Culture	1004	0.14
Maquis Clair	34988	4.65
Maquis Dense	4037	0.54
Parcours + Erosion	42565	5.66
Parcours	13853	0.84
Reboisement	6729	0.89
Agglomération	6021	0.8
Somme	751203	100%

L'analyse de la carte d'occupation des sols (Fig. I.7) a été élaborée à partir de travaux antérieurs (Bneder, 1979, Hallouch, 2007 et ABH 1982), elle nous permet de déduire que le bassin est pourvu d'une couverture dominée du Sud au Nord par: l'alpha, des cultures, les parcours, quelques maquis clairs et les agglomérations.

Malheureusement comme la majorité des espaces en Algérie, le bassin versant de la Mekerra connaît des dégradations continues de son patrimoine causées par la surexploitation remarquable, l'extension anarchique de l'urbanisation et surtout par les incendies, ce qui a entraîné une accélération de l'érosion.

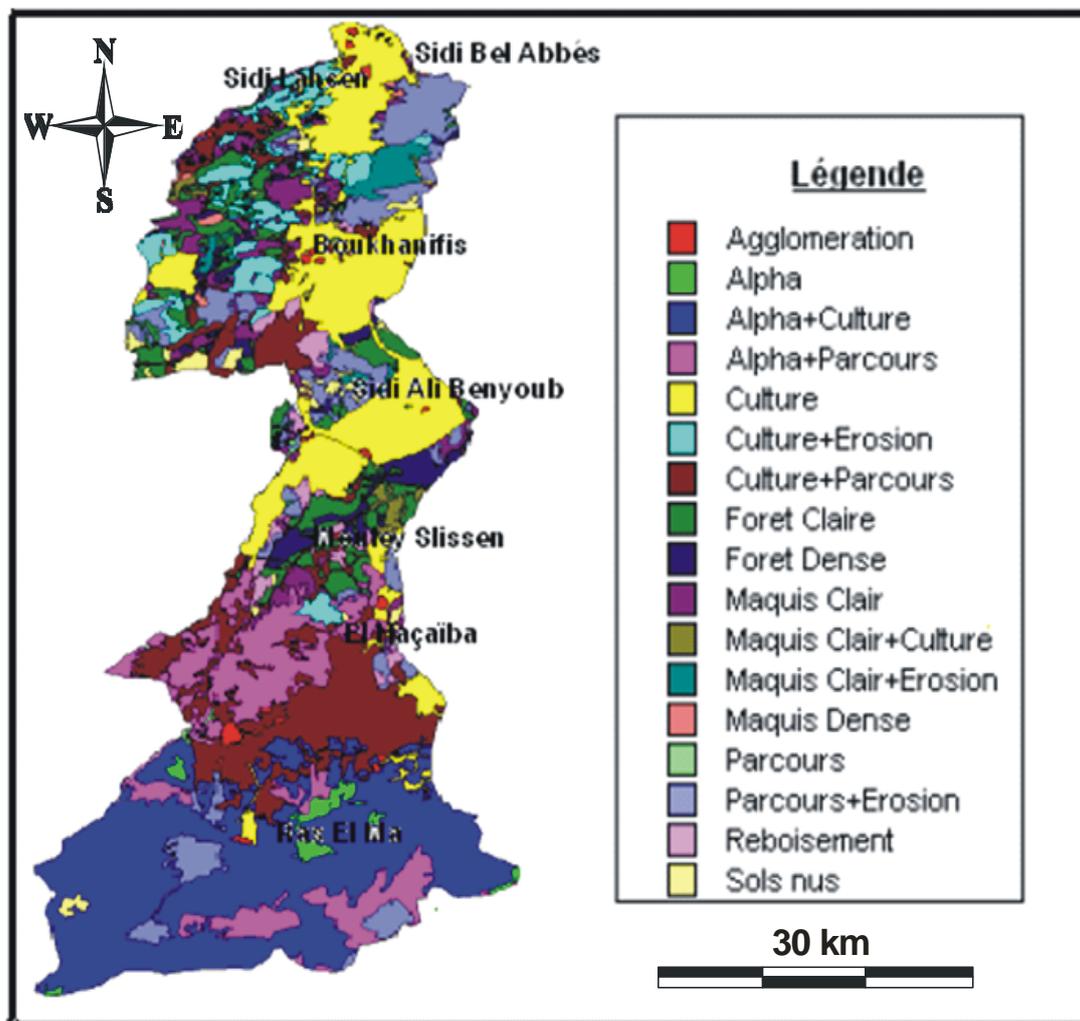


Fig. I.7 : Répartition spatiale des différentes occupations des sols du bassin de la Mekerra (Bneder, 1979 ; Hallouche, 2007 et ABH 1982)

A partir de l'histogramme d'occupation du sol (fig. I.8), on peut recenser quatre principales occupations des terres dans le bassin de la Mekerra :

- ✚ Les cultures : occupent 34% de la superficie totale, on la retrouve principalement aux alentours des centres urbains de Sidi Lahcen, Boukhanifis ainsi que dans la localité de Sidi Ali Ben Youb.
- ✚ Les culture-parcours : constituent 14.25% de la totalité du bassin. Elles se situent en prédominance dans la partie sud du bassin, dans la zone d'El Haçaïba, ainsi que dans les environs de Sidi Ali Ben Youb.
- ✚ Les forêts : Le bassin versant est occupée par les forêts (07%) principalement au niveau des massifs montagneux de la région comprise entre Haçaïba et Moulay Slissen et peut s'étendre jusqu'à Sidi Ali Benyoub, ainsi qu'en

périphérie du bassin, dans les zones collinaires non cultivables. Cette couverture forestière n'assure qu'une très faible protection des sols vis-à-vis de l'érosion.

- Les zones bâties : Constituent une portion très faible et composées de petits centres urbains rencontrés dans le bassin. Il s'agit principalement de Ras El Ma et Sidi Ali Ben Youb. Quant aux zones occupées par les eaux, elles sont constituées par les lits des principaux oueds ainsi que par les barrages et les retenues collinaires de Melinet, Mazoche aval et amont, Tabia et Boukhanefis.

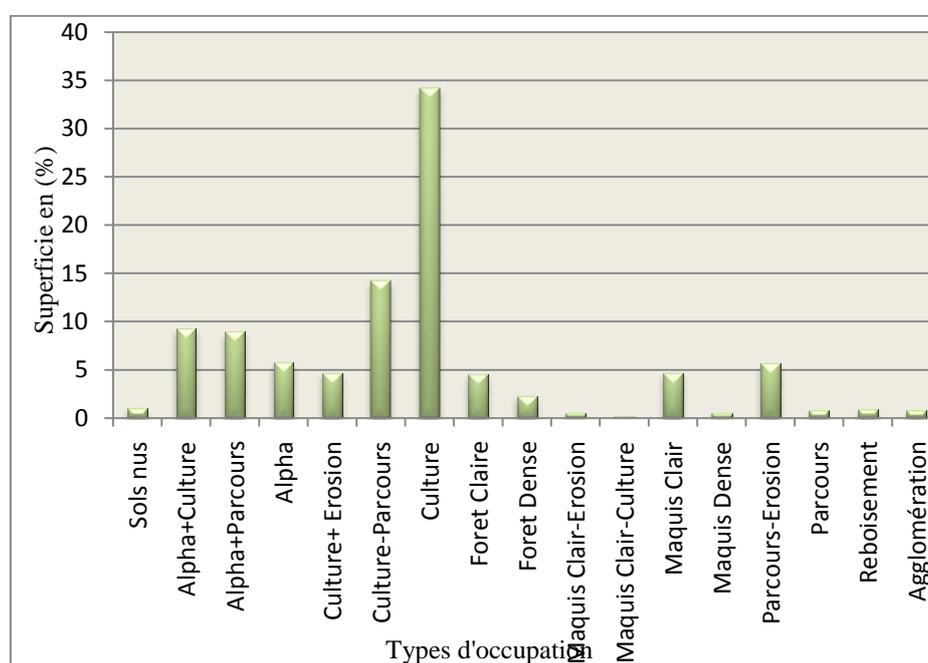


Fig. I.8: Répartition générale des terres dans le bassin versant de la Mekerra

V. Types de sol

En se basant sur l'étude agroalimentaire qui a été faite par les pédologues de SOGETHAT et SOGREAH en 1969 dans la wilaya de Sidi Bel Abbès. Cette étude nous a permis de définir plusieurs types de sols :

- Sols minéraux bruts : lithosols et régosols,
- Sols peu évolués : sols d'érosion (Régosolite sur roche mère),
- Sols calci-magnésiques carbonatés (calcaires, sols bruns ou marrons calciques endziformes : piémonts et affleurements avoisinants, Quaternaire récent, sable pliocène, Oligocène marneux, Soltanien, Rharbien, Tensifien),
- Sols isohumiques à pédoclimat frais pendant les saisons pluvieuses, sols marron (Modal) -Tensifien Soltanien,
- Sols à sesqui-oxydes de fer : sols rouges fersialitiques à réserve calciques peu lessivés – Soltanien,
- Sols hydromorphes : minéraux ou peu humifères à gley ou pseudo - gley - faible salure en profondeur – Rharbien,
- Sols halomorphes : sols à structure non dégradée, salins (efflorescences salines -Halites) - Rharbien.

Selon la carte pédologique, les sols calcaires humifères sont prédominants (Fig. I.9). Cette croûte calcaire est perméable et joue un rôle important lors de la montée des crues. Le Nord-Est du bassin versant est couvert d'une mosaïque de sols alluviaux et calciques.

Le ruissellement torrentiel laisse apparaître dans quelques endroits la roche mère à nu (haute Mekerra).

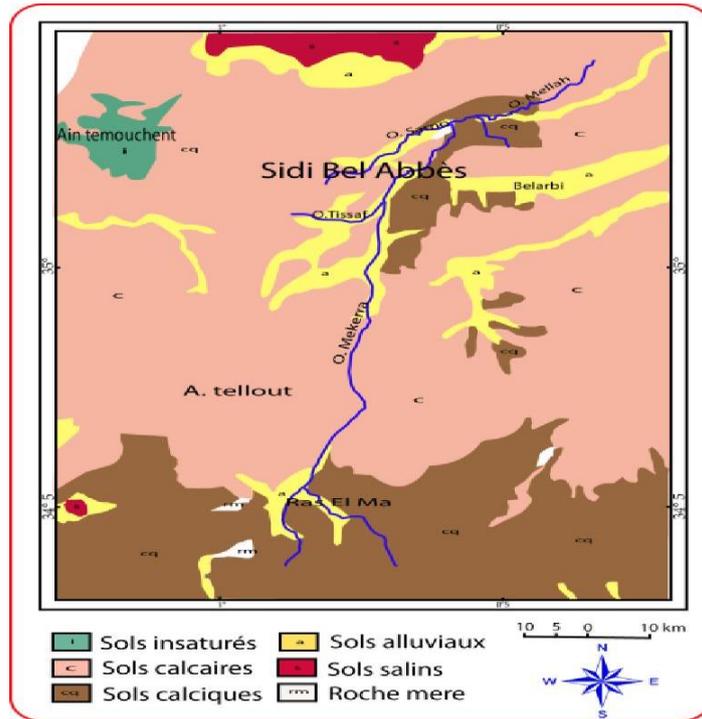


Fig. I.9: Carte des sols de la région de Sidi Bel Abbès.

(Extrait de la carte des sols de la région d'Oran Echelle 1/500000)

VI. Conclusion

La connaissance des paramètres morphométriques ainsi que leur comparaison sont importantes. Ils interviennent souvent de façon combinée pour commander les modalités de l'écoulement.

Ces paramètres sont résumés dans le tableau suivant :

Tableau. I.12 : Récapitulatif des caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Mekerra

Paramètre		Symbole	Mekerra	Unité
Superficie		A	3060.37	km ²
Périmètre		P	496.8	km
Longueur du talweg principal		L _t	119	km
Pente du talweg principal		P _m	0.62	%
Indice de compacité		K _c	2.51	-
Rectangle équivalent	Longueur	L	233.065	km
	Largeur	l	13.131	km
Altitudes caractéristiques	maximale	H _{max}	1714	m
	moyenne	H _{moy}	977.47	m
	médiane	H _{med}	1120	m
	minimale	H _{min}	437	m
Indices de pente	Indice de pente de M Roche	I _p	3.46	%
	Indice de pente globale	I _g	0.32	%
	Indice de pente moyenne	I _{pm}	0.547	%
Dénivelée		D	750	m
Dénivelée spécifique		D _s	178	m
Densité de drainage		D _d	1.27	Km/km ²
Coefficient de torrentialité		C _t	0.115	-
Coefficient d'allongement		C _a	8.83	-
Fréquence des cours d'eau		F _s	0.117	km ⁻²
Fréquence des thalwegs d'ordre 1		F ₁	0.091	km ⁻²
Temps de concentration des eaux		t _c	21.	h
Rapport de confluence		R _c	3.2	-
Rapport de longueur		R _l	1.328	-

La forme allongée du bassin versant, la faiblesse de la pente et fragilité du sol lié à l'irrégularité du couvert végétal sont autant de facteurs qui favorisent le phénomène de l'érosion et de la sédimentation dont les conséquences se manifestent par l'inondation de plusieurs localités situées dans la plaine.

CHAPITRE II
GEOLOGIE ET
HYDROGEOLOGIE

I. Approche géologique

Dans ce chapitre nous allons faire ressortir les grands traits des conditions géologiques et structurales qui caractérisent notre région d'étude. Cette étude devra nous permettre de différencier toutes les unités géologiques en fonction des paramètres lithologique et hydrodynamique (niveau de perméabilité) qui conditionnent l'écoulement des eaux de surface au niveau du bassin versant de l'oued Mekerra.

Cette étude s'appuie principalement sur l'exploitation de la documentation et les cartes géologiques (1/50.000 et 1/200.000) existantes.

1. Cadre géologique régional

La structure actuelle du Nord de l'Algérie est due aux mouvements hercyniens et alpins, qui ont permis l'individualisation de plusieurs domaines. En Oranie, nous avons du Nord au Sud :

1.1. Domaine Tellien

Au nord, zone complexe, constituée de nappes mises en place au Miocène inférieur, de bassins intra montagneux d'âge néogènes tardifs (bassin du Chéelif), dont la série sédimentaire s'étend du Jurassique au Miocène. Cette zone est constituée de reliefs jeunes modelés au cours du Tertiaire par les mouvements alpins. Ils sont les témoins d'une tectonique cassante matérialisée par des accidents limitant des plaines d'effondrement, plus basses topographiquement que les reliefs qui la ceignent. Ces plaines sont caractérisées par un substratum rocheux recouvert en surface d'alluvions et de colluvions.

1.2. Domaine de la Meseta oranaise (hauts plateaux)

Au centre, avant-pays alpin, à couverture sédimentaire réduite où les processus locaux ont permis la formation de bassins intra montagneux comme le bassin de Telagh ou au Sud de Tabia.

1.3. Atlas saharien

Au Sud, est né d'un long sillon subsidiant pincé entre les hauts plateaux et la plate-forme saharienne.

Les limites de ces unités sont marquées par des accidents majeurs de direction WSW-ENE. La limite sud du front des nappes telliennes est constituée par une ligne irrégulière délimitant le Tell correspondant au domaine alpin. L'accident nord atlasique qui correspond à une série d'accidents donnant une ligne de séparation entre le domaine atlasique et le domaine de la Meseta oranaise (Figure II.1).

Le bassin versant de l'oued Mekerra occupe un espace qui correspond à la zone de transition entre le domaine tellien au Nord et celui de la Meseta oranaise au Sud.

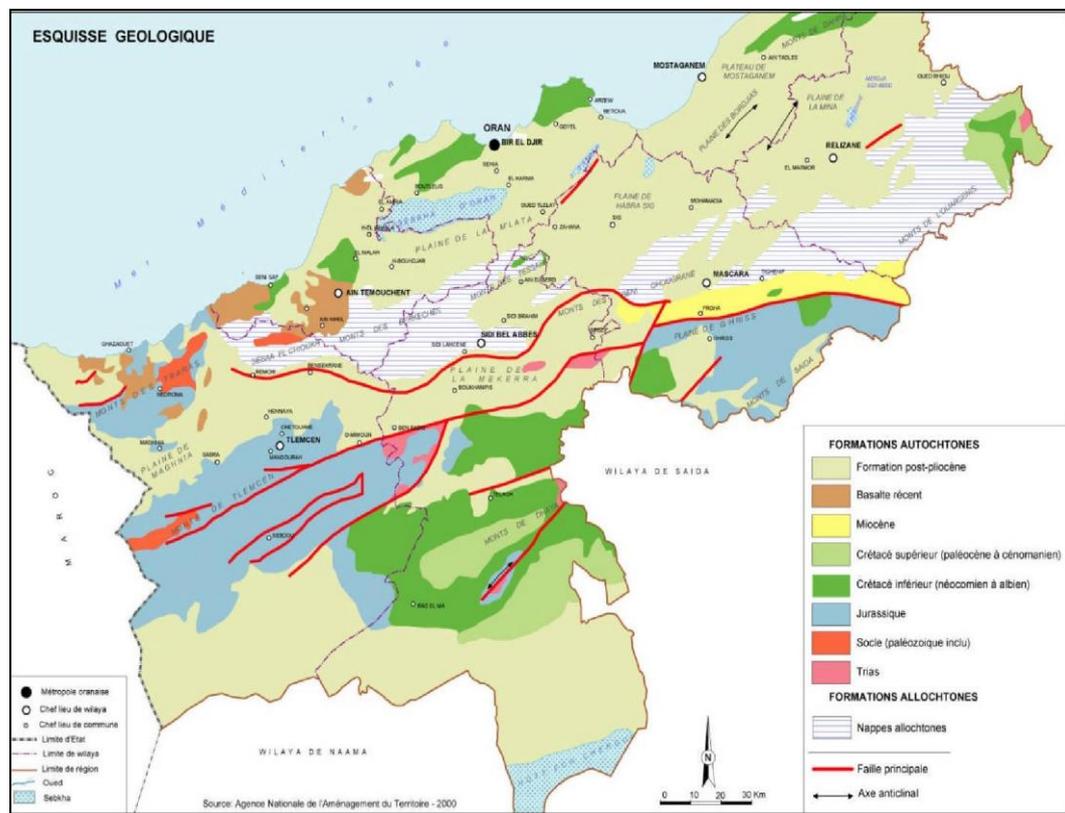


Fig. II. 1 : Carte géologique du Nord-ouest de l'Algérie
(Agence nationale de l'aménagement du territoire, 2000)

2. Cadre géologique du bassin de l'Oued Mekerra

Le bassin de la Mekerra, du Nord au Sud est représenté par:

2.1. La dépression d'Ain El Berd

Occupée essentiellement de marnes bleues qui atteignent une épaisseur de 200m au WSW du Sig, se réduisent progressivement selon l'axe même de la dépression pour disparaître le long de la faille de Boujebaa.

2.2. Le bombement de l'Oued Mebtouh

Constitué de terrains allochtones Oligo miocènes. Vers le NE, le bombement est limité par la faille de Cheurfas (G. Thomas. 1985).

2.3. La chaîne plissée des Tessala

Représente la limite septentrionale de la plaine. Elle est allongée suivant une direction NE-SW et est constituée d'une succession de formations triasique, jurassique et crétacé allochtones. L'ensemble étant recouvert par des sédiments tertiaires affectés principalement par une tectonique souple.

Ces reliefs à structures complexes, seraient des vestiges de l'ancien sillon méditerranéen dont les terrains ont été charriés selon deux ensembles principaux.

- Crétacé moyen et supérieur : Ensemble argilo marneux à semelle de Trias salifère et gypseux reposant en contact anormal sur le Miocène anté nappe.
- Oligo Miocène : Constitué de formation argileuse bleue et de calcaires organogènes, entraînant avec lui des lambeaux d'Eocène moyen et supérieur et repose en contact anormal sur le Crétacé moyen et supérieur.

Vers l'Est, le domaine des nappes disparaît et laisse place à une série continentale du Pliocène.

2.4. La plaine de Sidi Bel Abbès

C'est une vaste cuvette à substratum argilo-marneux, imperméable, d'âge miocène ou pliocène inférieur, comblée par des formations quaternaires détritiques, essentiellement conglomératiques et des dépôts sableux et gréseux alternant avec des limons, provenant de la désagrégation des reliefs qui l'entourent (Sourisseau. 1972)

D'une superficie de 825 Km² et de direction NE-SW, la plaine de Sidi Bel Abbès représente la partie la plus basse du bassin versant de la Mekerra. Elle est considérée, de point de vue hydrogéologique, comme la plus importante du NW algérien. Sa structure en cuvette à remplissage alluvionnaire quaternaire et plio- quaternaire lui permet d'être le siège d'un écoulement souterrain. Elle est limitée au Nord et à l'Est par des terrains post-crétacés, au Sud par des terrains jurassiques et crétacés.

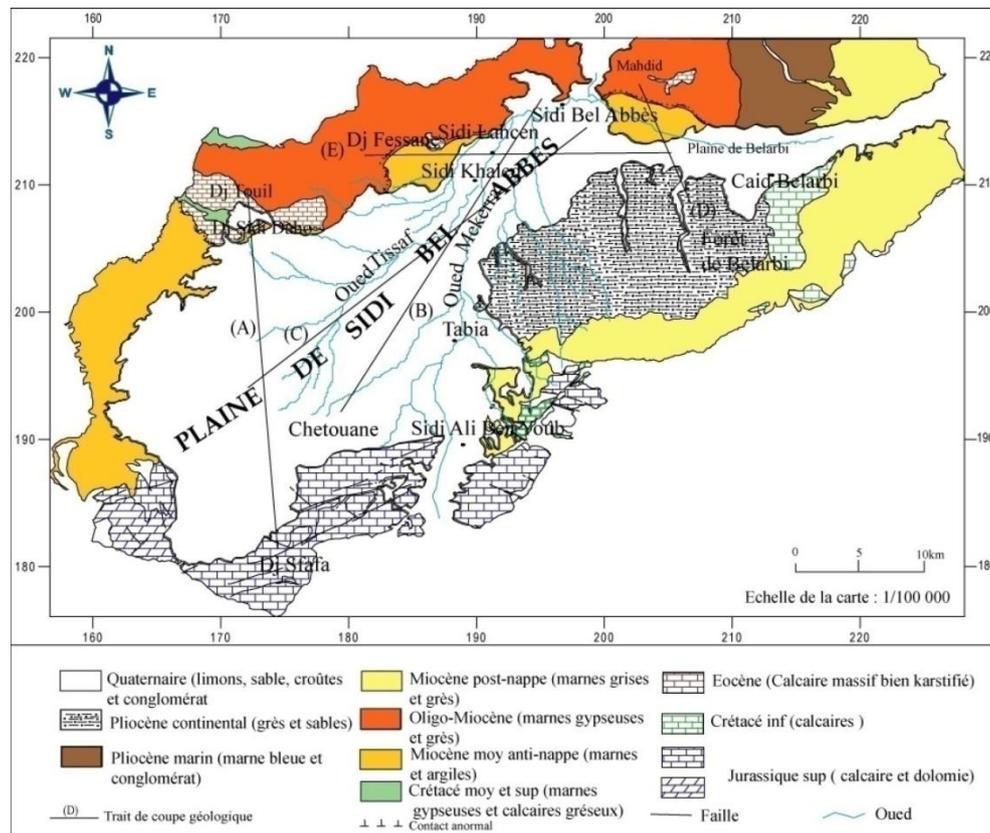


Fig. II. 2 : Esquisse géologique de la plaine de Sidi Bel Abbès. (Sourisseau. 1972)

2.5. Monts de Saida - Dhaya - Tlemcen

Chaine plissés et dépassent assez souvent les 1000 mètres d'altitude, situés au Sud de la plaine alluviale en bordure des hauts plateaux. Ces monts sont constitués essentiellement par des formations karstiques (calcaire et dolomie de Tlemcen) très accidentées du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur à intercalations de calcaires et de marnes (D. Auclair et J. Biehler, 1967).

3. La série stratigraphique

La succession stratigraphique telle qu'elle se présente en affleurements et en sondages dans la plaine de Sidi Bel Abbès s'établit comme suit :

3.1. Le Quaternaire :

Il représente le réservoir principal d'eau souterraine, il est représenté par les terrains suivants :

- Limons, argiles sableuses, argiles en faible épaisseur (jusqu'à 10 m) développées dans le centre et la partie nord de la plaine.
- Alluvions et conglomérats des terrasses en bordure des Oueds.
- Croûte calcaire principalement en bordure des massifs calcaires.

3.2. Le Cénozoïque

Les terrains du Cénozoïque occupent une vaste étendue dans notre bassin et sont représentés par les formations suivantes :

▪ Le Pliocène

Quatre formations peuvent être attribuées au Pliocène :

- **les dépôts alluvionnaires des plateaux**

Affleurant principalement dans la partie sud-ouest de la plaine. Ce sont des dépôts caillouteux et limoneux, parfois grés - sableux avec des intercalations de bancs de poudingues à gros éléments.

- **les conglomérats des chenaux aquifères**

Cette formation, attribuée au Salétien, est essentiellement conglomératique formée de galets hétérométriques (centimétriques à décimétriques) le plus souvent reliés par un ciment argilo - carbonaté. Ces galets sont le résultat de la désagrégation des terrains jurassiques et crétacés suite à des épisodes torrentiels. On rencontre aussi des lentilles argileuses et sableuses. Ces dépôts occupent les anciennes vallées creusées dans le plateau détritique pliocène (dont quelques lambeaux subsistent dans les interfluves) par les Oueds Mekerra et Lamtar alors très actifs.

- **Le complexe argilo-sableux**

Principalement déposé au Sud et à l'Est du bassin, composé d'argiles, argiles sableuses et argiles silteuses.

- **Le conglomérat des Hauts plateaux**

C'est un conglomérat ferrugineux à ciment dolomitique ou calcaire formé d'éléments centimétriques et décimétriques, contenant quelques lentilles gréseuses, au Sud de la plaine et dans la vallée alluviale de Sidi Ali Ben Youb particulièrement au pied des reliefs et au niveau des oueds qui les traversent.

- **Le Miocène**

Le Miocène se divise en deux formations :

- **Le Miocène supérieur**

Continental : présent dans le Djebel Ténira et les Djebels au Sud de Caïd Belarbi. Ce sont des dépôts d'environ 300 mètres de marnes grises à bancs de grès et à lentilles de galets plus ou moins cimentés.

Marin : Il affleure au Nord-Est de la plaine, dans la forêt de Louza. Il est constitué par des grès marneux (marins ou lagunaires plus ou moins gypseux).

- **Le Miocène moyen marin**

Formant le substratum de la plaine alluviale. Il est composé par des argiles et marnes grises ou blanchâtres très fines, parfois bien indurées, pyriteuses, comprenant des bancs de grès. Son épaisseur varie entre 20 et 500 m.

- **L'Oligocène**

L'Oligocène constitue l'essentiel des nappes de Tessala formant les reliefs nord du bassin versant. C'est un ensemble de marnes parfois gypseuses, grises avec quelques bancs de conglomérats à la base et de minces plaquettes de grès dans la partie supérieure.

- **L'Eocène**

Cet ensemble repose en contact anormal sur le Miocène supérieur anté-nappes ou sur le Crétacé moyen et supérieur. Il est constitué de dépôts calcaires massifs, durs bien lités, karstifiés et très fossilifères. Cet ensemble appartient aux nappes de charriage qui affleure essentiellement à l'Oued de Sidi Ali Boussidi, dans le Djebel Tinémar et au NE de Sid Bel Abbès, dans la région de Mehadid.

3.3. Le Mésozoïque

Les formations du Mésozoïque affleurent au Nord du bassin au niveau des monts de Tessala et au Sud dans la zone des hauts plateaux. Le Mésozoïque est représenté par des formations carbonatées, gréseuses et argileuses d'âge crétacé et jurassique.

- **Le Crétacé moyen et supérieur**

Cet ensemble forme le substratum de la nappe des calcaires éocènes, par sa nature marno-gypseuse, accompagné parfois de bancs de calcaires sombres et des calcaires gréseux peu épais. Dans les Monts de Tessala, ses terrains correspondent également à une nappe de charriage.

- **L'Aptien**

Il est constitué par des calcaires en bancs peu tectonisés, d'une épaisseur d'environ 140 m, il est mis en évidence, au Sud de Belarbi, à la faveur d'un horst (Sourisseau, 1973)

- **Le Barrémien**

Il n'affleure pas sur le bassin mais a été reconnu par le forage de Baudens 1. C'est une formation puissante constituée essentiellement de grès roux admettant des

intercalations d'argiles. Le sommet étant constitué de calcaires graveleux. Cette formation est appelée grès de Berthelot.

▪ **L'Hauterivien**

C'est le membre calcaréo - gréseux (D). Il affleure au Sud - Est du bassin versant sous forme d'une épaisse formation de (150 m) de calcaires graveleux et gréseux, de grès, avec à la base d'un ensemble marneux à bancs de calcaires gréseux.

▪ **Le Berriasien - Valanginien**

C'est le membre marno - calcaire (C), de la formation des calcaires de Remaila, constitué d'une alternance de marnes vertes et jaunes et des calcaires graveleux. Les principaux affleurements sont localisés dans la forêt de Djebels Dounteldat et Tizi au Sud-ouest de la plaine.

▪ **Le Portlandien**

C'est le membre marno - calcaire (B), de la formation des calcaires de Remaila. Il affleure largement entre Sidi Ali Benyoub et Ain Tellout. D'une puissance de (200 m), il est constitué de bas en haut par des grès blancs, des marnes verdâtres, et des calcaires graveleux.

▪ **Le Kimméridgien**

Le Kimméridgien est subdivisé en trois sous étages : inférieur, moyen et supérieur. Il affleure au Sud-ouest de la plaine, aux environs de Ain Tellout « Dolomies de Tlemcen ».

- Calcaires cristallins coiffés de dolomies et de calcaires marneux (Kimméridgien supérieur);
- Marnes intercalées de bancs de calcaires marneux peu épais (Kimméridgien moyen);
- Bancs épais de calcaires fins, séparés par des calcaires marneux et des dolomies gréseuses, d'une épaisseur de 20 m (Kimméridgien inférieur).

▪ Le Trias

Il est représenté par des marnes et des argiles gypseuses, contenant des basaltes, des granites et des dolomies bréchiques, il forme la semelle des nappes de charriage des Tessala et apparaît en diapir au NW de Ain Tellout. Des affleurements très localisés de Trias ont été observés aux environs de la localité de Zerouala et à Sidi Bel Abbès.

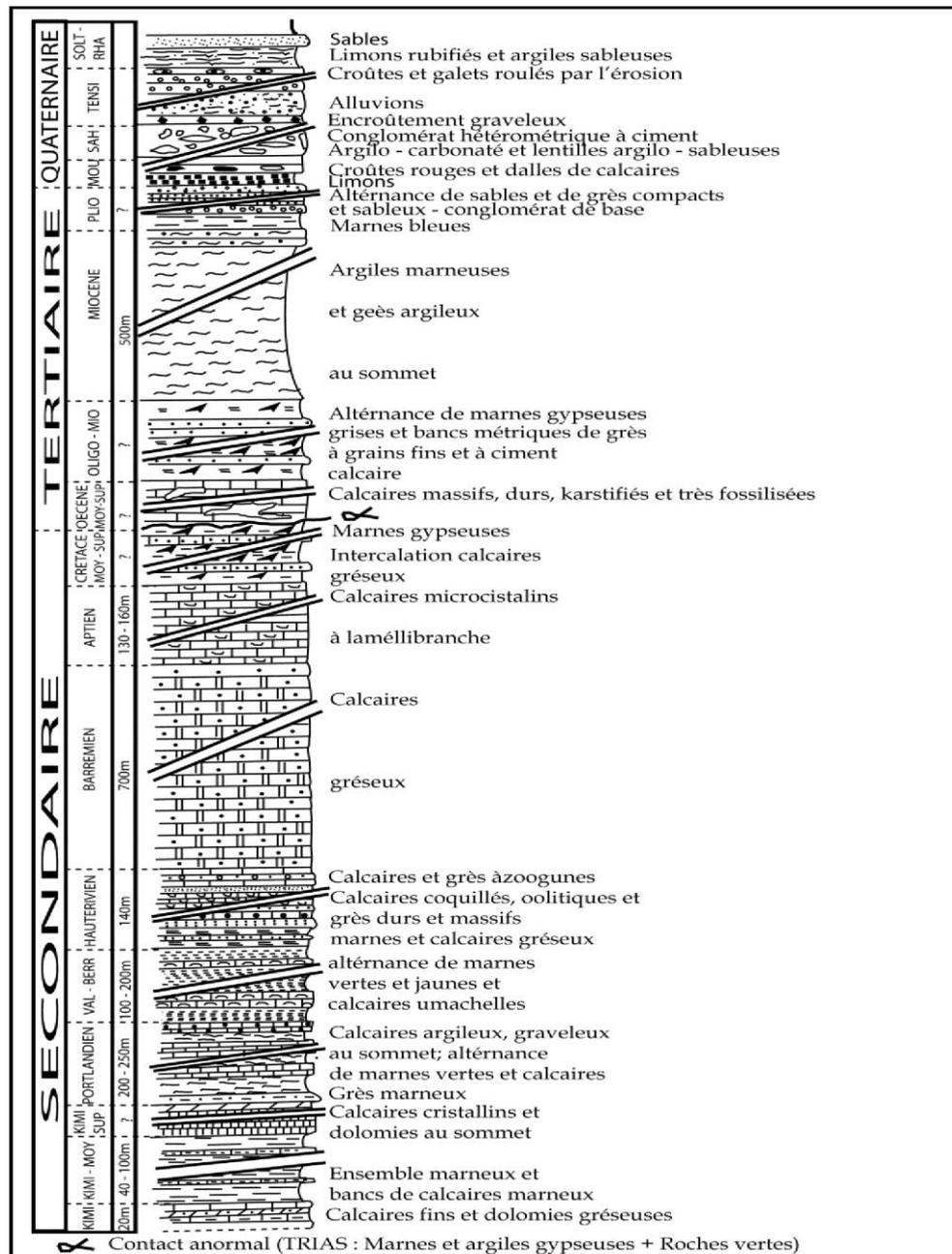


Fig. II. 3 : Log lithostratigraphique synthétique de la plaine de Sidi Bel Abbès

(Sourisseau, 1972)

4. Tectonique

Il existe deux styles tectoniques bien distingués dans le bassin versant de la Mekerra:

Au Nord, Les phénomènes de charriage ont permis à l'Oligo-Miocène, avec son front de lambeaux de calcaires éocènes, de recouvrir les terrains autochtones indifférenciés d'âge crétacé moyen et supérieur. Ceux-ci reposent sur le Miocène moyen marin anté-nappe.

Au Sud, les terrains karstiques peu plastiques, légèrement ondulés, donnent une tectonique cassante très prononcée, représentée sous forme des accidents verticaux et subverticaux, sans doute le reflet des déformations du socle, découpant le massif en deux directions (D. Auclair et J. Biehler, 1967) :

- WSW-ENE : Accidents effondrant en marches d'escalier le substratum Jurassico-crétacé dans la plaine de Sidi Bel Abbès.
- ESE-WNW : Accidents obliques délimitant des panneaux en horsts et grabens.

A l'Ouest, une cassure nette sépare les formations plio-quadernaires de la plaine alluviale des formations mésozoïques des hauts plateaux (G. Thomas. 1985).

A ces deux styles tectoniques, s'ajoute une activité tectonique récente qui se manifeste essentiellement par:

- La déformation du Miocène;
- Une faille dont le rejet peut atteindre 10 m au contact Pliocène continental Plio-Quadernaire;
- Une faille à faible rejet dans les conglomérats quadernaires des terrasses de l'Oued Tissaf.

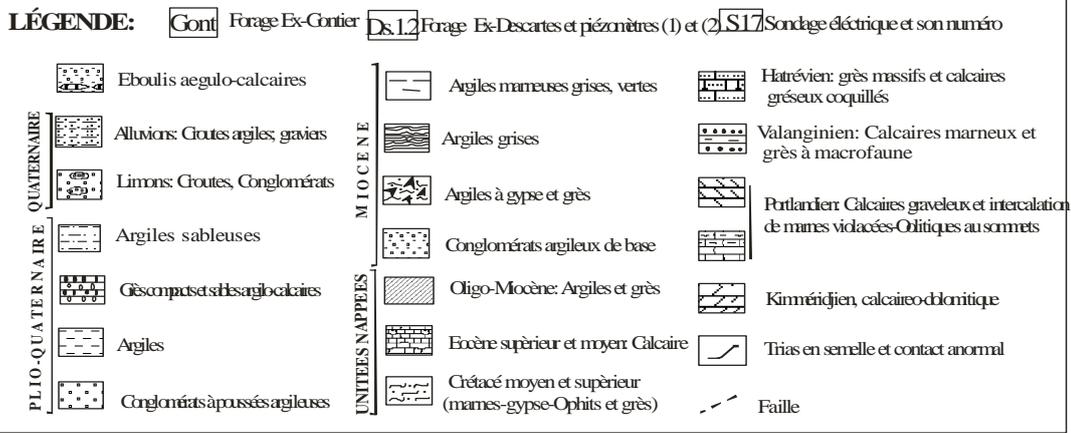
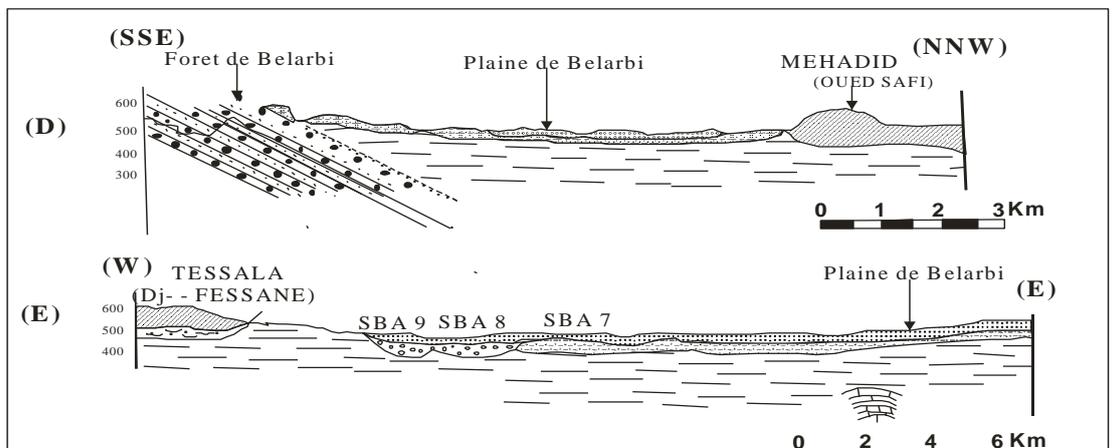
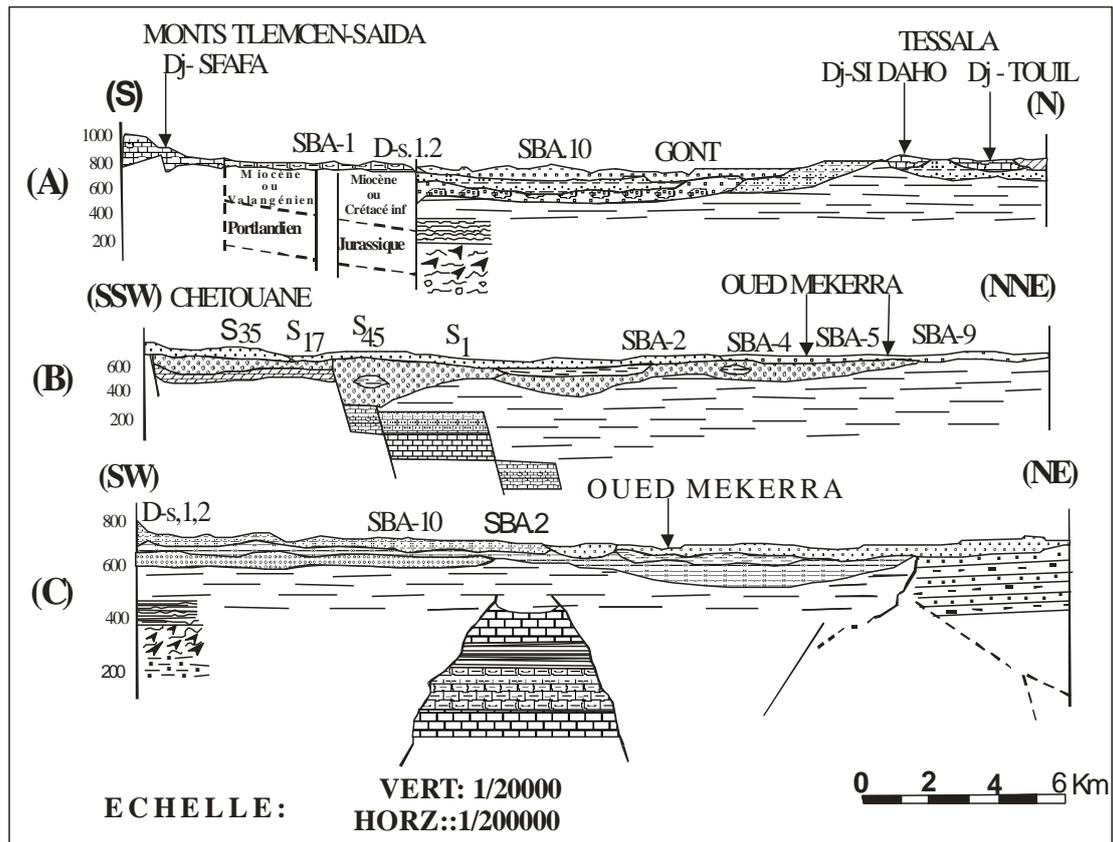


Fig. II. 4 : Coupes géologiques de la plaine de Sidi Bel Abbès (B Sourisseau, 1972)

4.1. Interprétation des coupes géologiques schématiques

D'après les coupes géologiques dressées par B. Sourisseau, 1972 (fig. II. 4), on distingue :

- **Pour les coupes A et B,**

Orientées Sud-Nord ; il existe trois failles successives délimitant quatre marches effondrées datées du Jurassique supérieur.

Les calcaires du Purbeckien qui affleurent au niveau de la coupe A dans les deux premiers panneaux, ne sont pas atteints à 600 mètres sous la plaine à Ben Badis, cela veut dire que le rejet de cette faille peu atteindre 1000 mètres à cet endroit.

Le Miocène marin constitue l'assise inférieure du remplissage Plio-Quaternaire surmonté par un cône détritique au niveau des oueds, puis le Quaternaire essentiellement argilo-sableux peu épais. On remarque aussi le lit d'Oued, fossile représenté par un chenal conglomératique grossier.

Vers le Nord, on observe le chevauchement des deux nappes de charriage des monts de Tessala et les écaillés de calcaires éocènes au niveau de Sidi Dahou.

- **Pour la coupe C et D**

On observe une épaisse formation détritique d'âge pliocène, et l'absence du chenal conglomératique grossier au niveau de la plaine de Belarbi (D).

- **Pour la coupe E**

On remarque à l'Ouest les nappes de charriage chevauchant le Miocène anté-nappe, vers le centre, le chenal conglomératique atteint une épaisseur maximale d'environ 40 mètres.

II. Approche hydrogéologique

Le bassin de la Mekerra présente un manque de connaissances sur le plan hydrogéologique. Depuis plus de 40 ans, la plaine de Sidi Bel Abbès a fait l'objet d'une seule étude au début des années 70 par Sourisseau B et al... Par la suite, les études menées par l'ANRH se sont limitées essentiellement aux suivis piézométriques et aux analyses hydrochimiques des eaux de la nappe alluviale. Notre travail se limitera à déterminer les principales caractéristiques hydrogéologiques et s'intéressera en particulier aux relations eau de surface-eau souterraine par l'étude des relations Oued-nappe.

Il n'est prévu d'exploiter ici que les éléments des études existantes, telle que "la carte hydrogéologique de la plaine de Sidi Bel Abbès" au 1/100 000, réalisée en 1974 par la DEMRH, les études liées aux ouvrages de captage de la ville de Sidi Bel Abbès et de tous autres réalisés dans la plaine de Sidi Bel Abbès.

1. Cadre géographique de la plaine de Sidi Bel Abbas

La plaine de Sidi Bel Abbès, se situe, entre l'Atlas tellien au Nord et le massif tabulaire de Tlemcen-Saida (bordure septentrionale des hauts plateaux) au Sud. Elle fait suite à la plaine d' Hennaya-Isser à l'Ouest et se prolonge vers l'Est par la plaine de Mascara dont elle est limitée par l'étranglement de Sfisef.

Cette plaine correspond au bassin versant de la moyenne Mekerra entre la cluse de Sidi Ali Ben Youb et le seuil du Rocher en aval de la Ville de Sidi Bel Abbès.

2. Cadre Morphologique de la plaine

La morphologie de la région présente différents aspects :

Au Nord, à l'Est et au Sud-Est, de multiples collines marneuses et marno-gréseuses culminent entre 600 et 900 m (Djebel Ténira),

Au Sud, d'importants massifs calcaires sont coiffés de sommets dépassant les 1000 mètres (Djebel Es Seigaa),

Au Nord-Ouest des sommets calcaires atteignent environ 800 mètres (Djebel Kerroucha).

La plaine est faiblement ondulée, quelques basses collines subsistent en son centre. Son altitude est comprise entre 450 et 800 mètres (DEMRH, 1974).

3. Identification des différents aquifères

La région d'étude peut être subdivisée en quatre entités hydrogéologiques distinctes (Figure. II. 5) avec les calcaires et dolomies jurassico-crétacés de Sidi Ali Ben Youb au Sud, la plaine alluviale proprement dite Plio-Quaternaire au centre, les grès pliocènes de la forêt de Tenira à l'Est et les calcaires éocènes de Sidi Ali Boussidi au Nord.

3.1. Nappe alluviale du Plio-Quaternaire

Cette nappe repose sur des formations marines du Pliocène (marnes bleues, grès et molasse), surmontées par des formations quaternaires très variées allant des alluvions plus ou moins cimentés d'épaisseur environ 45 m à la base jusqu'aux formations limoneuses et argiles sableuses au sommet. Elle constitue le siège d'une nappe libre à l'exception de quelques niveaux conglomératiques du chenal aquifère entre Sidi Khaled et Sidi Bel Abbès dans lequel la nappe devient semi captive.

Sur le plan tectonique, les formations plio-quaternaires n'ont subi aucune déformation à l'exception des conglomérats quaternaires des terrasses d'Oued Tissaf affectés d'une faille de faible rejet.

3.2. Nappe des grès pliocènes de la forêt de Tenira

Cet aquifère est constitué de formations conglomératiques à la base, puis de grès sableux à teneur en argiles variables, alternant avec des limons rouges et des conglomérats du Pliocène continental et repose sur les marnes grises du Miocène supérieur continental constituant ainsi son substratum.

Les grès du Pliocène de la forêt de Tenira sont limités à l'Est par les calcaires de Zigyne et au Sud par le Miocène supérieur continental. Ils contiennent une nappe discontinue alimentée exclusivement par son impluvium et qui elle même alimente la nappe alluviale principalement par l'intermédiaire de petites vallées étroites qui jouent un rôle de drain grâce à leur remplissage alluvionnaire.

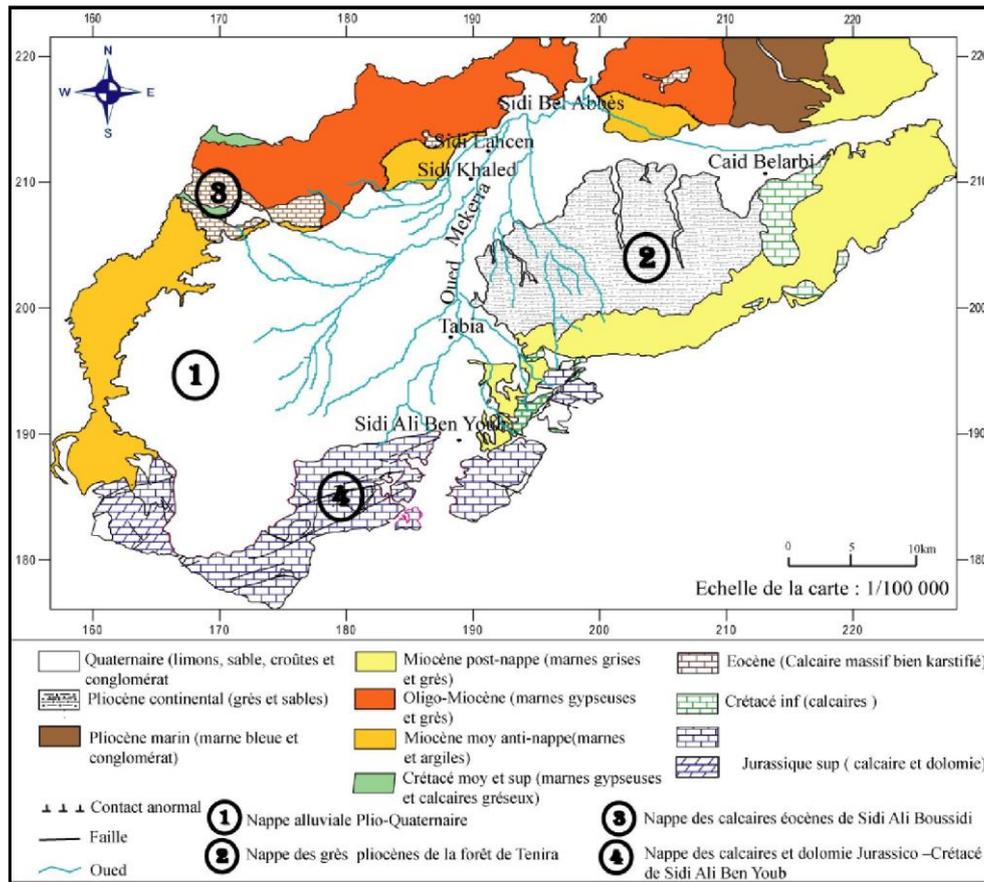


Fig. II. 5 : Schéma des aquifères de la plaine de Sidi Bel Abbès

(Carte hydrogéologique de la plaine de Sidi Bel Abbès, ANRH 1973)

3.3. Nappe des calcaires éocènes de Sidi Ali Boussidi (nappe des terrains charriés):

Cet aquifère est constitué essentiellement par un calcaire gris-bleu, dur, massif, bien lité et percé de lapiaz. Il repose anormalement sur des formations du Miocène moyen marin et du Crétacé moyen-supérieur autochtones qui affleurent au NW du bassin versant sous forme de marnes salifères et de calcaires. Il est surmonté par les unités allochtones de l'Oligo-Miocène, composées de marnes grises avec quelques bancs de conglomérats, constituant ici l'essentiel des nappes de Tessala.

Cette nappe est entièrement drainée par des sources dont les plus importantes sont: Ain El Hadjar, Ain Anefress et Ain Meddah. Ces sources déversent soit directement dans les alluvions, soit sur le Miocène marneux pour se réinfiltrer ensuite dans les alluvions de l'Oued Anefress. Malgré de bonnes caractéristiques

hydrodynamiques, ces calcaires n'ont en raison de leur faible impervium qu'une importance limitée (D. Auclair et J. Biehler, 1967).

La disposition structurale de cet aquifère est bien définie. Les phénomènes de charriage ont permis à l'Oligocène avec son front de lambeaux de calcaire éocène de recouvrir les terrains autochtones indifférenciés d'âge crétacé moyen et supérieur. Ceux-ci reposent sur le Miocène moyen anténappe.

3.4. Nappe des calcaires et dolomies Jurassico-crétacés de Sidi Ali Ben Youb

Situés dans la partie sud du bassin hydrologique, les formations épaisses de calcaires et dolomies Jurassico-crétacés (calcaire de Remaila, dolomie de Tlemcen) qui présentent des intercalations marneuses reposent sur les argiles du Trias et sont surmontées par les formations éocènes. Cet ensemble de faciès (faciès dolomitique bien karstifié, faciès calcaire fissuré, faciès marneux) est hydrogéologiquement peu connu. Nous pensons qu'il serait vraisemblable de le considérer comme un aquifère unique, les zones de bonne perméabilité étant probablement en relation avec les nombreux accidents responsables de la structuration en marche d'escalier WSW-ENE qui affectent le substratum Jurassico-crétacé.

L'infiltration directe des précipitations constitue sa principale source d'alimentation. Cette nappe est drainée par plusieurs sources dont les plus importantes sont: Ain Mekerreg et Ain Skhouna qui se déversent dans l'Oued Mekerra.

4. Inventaires et caractéristiques des points d'eau

4.1. Réseau de surveillance (puits et piézomètres)

Le réseau témoin actuel pour le suivi piézométrique de la région d'étude est composé de 17 points d'eau (7 puits et 10 piézomètres) repartis sur toute la plaine (Fig. II. 06), dont les caractéristiques sont mentionnées dans le tableau II. 01.

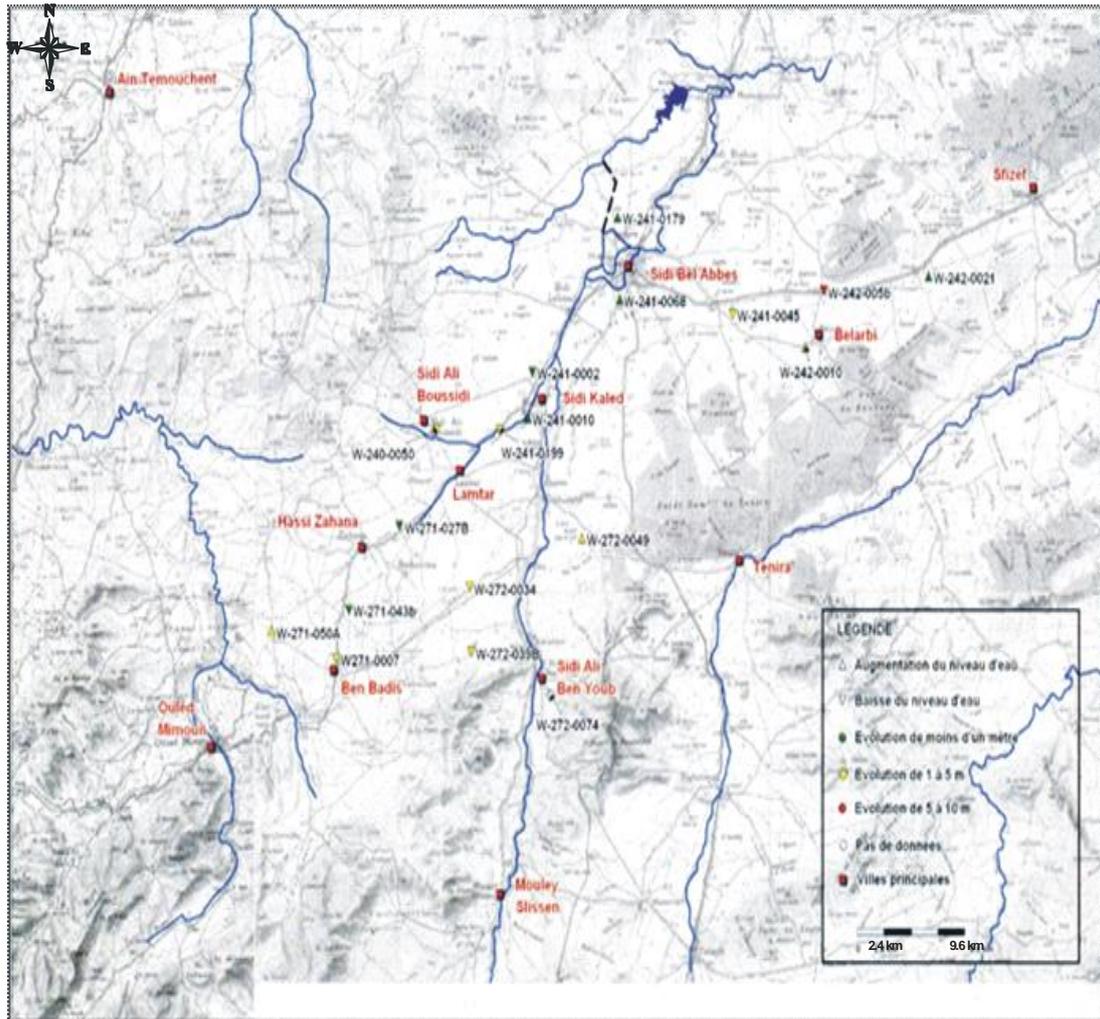


Fig. II. 06 : Localisation des points d'eau suivis par l'ANRH dans la plaine de Sidi Bel Abbès

4.2. Forages

Dans la plaine de Sidi Bel Abbès, il a été réalisé 44 forages dont 27 captant la nappe avec des profondeurs allant de 25.5 et 90 mètres, 13 forages (entre 100 et 243 mètres), 4 forages profonds (382 à 720 mètres). En plus du forage de reconnaissance pétrolier qui atteint 4035 mètres de profondeur (Inventaire de la PMH, SOGREAH, 2009).

4.3. Sources

Parmi les vingt sources inventoriées dans la plaine, les plus importantes sont: Ain Skhouna (photo 01), Ain Mekhareg, Ain El Hadjar, Ain Tatfamane, Ain Tass, Ain Anness, et Ain Meddah.

Les sources captées sont: Ain Skhouna, Ain Mekhareg, Ain El Hadjar, Ain Tattfamane, Ain Annefress.



Photo 01 : Source d'Ain Skhouna (SOGREAH, 2007).

L'étude des sources de Sidi Ali Ben Youb (Ain Skhouna, Ain Mekhareg) par 20 sondages électriques en AB = 600 et 1000 m, confirme une remontée du substratum calcaire jurassique (Purbeckien) a ce niveau. Ces deux sources proviennent de deux bancs calcaires distincts séparés par une trentaine de mètres de marnes (Sourisseau, 1972).

4.4. Barrages et les retenues collinaires

Au niveau du bassin de la Mekerra, il existe très peu d'infrastructures hydrauliques destinées à l'irrigation :

Le barrage écrêteur de Tabia, d'une capacité de 25 millions de m³, qui a pour objectif de procéder à l'écrêtement des crues centennales de l'oued Mekerra. Il est opérationnel depuis 2010.

En plus, il existe un petit barrage au niveau de Lamtar, réalisé en 1989, qui est à sec depuis 1992. Deux retenues collinaires : une a M. Ben Brahim, et une autre a Sidi Dahou (réalisées en 2005). Ces infrastructures sont toutes déficientes en eau (DHW Sidi Bel Abbès, 2008).

5. Etude piézométrique de la plaine de Sidi Bel Abbas

La plaine de Sidi Bel Abbés possède une hydrogéologie locale simple au niveau de la nappe alluviale et fort complexe surtout dûe aux différences de fracturation des formations calcaires jurassico-crétacés de Sidi Ali Ben Youb et éocènes de Sidi Ali Boussidi.

La profondeur moyenne de la nappe alluviale, par rapport à la surface du sol, est de l'ordre de 15 à 20 m, avec toutefois des zones moins profondes (10 m et moins) le long des oueds (W-241-0199) et des zones plus profondes (W-241-0179).

Tableau. II. 01 : Caractéristiques des points d'eau du réseau de Surveillance de la plaine de Sidi Bel Abbas

	N° d'ouvrage	X	Y	Z	TYPE	PROF, (m)
1	W240-0050	179.300	205.600	584.6	PUTTS	27
2	W241-0002	187.800	209.150	497.3	PIEZO	40
3	W241-0010	187.300	206.100	523.66	PIEZO	30
4	W241-0045	205.500	212.350	492.02	PIEZO	30
5	W241-0179	195.600	219.100	471.56	PUITS	32
6	W241-0068	195.600	213.650	458.11	PIEZO	50
7	W241-0199	184.800	205.400	531.55	PUITS	11
8	W242-005b	213.500	213.650	499.87	PIEZO	30
9	W242-0010	211.750	210.000	538.5	PUITS	20
10	W242-0023	222.700	214.300	613.12	PIEZO	52
11	W271-027B	175.080	199.400	593.9	PIEZO	40
12	W271-043b	171.200	194.000	658.41	PIEZO	53
13	W271-050A	164.400	192.850	632.41	PUITS	15
14	W272-0034	181.800	195.150	621.95	PIEZO	35
15	W272-039B	181.850	190.850	671.10	PUTTS	24
16	W272-0049	191.800	198.050	590.53	PIEZO	50
17	W272-0074	188.750	187.780	707.23	PUITS	14

ANRH d'Alger

5.1. Interprétation des cartes piézométriques

Plusieurs cartes piézométriques ont été réalisées sur la base des campagnes piézométriques menées par l'ANRH et les travaux de Sourisseau 1971 (fig. 01, 02, 03 et 04, Annexe I).

Ces cartes révèlent toutes un sens d'écoulement des eaux souterraines, orienté sud-ouest/nord-est et une direction secondaire Est - Ouest dans la vallée de Belarbi-Mostepha Ben Brahim.

La morphologie des iso pièzes est largement influencée par les hétérogénéités du milieu et présente deux allures différentes. La première est une concavité orientée vers l'aval qui est le cas le plus fréquent expliquant un débit faible et /ou une forte perméabilité. La seconde, présente une concavité orientée vers l'amont (SW de la plaine) qui traduit un bombement de la surface libre lié à l'influence des dépôts caillouteux et limoneux qui diminue la perméabilité.

La disposition et la forme des courbes iso pièzes qui sont presque parallèles aux calcaires et dolomies Jurassico-crétacés et aux grès du Pliocène continental, indiquent que l'alimentation de la nappe alluviale provient de ces deux formations.

A l'exception des eaux de la nappe situées à l'Ouest hors du bassin versant, l'eau qui transite par la nappe alluviale réapparaît exclusivement au lieu dit le Rocher situé au Nord de la ville de Sidi Bel Abbès principalement par l'Oued Mekerra.

Les gradients hydrauliques varient entre 0.7% dans le SW de la plaine et 0.5% près de Sidi Bel Abbès et Sidi Khaled avec une zone intermédiaire à 1% entre Tabia et Sidi Khaled. Les zones à faibles gradients correspondent à une augmentation de la transmissivité.

5.2. Evolution des fluctuations interannuelles du niveau piézométrique dans la plaine de Sidi Bel Abbas

Nous avons tenté une analyse du niveau piézométrique sur 4 piézomètres d'observations (Tableau II. 02).

Tableau. II. 02 : Variations du niveau statique dans les différentes régions de la plaine de Sidi Bel Abbas (ANRH d'Oran, 2010).

N° du Point d'eau	Niveau statique (m)			Différence entre les niveaux statiques		Régions de la plaine
	Déc 1971	Déc 2007	Déc 2009	(1971-2007)	(1971-2009)	
Pan (mm)	503.8	256.47	445.7	/	/	
W241-0002 P3	18,54	23.46	18,62	-4.92	-0,08	Sidi Khaled (centre)
W242-0010 P10	5,11	11.5	10,43	- 6.39	-5,32	Région Sud-Est
W241-0068 P1	20,02	22.07	21,62	-2.05	-1,6	Région centrale de la plaine
W272-0039 P15	18,12	18.97	19,47	- 0.85	-1,35	Région Sud-ouest

Le suivi sur les quatre piézomètres, montre un abaissement important du niveau statique, durant la période (1971-2007) surtout pour les points P3 et P10 (Tableau II. 02, Fig. II. 07). La principale cause serait la multiplication de points d'eau dans cette région, notamment pour l'irrigation des terres, et donc de l'augmentation du débit d'exhaure. Et surtout par le fait que de nombreux puits ont été approfondis par les agriculteurs.

Dans la partie sud ouest, la nappe du Plio - Quaternaire a subi des variations du niveau de 0,85 mètres. Dans la région centrale (chenal principal), la variation est de 2 à 3 mètres environs.

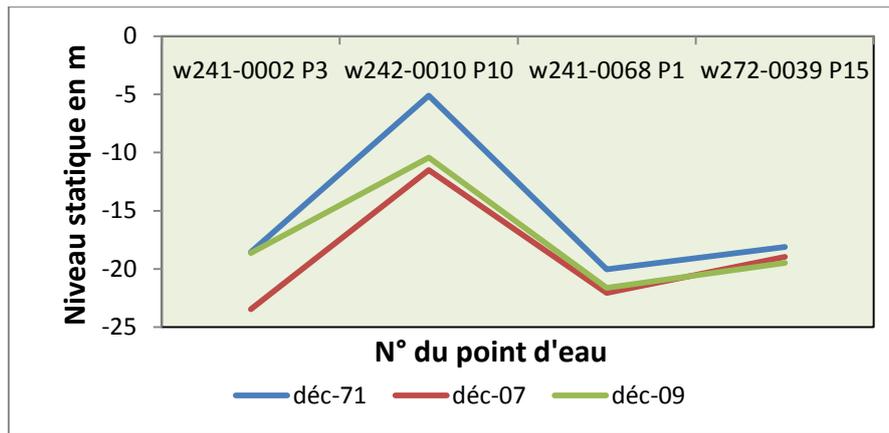


Fig. II. 07 : Variation de niveau statique dans la plaine de Sidi Bel Abbas

En ce qui concerne l'année 2009, on remarque une augmentation du niveau statique, pour tous les piézomètres cités dans le tableau II. 02.

La dépendance de la variabilité pluviométrique est assez apparente, au droit du piézomètre P3, situé dans la région de Sidi Khaled qui est proche de la zone d'exploitation.

Nous constatons que les faibles précipitations de l'année 2007 ont provoqué, sous l'effet du pompage, un rabattement piézométrique de l'ordre de 6.4 mètres dans la région Sud-Est, et 4.92 mètres pour la région de Sidi Khaled.

5.2.1. Variation décennal

Durant la dernière décennie (2000-2010), les différences des niveaux, ont atteint des valeurs extrêmes au niveau du piézomètre P8, pour les deux périodes hautes et basses eaux (tableau II. 03). Les rabattements les plus importants ont été enregistrés au niveau des piézomètres P4 et P2 en période de hautes eaux.

Tableau. II. 03 : Tableau comparatif des variations inter-annuelles du niveau statique (ANRH d'Oran)

N° du piézomètre	hautes eaux			basses eaux		
	Janv.-00	Janv.-10	différence	Juil.-00	Juil.-10	différence
W240-0050	14.76	14.54	0.22	14.64	14.33	0.31
W241-0002 (P3)	22.79	22.04	0.75	22.86	22.1	0.76
W241-0045 (P4)	11.98	13	-1.02	12.26	13.4	-1.14
W241-0068 (P1)	22.24	21.31	0.93	22.29	21.5	0.79
W241-0010 (P2)	8.63	10.25	-1.62	-	-	-
W242-0023 (P6)	18.75	17.48	1.27	18.72	17.32	1.4
W271-027B (P8)	26.1	22.73	3.37	28.64	24.14	4.5
W272-0049 (P17)	22.38	22.47	-0.09	22.4	23.36	-0.96
W272-039B (P15)	18.95	19.05	-0.10	18.91	18.98	-0.07

La remontée des niveaux des plans d'eau constatée au niveau de certains piézomètres, est le fait que l'année hydrologique 2009 - 2010 a été plus pluvieuse que les années antérieures.

5.3. La relation entre les pluies et le niveau statique

Le tableau II. 04, montre la variabilité du niveau statique à travers la plaine de Sidi Bel Abbes par rapport à la lame d'eau précipitée mensuelle.

Tableau. II. 04 : Les niveaux statiques enregistrés pour chaque mois à travers la plaine de Sidi Bel Abbes (2010 - 2011)

N° d'ouvrage	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aout
Pluie (mm)	17.4	75.1	31.2	14.5	67.8	19.5	17	64.3	51	11.9	1.5	3.9
W240-0050	14.96	14.85	14.37	14.28	14.20	-	-	-	-	-	-	-
W241-0002	18.73	18.67	18.70	18.62	18.54	18.49	18.52	18.69	18.42	18.46	18.54	18.52
W241-0045	9.90	9.80	10.07	9.93	9.80	9.96	10.49	9.80	10.03	10.12	10.39	10.53
W-241-0179	21.40	21.60	21.31	21.19	21.07	18.10	21.08	21.23	20.70	20.83	23.81	24.02
W241-0068	18.39	18.31	18.03	17.94	17.84	18.01	18.14	18.09	17.89	17.90	18.04	18.02
W242-005b	34.26	34.20	29.57	27.98	27.94	28.12	34.39	28.35	28.17	28.58	28.91	29.78
W242-0010	10.53	10.58	10.49	10.42	10.36	-	10.48	10.52	10.40	10.46	10.50	10.57
W242-0021	14.10	14.31	14.14	14.10	14.06	14.28	14.17	14.13	14.01	13.99	14.11	14.25
W271-027B	10.92	10.65	10.66	10.82	10.99	11.01	11.30	11.62	11.63	12.25	13.25	14.22
W271-043b	18.45	18.31	18.81	18.63	18.46	18.43	18.64	18.44	18.15	18.42	18.54	18.56
W271-050A	4.07	4.83	4.11	4.49	4.87	4.92	2.75	2.77	4.12	4.66	4.37	3.97
W272-0034	6.84	7.18	6.94	7.04	7.14	7.34	7.61	7.84	7.81	7.87	8.01	8.25
W272-039B	19.21	19.08	19.33	19.25	19.18	19.13	19.74	19.72	18.93	18.71	20.03	20.08
W272-0049	19.45	19.97	19.47	19.42	19.38	19.61	19.57	19.55	19.32	19.32	19.35	19.40

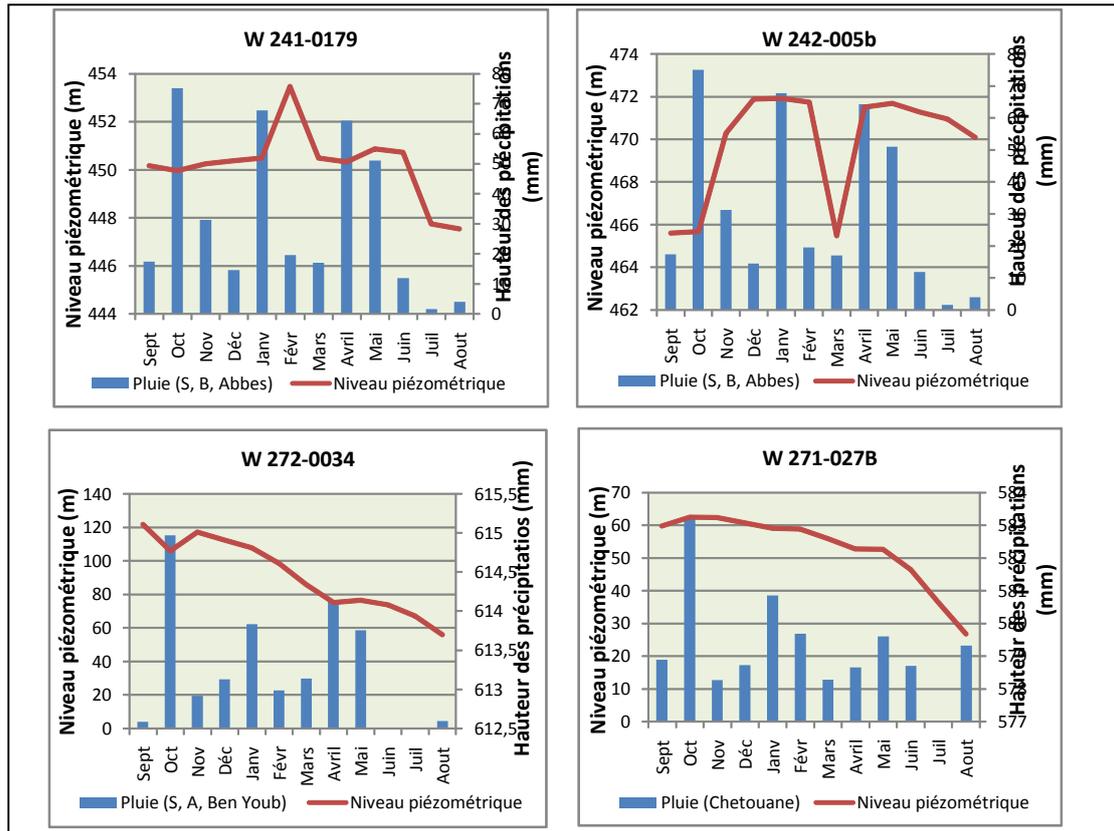


Fig. II. 08 : Relation pluie / niveau piézométrique (Année 2010/2011)

Les résultats obtenus nous ont permis de constater que certains piézomètres réagissent immédiatement aux variations pluviométriques.

Le régime de la nappe est donc, étroitement lié à celui des précipitations. La nappe semble réagir aux fortes pluies d’Octobre, Janvier et Avril (Fig. II. 08).

6. Interaction nappe / Oued Mekerra

6.1. Analyse des hydrogrammes moyens journaliers

En basses eaux (Figure. II. 09), allant de Juin jusqu'à la fin du mois d'Aout, la relation nappe-oued est bien claire et confirme la situation en période stable (pas de crues) lors des hautes eaux ou les débits tendent à se rapprocher à ceux en période d'étiages. Cet élément traduit l'existence de connexion permanente entre l'oued Mekerra et la nappe alluviale pendant toute l'année. Sachant que, la zone est intensément exploitée pour l'irrigation.

Les fortes perturbations sur les hydrogrammes des deux stations pour la période des basses eaux peuvent être dues à l'augmentation des prélèvements agricoles non pas aux variations des conditions des échanges nappe / Oued.

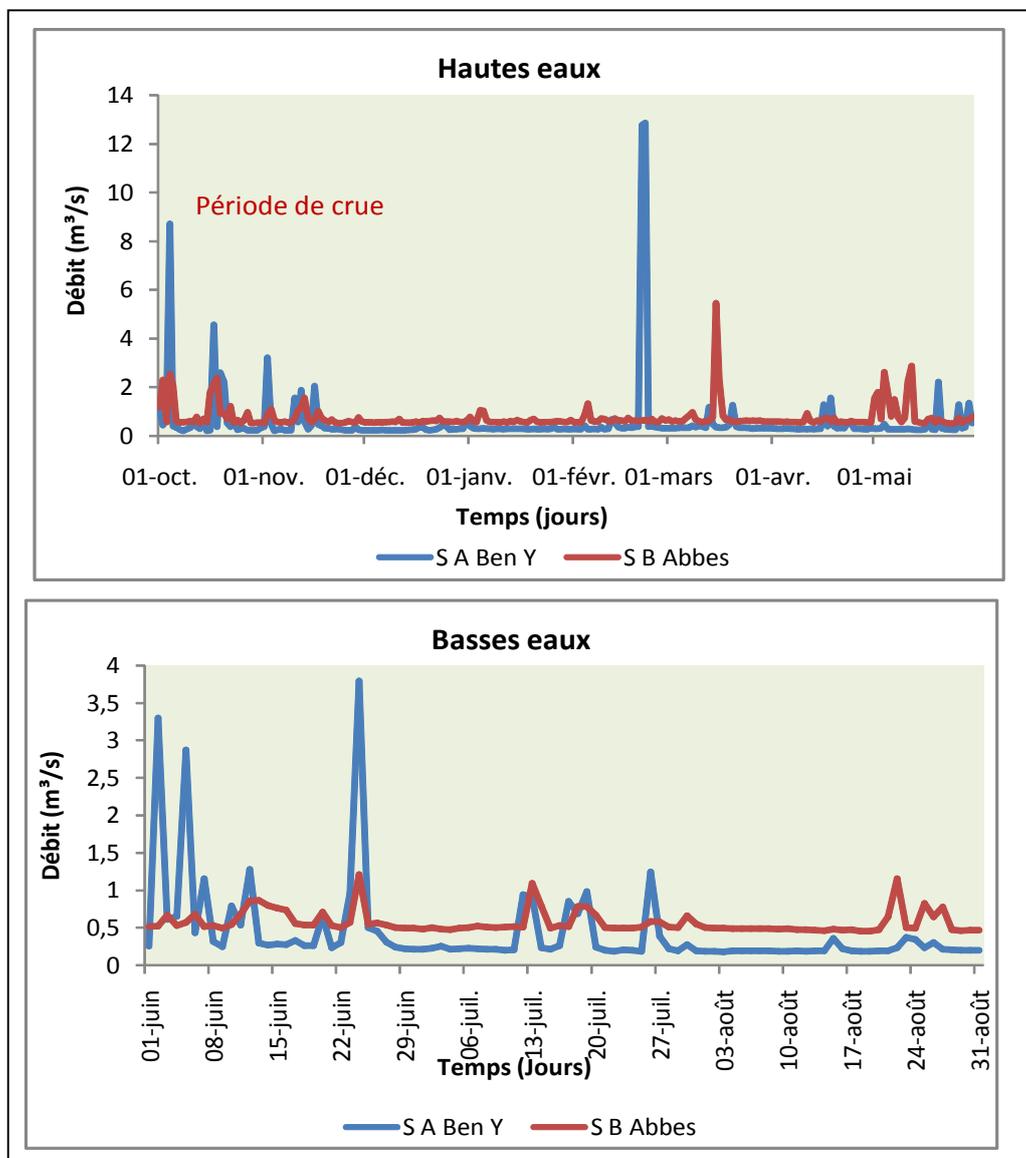


Fig. II. 09 : Analyse comparative des débits moyens journaliers des deux stations en période de hautes et basses eaux (1978/79-2008/09)

6.2. Analyse des cartes piézométriques

Sur la carte de 1971 établie à partir des relevés effectués au mois de janvier (fig. 01, Annexe I), l'allure générale des courbes hydro isohypses à proximité des oueds montre que la nappe alluviale alimente en partie les Oueds Mekerra et Tissaf sur toute l'étendue de plaine, ce qui indique un contact permanent entre la nappe et les

oueds. Cette situation a connu un léger recul en mois d'août 1983 (fig. 02, Annexe I) et qui continue à reculer sur la partie amont de la plaine jusqu'à 1996. Tandis que l'alimentation de l'oued par la nappe est toujours présente à l'aval de la plaine.

7. Examen de la carte des transmissivités

La carte des transmissivités, élaborée par B. Sourisseau en 1972 (fig. II. 10), met en évidence deux chenaux aquifères souterrains. Le plus important traverse toute la plaine le long de l'Oued Mekerra, presque interrompu près de Boukhanefis. Le second est allongé NE-SW suivant le cours des oueds Bedrabine et Tissaf et rejoint le premier près de Sidi Khaled. Dans ces chenaux, les valeurs de transmissivité s'échelonnent entre 5.10^{-3} et 10^{-2} m²/s dans certaines zones (Sidi Bel Abbès, Sidi Lahcen, Bedrabine et Sidi Ali Ben Youb). En dehors de ces chenaux, il existe des zones isolées de bonne transmissivité, en particulier près de Caïd Belarbi. Dans le reste de la plaine, les valeurs de la transmissivité sont très faibles en raison de la composition argileuse du remplissage alluvionnaire.

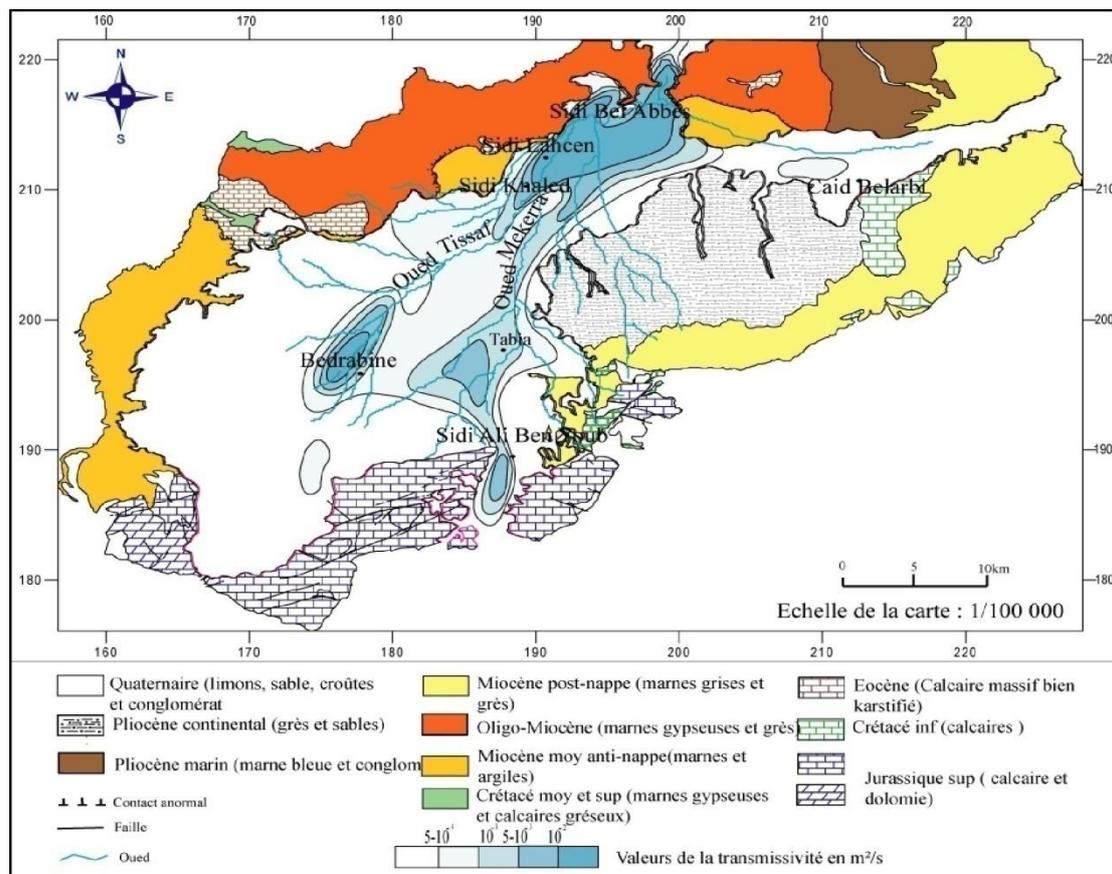


Fig. II. 10 : Carte des transmissivités de la plaine alluviale de Sidi Bel Abbès

(B. Sourisseau, 1972)

III. Conclusion

La présentation des caractéristiques lithologiques du bassin de l'oued Mekerra permettra dans un premier temps de dégager certains aspects des conditions de l'écoulement dans les différents sous bassins.

En effet, cette étude fait ressortir du point de vue géologique trois domaines distincts :

- Domaine de nappes de charriage Oligo – miocène au Nord;
- Domaine des formations plio-quaternaires constituant la plaine alluviale de Sidi Bel Abbès;
- Domaine karstique du Jurassico–Crétacé fortement accidenté au Sud de la plaine alluviale

Le bassin de l'Oued Mekerra est situé dans une région semi-aride dans laquelle les ressources souterraines jouent un rôle capital. L'étude de ses ressources a commencé par une description détaillée de principales formations aquifères :

Aquifères poreux

- Le remplissage du Plio - Quaternaire de la plaine de Sidi Bel-Abbes.
- les grès pliocènes de la forêt de Tenira.

Aquifères fissurés et karstiques

- Les formations calcaires et de dolomies Jurassico-crétacés des monts de Sidi Ali Ben Youb;
- les calcaires éocènes de Sidi Ali Boussidi,
- les calcaires de Zygine (Aptien) de la forêt de Belarbi;

Les fluctuations temporelles du niveau piézométrique de la nappe du Plio-Quaternaire dépendent de la pluviométrie. En effet la comparaison des données de la piézométrie de l'année 2007 avec celle de 1971 permet d'apprécier un rabattement piézométrique Dans le centre et la région Sud-Est de la plaine, ce qui explique l'effet du pompage.

L'alimentation de l'oued par la nappe est toujours présente et montre que la nappe alluviale alimente en partie les Oueds Mekerra et Tissaf sur toute l'étendue de la plaine, ce qui indique un contact permanent entre la nappe et les oueds.

CHAPITRE III
ETUDE HYDROCLIMATOLOGIQUE

I. Introduction

L'étude climatique a pour but de donner un aperçu sur la variation des différents facteurs climatiques dans le bassin versant. Soit à l'échelle temporaire sur une longue période d'observation (plusieurs dizaines d'années), où à l'échelle spatiale (la variation d'une région à une autre). Parmi ces facteurs, on distingue : les précipitations surtout la pluviométrie, la température et l'évapotranspiration à travers lesquelles on peut définir le type de climat du bassin versant.

Le climat de l'Algérie a fait l'objet de nombreuses études analytiques et synthétiques, notamment par Seltzer (1946), Bagnouls & Gausson (1953), Emberger (1954), Chaumont & Paquin (1971), Steward (1975), Bottner (1981), Le Houerou (1995). Tous ces auteurs s'accordent à reconnaître l'intégration du climat algérien au climat méditerranéen, caractérisé par une saison sèche et chaude coïncidant avec la saison estivale et une saison froide, pluvieuse en coïncidence avec la saison hivernale. En plus des facteurs morphologiques, lithologiques et biogéographiques, les conditions climatiques jouent un rôle déterminant sur le régime d'un cours d'eau, ce sont les précipitations surtout liquides, qui constituent le facteur essentiel intervenant par leur répartition annuelle et mensuelle, leur total journalier et surtout les averses génératrices des crues. Ces différents aspects des précipitations sont plus ou moins modifiés selon un effet combiné des autres paramètres physiques (altitude et exposition) et climatiques : la température, l'évaporation, l'évapotranspiration, les vents et l'humidité aussi, des facteurs qui influent sur l'écoulement et le régime hydrologique du bassin.

Le climat de notre région présentera donc tous les degrés intermédiaires entre un climat de montagne pluvieux, froid à amplitude thermique relativement faible avec chutes de neige et un climat de plaines plus sec relativement chaud et à forts écarts thermiques.

Cette hétérogénéité se traduit-elle au niveau du climat ? C'est ce que nous essayerons d'éclaircir dans cette partie.

II. Etude de précipitations

1. Collecte des données

La collecte des données s'est faite essentiellement auprès de l'Office National de Météorologie d'Oran (O.N.M), et de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H).

2. Réseau pluviométrique et séries d'observation

2.1. Choix de la période d'étude

Pour assurer une bonne représentation de notre région, il est nécessaire et indispensable que la période de collecte soit suffisamment longue, autrement dit l'échantillon doit être suffisamment grand. Ceci est indispensable, non seulement pour connaître les traits d'un climat, mais aussi pour suivre son évolution.

La plus part des stations de notre région ont connu des périodes d'arrêt pendant la guerre d'Algérie d'autres ont subi des modifications après 1962. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle (fig. III.1). De ce fait, et afin d'éviter un grand pourcentage lacunaire, nous sommes résolu à adopter l'année hydrologique 1978/1979 comme début de la série et l'année 2008/2009 comme fin de série pour chacune des stations retenues. L'intérêt et le but de cette série est de permettre la confrontation avec l'écoulement correspondant afin de dégager une étude hydro-pluviométrique et d'estimer la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin.

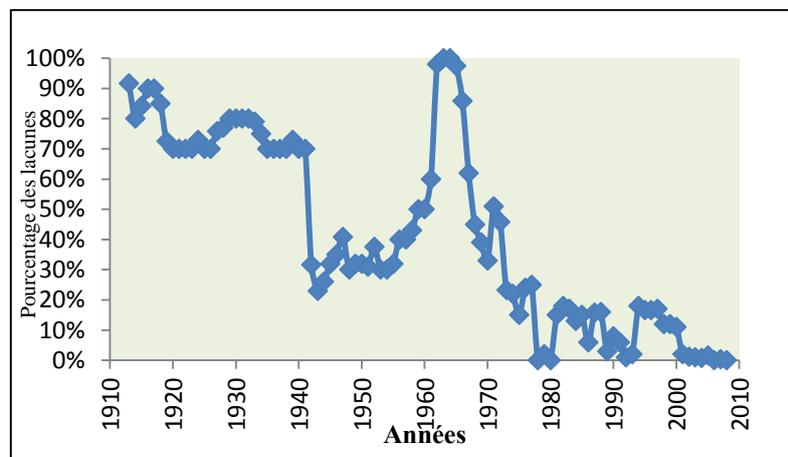


Fig. III.1: Pourcentage des lacunes pour l'ensemble des stations de la Mekerra

2.2. Choix des stations

Le volume d'informations pluviométriques recueillies dans le bassin de l'oued Mekerra est constitué d'une vingtaine de stations Malheureusement on n'a pu retenir que onze (11) postes, huit d'entre elles sont situées à l'intérieur du bassin, les trois autres sont implantées aux alentours de celui-ci (cette méthodologie, qui consiste à tenir compte des postes hors du bassin de l'oued Mekerra offre une meilleure approche pour mieux cerner ces phénomènes naturels), elles sont concentrées principalement dans le milieu du bassin. On peut dire que cette répartition n'est pas très équilibrée puisqu'elle ne recouvre pas uniformément tout le secteur (voir tableau. III.1 et figure III.2).

Tableau. III.1 : Caractéristiques des stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Mekerra

Code	Nom	Altitude (m)	Coordonnées (km)		Période de fonctionnement
			X	Y	
110102	RasElMa	1097	177.700	138.800	1913-2009
110201	S. A. Ben. Y	635	186.500	192.200	1913-2009
110305	S. B. Abbes	485	194.250	215.600	1918-2009
110310	Lamtar	576	181.400	203.000	1942-2009
110314	Aïn Trid	530	193.050	226.100	1942-2009
110203	Haçaiba	950	183.300	161.600	1942-2009
110502	Telagh	877	200.450	169.800	1942-2009
110507	F. Chabrier	755	194.800	190.450	1973-2009
110701	Taouzizine	1350	191.150	155.200	1942-2009
110334	Chetouane	679	175.300	191.250	1977-2009
160602	Merbeuh	1100	145.750	167.600	1942-2009

(Source: A.N.R.H & O.N.M)

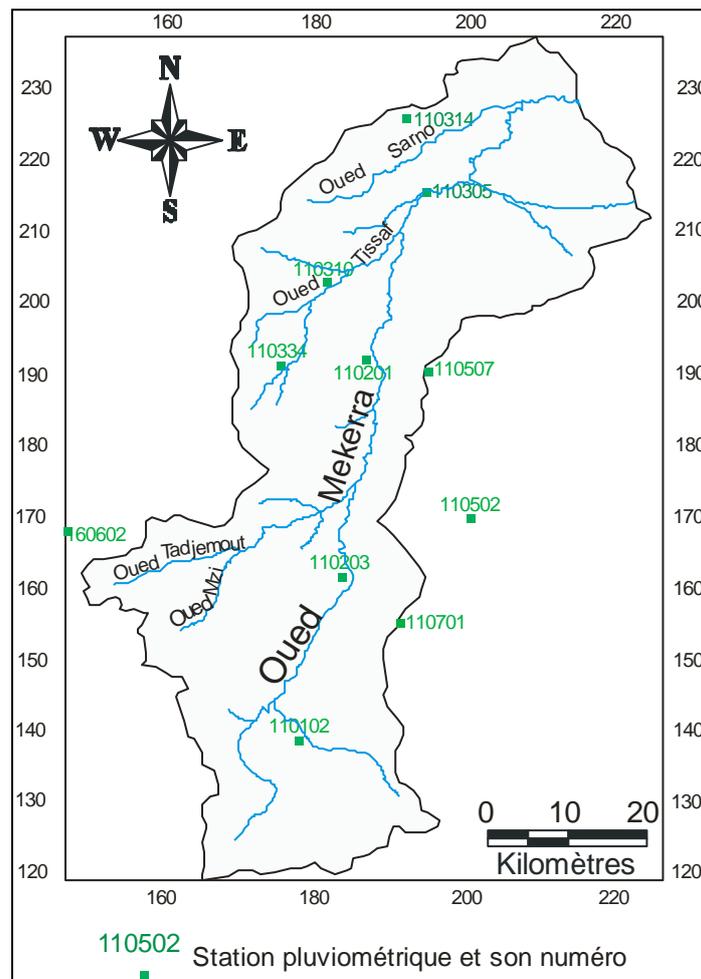


Fig. III.2: Répartition spatiale des pluviomètres sur le bassin versant de la Mekerra

3. Critique et homogénéisation des séries pluviométriques

Avant de pouvoir exploiter les informations statistiques des pluies fournies par les services gestionnaires, il est plus prudent de contrôler leur fiabilité par l'emploi des tests graphiques et numériques, afin de réduire les erreurs qui peuvent avoir des origines multiples (erreur de lecture, erreur de report, détérioration de l'appareillage et leurs conditions d'installations, etc...), qui pourraient les affecter.

3.1. Contrôle de la fiabilité des séries pluviométriques

Pour le contrôle de la fiabilité des séries pluviométriques nous avons établi par le moyen de la méthode "double cumuls" une vérification complète de l'homogénéité des totaux annuels, ensuite par la méthode de la corrélation linéaire, nous avons essayé de reconstituer par extrapolation des données manquantes dans les stations pourvues de lacunes, ce qui donc contribue à améliorer la cartographie des isohyètes.

La méthode de " double cumuls " est la plus utilisée, et la courbe des doubles cumuls est obtenue en portant en abscisses les totaux annuels cumulés de la station de base, et en ordonnées les totaux annuels cumulés de la station à vérifier; Si les points sont distribués de façon linéaire, on conclut que la série est homogène, au contraire, s'il apparaît une ou plusieurs cassures dans la distribution des points, la série n'est pas homogène.

La station de base choisie est la station de Sidi Bel Abbes, car c'est la station qui dispose d'une série continue et homogène, elle se trouve dans la partie aval du bassin où se trouve son exutoire.

L'application de cette méthode sur les données des stations: Sid Ali Ben Youb, Ras El Ma, Sidi Bel Abbes, Lamtar, Aïn Trid, Haçaiba, Chetouane, Telagh, Ferme Chabrier, Taouzizine Mf, et Meurbah, (figure.1, Annexe. II) permet de remarquer que l'alignement des points d'observations est acceptable, sauf celui de (Ras El Ma, Haçaiba, Telagh et Taouzizne Mf). Ceci est lié soit à l'éloignement entre ces stations et la station de référence (S.B. Abbes) soit par l'écart d'hauteur (Taouzizne Mf 1350m / SBA 485m). Mais en général, la corrélation entre les données de ces stations avec celle de SBA est satisfaisante.

3.2. Comblement des lacunes d'observation

L'analyse des séries d'observations pluviométriques révèle que les stations disponibles présentent des lacunes à l'échelle mensuelle (de un à plusieurs mois) et donc annuelle, ces lacunes sont dues soit à l'absence de l'observation soit à une défaillance du pluviomètre.

La restitution de ces données manquantes a été établie à l'aide de la méthode de corrélation linéaire. Cette méthode qui néglige la réalité géographique et les nuances pluviométriques locales, peut provoquer des erreurs de jugements, car on risque d'établir des régressions entre des stations dont le coefficient de corrélation apparaît élevé alors qu'elles n'ont en réalité aucun lien climatique.

En tenant compte de la spécificité de chaque région, nous avons essayé de regrouper les stations qui se corrélaient entre elles, non pas en fonction de coefficients de corrélation annuelle, mais de la pondération de la valeur du coefficient de corrélation

de chaque mois de l'année et de la réalité géographique, afin de dégager les zones pluviométriques homogènes.

Les lacunes d'observations ont été comblées mois par mois, toutefois pour les séries qui présentent des lacunes sur 6 mois ou plus pour une année donnée, on a estimé parallèlement, les totaux annuels afin de les confronter aux totaux mensuels estimés séparément, ce qui permet d'éviter une incohérence des résultats.

Les résultats finaux du contrôle de fiabilité et de comblement des données pluviométriques sont rassemblés dans le tableau. III.2.

4. Les variations spatiales et temporelles sur le bassin

Le Nord ouest algérien est soumis à une variation pluviométrique spatio-temporelle très irrégulière, Il convient de remarquer à partir de la figure III. 3 et le tableau. III.2, la tendance déficitaire des précipitations lors des 31 dernières années (1978/79-2008/09) où plusieurs valeurs annuelles se trouvent en dessous de la moyenne. C'est là, en effet, que l'on repère les années les plus sèches de la période considérée. Ceci implique donc que les séries pluviométriques qui seront utilisées pour le calcul des bilans hydrologiques correspondent à des périodes de faible pluviosité. Les conséquences directes vont donc se traduire par une faible hydraulicité.

Tableau. III.2 : Précipitations moyennes annuelles dans le bassin de la Mekerra
(1978/79-2008/09)

Années	110102	110203	110310	110502	110334	110507	110701	110305	110201	110314	160602	Moy
1978/79	116	298	342	235	334	316	316	300	78	370	329	271
1979/80	174	280	397	320	429	351	336	420	344	603	313	339
1980/81	165	288	393	203	346	347	406	316	432	536	338	322
1981/82	140	205	227	171	246	224	323	211	277	230	314	225
1982/83	161	256	280	173	239	230	300	283	252	354	384	242
1983/84	127	177	264	84	258	132	111	227	209	375	308	176
1984/85	154	245	419	243	343	330	252	412	349	476	312	305
1985/86	152	194	318	177	341	329	253	344	386	511	440	277
1986/87	168	389	338	220	397	309	154	302	358	372	492	301
1987/88	134	111	170	164	238	205	122	220	237	375	253	178
1988/89	212	217	229	164	271	258	221	226	280	300	270	231
1989/90	156	254	213	291	308	258	307	275	385	327	341	272
1990/91	190	444	354	321	467	393	535	365	472	521	569	393
1991/92	240	355	299	200	352	312	458	229	382	303	363	313
1992/93	130	222	222	139	294	205	259	211	272	259	257	217
1993/94	211	263	275	153	281	210	230	231	293	298	334	239
1994/95	194	306	168	238	351	324	301	251	353	291	376	276
1995/96	365	468	446	453	471	358	336	444	444	496	443	428
1996/97	174	165	146	162	220	160	141	176	201	128	335	172
1997/98	236	290	278	180	284	265	206	452	371	332	265	285
1998/99	166	213	211	172	257	236	146	346	230	276	302	220
1999/00	141	170	121	86	241	183	149	234	242	282	365	174
2000/01	183	246	350	241	382	400	150	330	403	334	499	299
2001/02	271	261	325	246	340	220	232	348	357	419	352	289
2002/03	271	326	361	277	347	289	296	355	316	421	457	315
2003/04	274	410	281	303	390	313	401	285	366	385	430	345
2004/05	120	165	275	144	202	168	168	272	156	380	395	205
2005/06	216	340	339	251	333	276	315	340	284	408	406	300
2006/07	186	293	288	287	271	311	365	310	381	299	304	300
2007/08	284	352	255	257	298	484	313	256	660	351	363	352
2008/09	303	531	557	362	519	476	519	591	611	497	496	497
P moy an	194	282	295	223	324	286	278	308	335	383	398	301

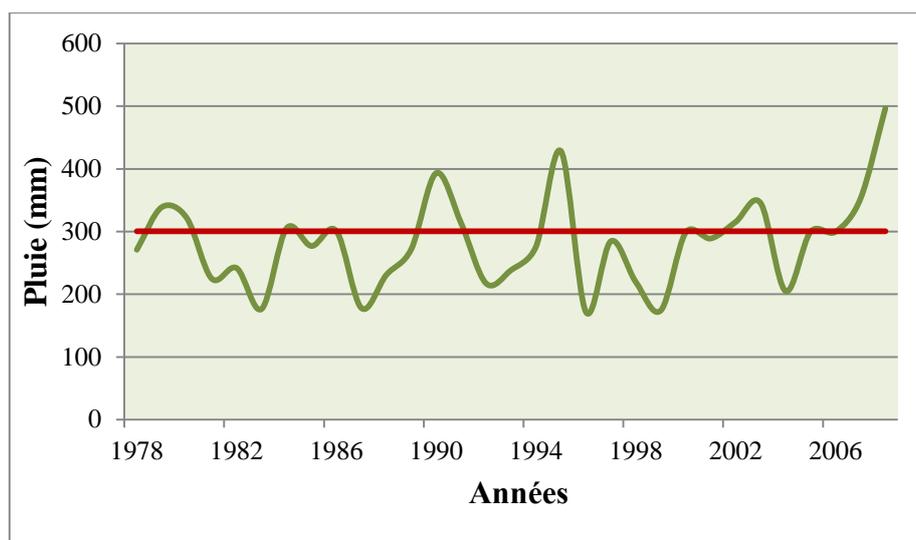


Fig. III. 3 : Variation des précipitations moyennes annuelles dans le bassin de la Mekerra (1978/79-2008/09)

Tous les auteurs qui ont étudié la pluviométrie en Algérie montrent que la répartition de la pluie subit trois influences, celle de l'altitude, les conditions topographiques, de la longitude et enfin celle de l'éloignement par rapport à la mer.

Ainsi, P. Seltzer (1946) a montré que la répartition des pluies en Algérie obéit aux trois lois suivantes :

- La hauteur de pluie augmente avec l'altitude mais est plus élevée sur les versants exposés aux vents humides que sur les versants sous le vent. La Figure. III. 4, montre clairement le rôle des barrières constituées par les monts de Tessala.
- Elle augmente de l'Ouest à l'Est.
- Elle diminue à mesure que l'on s'éloigne du littoral.

La carte de la répartition spatiale de la pluviométrie moyenne du bassin de la Mekerra (fig. III. 6) représente un échantillon caractéristique au niveau de l'Ouest algérien. En effet, la pluie diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne du littoral à cause de l'appauvrissement progressif de l'atmosphère en vapeur d'eau lors du passage des courants aériens qui abandonnent leur pluie en franchissant les chaînes montagneuses (monts de Tessala), tel est le cas de la station de Sidi Bel Abbes située à une altitude de 485 m qui ne reçoit que 308 mm, alors qu'à 30 km seulement au Nord, la station de Ain Trid est plus arrosée et reçoit 383 mm (tableau. III.3). Les monts constituent un premier obstacle au passage de nuages.

Tableau. III.3 : Précipitations moyennes interannuelles pour les différentes stations de la Mekerra (1978/79-2008/09)

Code	X	Y	Pluie (mm)
110102	177.7	138.8	194
110201	186.5	192.2	335
110305	194.25	215.6	308
110310	181.4	203	295
110314	193.05	226.1	383
110203	183.3	161.6	282
110502	200.45	169.8	223
110507	194.8	190.45	286
110701	191.15	155.2	278
110334	175.3	191.25	324
160602	145.75	167.6	398

On note également une sensible augmentation pluviométrique de l'Est vers l'Ouest, La station de Meurbah qui appartient au bassin versant de la Tafna se trouvant à la limite ouest du bassin versant de la Mekerra à une altitude de 1100 m, enregistre 398 mm. Pratiquement à la même latitude, la station de Telagh appartient au sous bassin de Oued El Hammam (la limite Est du bassin de la Mekerra) à une altitude de 877 m n'enregistre que 223 mm. En allant vers le Sud du bassin, la station de Ras EI Ma, se trouvant à 1097 m d'altitude, n'enregistre qu'une hauteur de pluie de 194 mm.

Ainsi le bassin de la Mekerra présente diverses zones pluviométriques bien distinctes :

- Zone septentrionale (Basse Mekerra) est bordée par les Monts de Tessala qui influencent la répartition pluviométrique et les écarts entre les stations (Ain Trid et Sidi BeI Abbes),
- Zone centrale (Moyenne Mekerra), où apparait l'influence du relief. Les djebels Bel Alatène et Assès traduisent des écarts marqués dans la pluviométrie, Dépendamment de l'altitude, cet écart varie entre 280 mm et 380 mm,
- Zone méridionale qui connait une diminution progressive vers le Sud entre Haçaiba 282 mm et Ras EI Ma 194 mm.

4.1. Evaluation de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin

Comme dans toute étude pluviométrique, nous sommes référés à une période d'observation qui s'étale du premier Septembre 1978 au 31 Août 2009.

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour le calcul de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin versant :

4.1.1. Moyenne arithmétique

C'est une simple moyenne arithmétique des précipitations moyennes annuelles des stations pluviométriques relevées aux même temps, aux différentes stations du bassin ou dans son voisinage pour une période déterminée.

Elle est déterminée par la relation:

$$P_m = \bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n}$$

P_m : Précipitations moyennes annuelles sur le bassin (mm).

P_i : Précipitations moyennes annuelle au niveau de chaque station (mm).

n : Nombre de stations d'observation, $n=11$

La valeur de la pluie moyenne annuelle du bassin de l'Oued Mekerra calculée par cette méthode est égale 301 mm.

4.1.2. Utilisation des graphiques (les trois lois de l'Algérie)

C'est une méthode graphique empirique tirée de l'ouvrage de Seltzer. Une simple lecture sur ce graphique (figure. III. 4) et correspondant à notre zone d'étude de l'oued Mekerra donne une valeur pluviométrique moyenne de 240 mm.

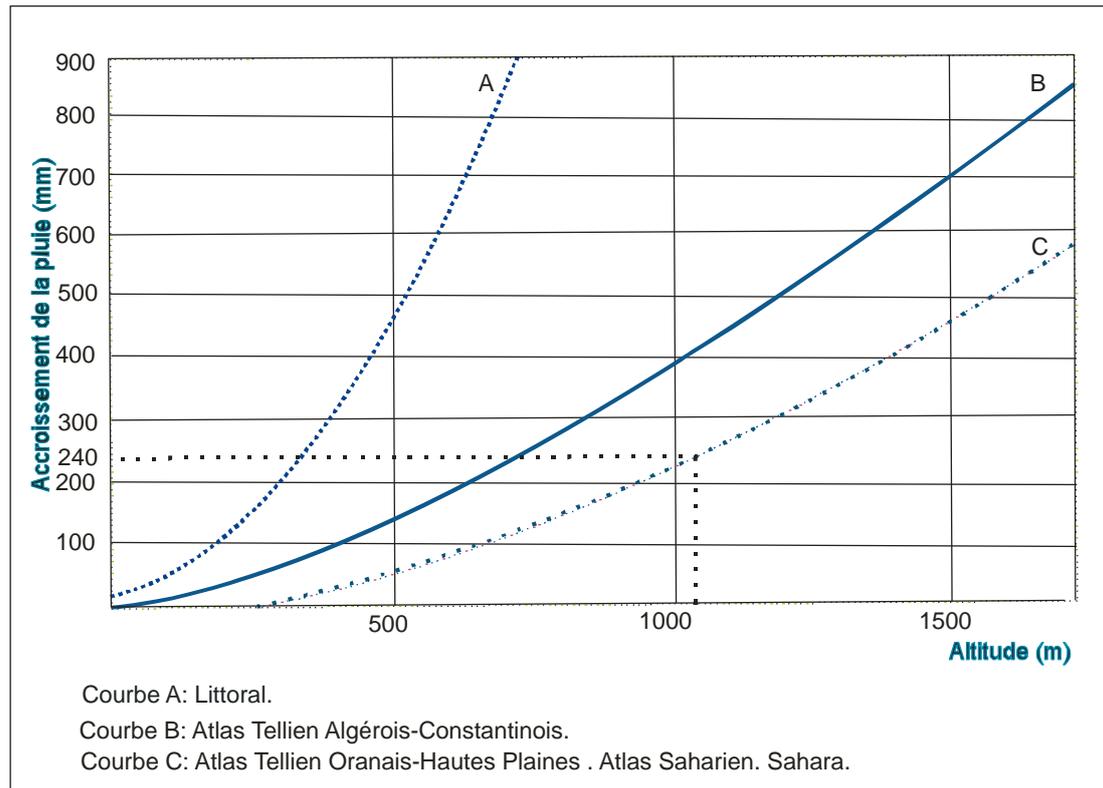


Fig. III. 4: Méthode graphique (Seltzer, 1946)

4.1.3. Méthode de Thiessen

C'est l'une des méthodes les plus rapides et les plus utilisées, elle consiste à diviser la surface du bassin en polygones, dans lesquels on attribue à chaque poste pluviométrique un poids proportionnel à une zone d'influence. Un point situé dans cette zone soit plus près en distance horizontale du pluviomètre correspondant que toute autre pluviomètre (Fig. III. 5). La construction est la suivante:

- Les stations disponibles étant reportées sur une carte.
- On trace une série de droite reliant les stations adjacentes.
- Au milieu de chacune de ces droites on prend une perpendiculaire.
- Les intersections de ces médiatrices déterminent un certain nombre de polygones, pour chacun des quels la hauteur des précipitations moyenne est prise égale à celle de la station comprise à l'intérieur du polygone qui l'entoure.

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i P_i}{S_t}$$

Avec :

\bar{P} : Pluie moyenne sur l'ensemble du bassin (mm).

S_i : Surface élémentaire d'égales précipitations (km^2).

P_i : Précipitations moyennes sur la surface élémentaire qui est égale à celle de la station située à l'intérieur de la surface élémentaire (mm).

S_t : Surface totale du bassin (km^2).

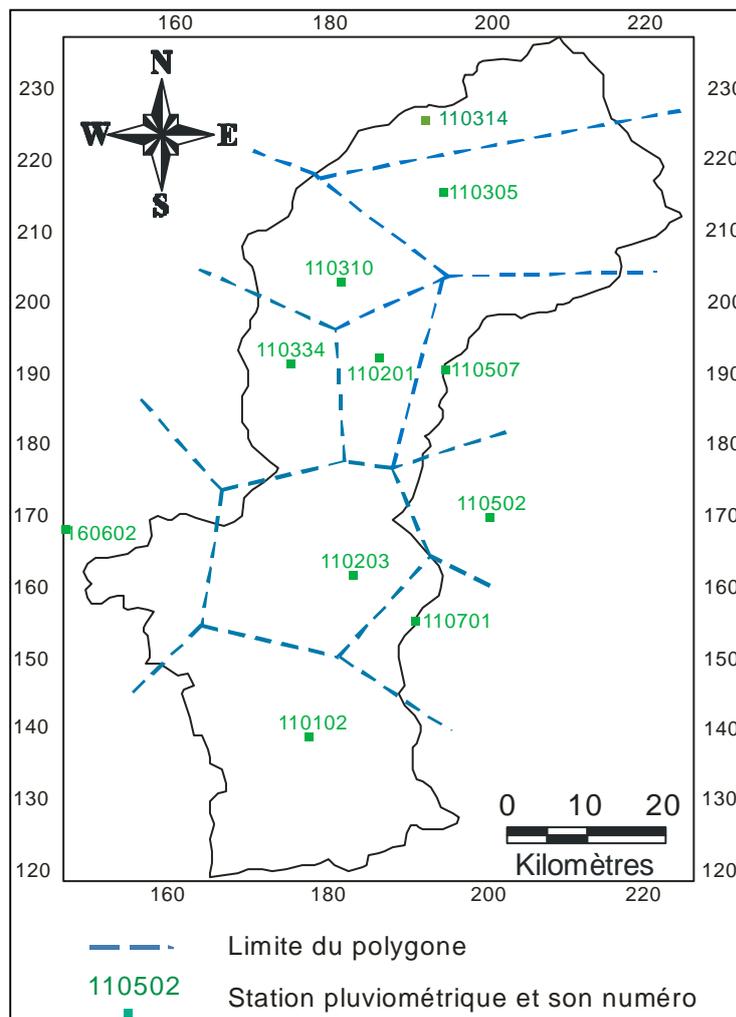


Fig. III. 5 : Méthode de Thiessen

La méthode de Thiessen donne les résultats suivants :

Tableau. III. 4 : Application de la méthode de Thiessen au calcul de la pluie moyenne annuelle

Stations	P_i (mm)	S_i (km ²)	$S_i P_i$
Ras E1Ma	194	619.33	120150.02
SAB	335	143.52	48079.2
SBA	308	567.45	175058.33
Lamtar	295	250.52	73903.4
Ain Trid	383	272.42	104473.1
Haçaiba	282	492.87	138890.76
Telagh	223	12.85	2868.12
Ferme Chabrier	286	166.41	47609.9
Taouzizine Mf	278	97.19	27018.82
Chetouane	324	276.21	89547.28
Meurbah	398	161.6	64332.96
P moy (mm)		291	

4.1.4. Méthode des isohyètes

L'étude plus ou moins précise des variations spatiales des précipitations annuelles moyennes passe par l'élaboration d'une carte d'isohyètes, avec la série corrigée et homogénéisée (1978/79-2008/09).

Pour passer à la pluie moyenne (P_m) tombée sur la surface totale du bassin (S_t), on planimètre chacune des surfaces élémentaires (S_i) délimitées par les isohyètes (P_i) et (P_{i+1}). Comme le montre le tableau. IV. 5.

On calcule (\bar{P}) précipitée sur la surface du bassin en prenant les précipitations moyennes entre les deux isohyètes successives, par la surface comprise entre ces isohyètes, en totalisant ces produits et en divisant sur la surface totale du bassin versant.

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i P_i}{S_t}$$

Avec \bar{P} : Pluie moyenne tombée sur le bassin (mm).

P_i : Précipitations moyennes entre les isohyètes successives (mm).

S_i : Surface comprise entre deux isohyètes successives (km²).

S_t : Surface totale du bassin versant (km²).

A partir des valeurs des précipitations aux différentes stations, a été dressée une carte des isohyètes (Figure III.6). Elle présente la répartition de pluies couvrant la période 1978/79-2008/09.

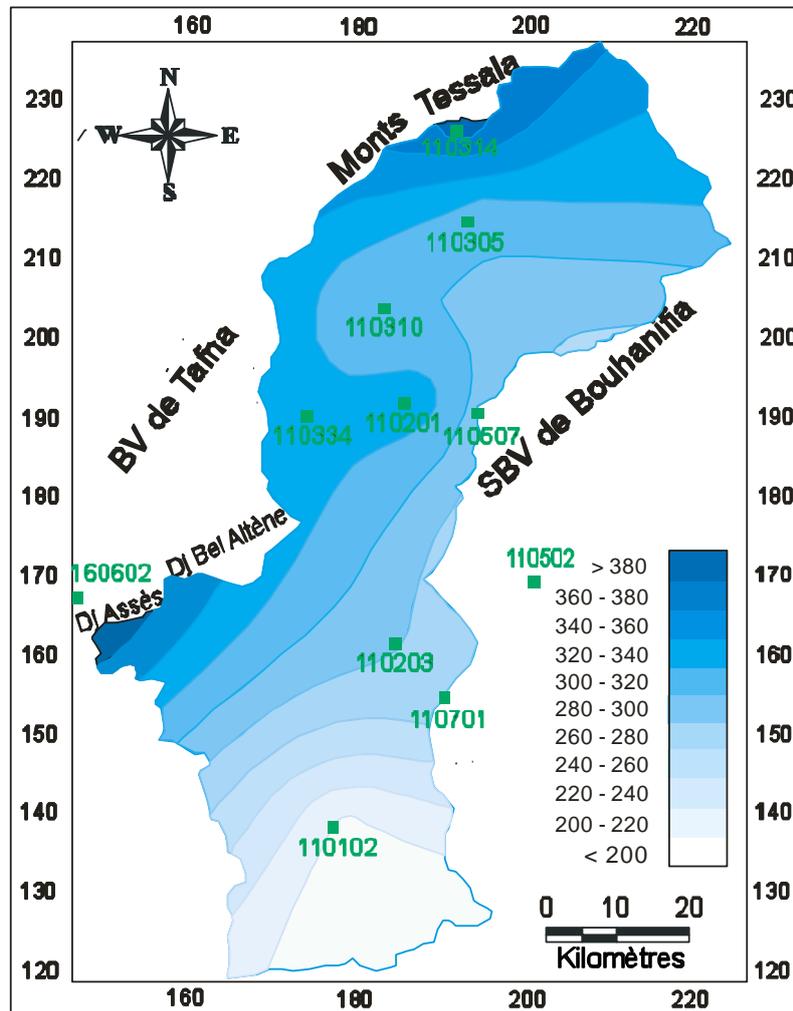


Fig. III. 6 : Carte en isohyètes de la Mekerra (1978/79-2008/09)

Tableau. III. 5: Pluie moyenne annuelle calculée par la méthode des isohyètes

Hauteur (mm)	Surface entre deux isohyètes Si	$(P_i+P_{i+1})/2$	$S_i *(P_i+P_{i+1})/2$
>380	39.61	380	15051.8
360-380	129.6	370	47952
340-360	184.3	350	64505
320-340	601.84	330	198607.2
300-320	665.9	310	206429
280-300	507.13	290	147067.7
260-280	303.45	270	81931.5
240-260	137.68	250	34420
220-240	139.82	230	32158.6
200-220	171.37	210	35987.7
<200	179.67	200	35934
P_{moy} (mm)	294		

Pour le bassin de l'oued Mekerra, P = 294.1mm.

Presque la moitié de la superficie totale du bassin possède une pluviométrie inférieure à 280 mm. Les tranches d'altitudes comprises entre 1200 à 2200 m représentant 10% de la surface totale se caractérisent par un module pluviométrique supérieur à 280 mm par an.

Tableau. III.6: Comparaison des hauteurs de pluies moyennes annuelles des différentes séries (mm)

Méthode	Moyenne arithmétique	Graphique de Seltzer	Thiessen	Isohyètes
Pluie moyenne (mm)	301	240	291	294

4.2. Répartition pluviométrique interannuelle

Aux variations spatiales des précipitations annuelles s'ajoutent des variations temporelles qui restent, toutefois moins marquées qu'à l'échelle mensuelle. Le phénomène de variabilité inter annuelle des modules pluviométriques est bien exprimé par le coefficient de variation (C_v) qui traduit la dispersion relative des pluies. Les valeurs du coefficient de variation relatives à la période (1978/79-2008/09) pour les stations retenues pour l'étude (Tableau. III. 7) (Figure. III. 7), oscillent entre 0.24 et 0.40, ce qui implique une variabilité assez faible dans l'ensemble, par rapport à la variabilité des précipitations mensuelles qui s'exprime parfois par un coefficient de variation 10 fois plus élevé. Il est à remarquer que la variabilité inter annuelle est

légèrement plus forte dans la station de Taouzizine (0.40), autrement dit, l'irrégularité pluviométrique s'accroît là où la hauteur de pluie est la plus faible.

Tableau. III.7 : Moyennes inter-annuelles, écart types et coefficient de variations de la série pluviométrique (1978/79-2008/09) pour les différentes stations du bassin

Stations	Moy inter-annuelle	Ecart type	Coefficient de variation
Ras El Ma	194	60,85	0,31
S. A. Ben Y	335	118,62	0,35
S. B. Abbas	308	89,16	0,29
Lamtar	295	93,44	0,32
Ain Trid	383	103,84	0,26
Haçaiba	282	96,46	0,34
Telagh	223	80,12	0,36
F Chabrier	286	85,75	0,30
Taouzizine Mf	278	111,69	0,40
Chetouane	324	77,66	0,24
Meurbah	398	111,24	0,28

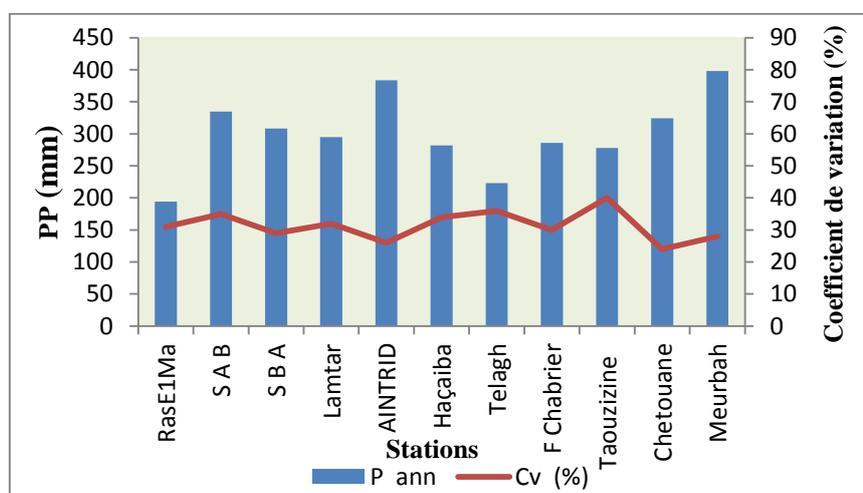


Fig. III. 7 : Relation entre les pluies annuelles et leurs coefficients de variation

Afin de caractériser la pluviosité propre à chaque année, il convient de tenir compte de "l'écart type" correspondant à l'excédent, ou au déficit des précipitations de l'année considérée rapportée à la moyenne de la série, nous avons relevé toutes les années pluviométriques extrêmes humides et sèches (tableau. III. 8).

Cet écart est calculé par :

$$E (\%) = \frac{(P_i - P_m) \cdot 100}{P_m}$$

E : Ecart à la moyenne.

P_m : Module pluviométrique moyen (moyenne interannuelle).

P_i : Total de l'année considérée,

Tableau. III. 8 : Ecart à la moyenne des précipitations annuelles extrêmes
(1978/79-2008/09)

Stations	Moy, annuelle	Année humide	Ecart à la moyenne E (%)	Année sèche	Ecart à la moyenne E (%)
	(1978/79-2008/09)	extrême		extrême	
	(P _m)	(P _i)		(P _i)	
Ras E1Ma	194	365	88,23	117	-39,96
S A B	335	660	97,10	80	-76,24
S B A	308	591	91,58	176	-43,02
Lamtar	295	557	88,96	121	-58,91
Ain Trid	383	603	57,19	128	-66,75
Haçaiba	282	531	88,39	111	-60,68
Telagh	223	453	103,03	84	-62,52
F Chabrier	286	484	69,22	132	-53,84
Taouzizine	278	535	92,34	111	-60,21
Chetouane	324	519	60,14	202	-37,76
Merbeuh	398	569	42,96	253	-36,55

L'écart à la moyenne (Tableau.2, Annexe. II), varie entre 103.03% à Telagh et 42.96 % à la station de Merbeuh pour les années de plus forte pluviosité, avec une moyenne de 79.92% sur tout le bassin. Pour les années de faible pluviosité, l'écart varie entre -76.24% à Sidi Ali Ben Youb et -36.55% à Merbeuh dont la moyenne est de l'ordre de -54.22%. Sur la période étudiée, on remarque que les valeurs positives se concentrent entre 1978/79-1980/81 et 2000/01-2008/09 traduisant un excès de précipitations (période humide), contrairement aux valeurs négatives qui caractérisent la période sèche allant de 1981/82 à 1999/00.

D'après le tableau III. 8, l'année d'extrême aridité pour la majorité des postes est l'année 1983/84 et la plus humide est 2008/09.

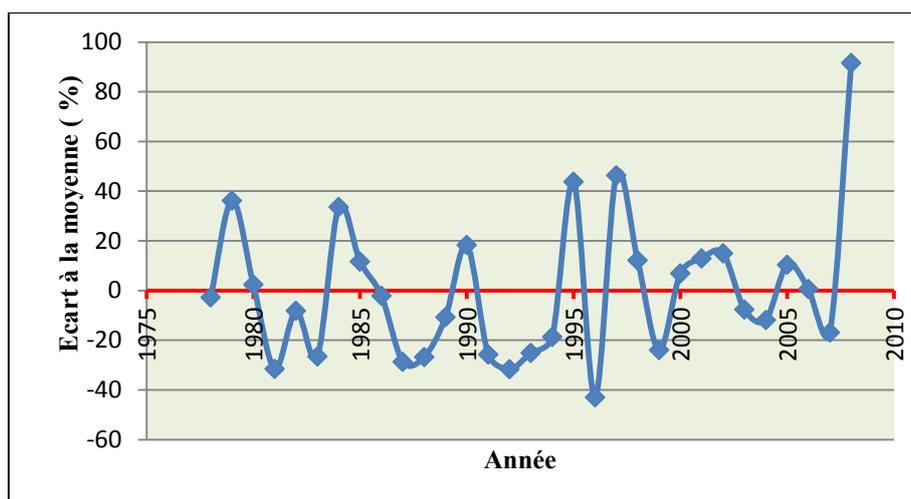


Fig. III. 8 : Excès et déficit des précipitations par rapport à la moyenne au niveau de la station de Sidi Bel Abbas (1978/79-2008/09)

4.2.1. Coefficient d'irrégularité

Le coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles correspond au rapport du module de l'année la plus humide P_{Max} à celui de l'année la plus sèche P_{Min} .

$$C_{ir} = \frac{P_{Max}}{P_{Min}}$$

Tableau. III. 9: Coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles

Stations	P_{Max}	P_{Min}	C_{ir}
Ras ElMa	365	117	3,13
Sidi Ali Benyoub	660	80	8,29
Sidi Bel Abbas	591	176	3,36
Lamtar	557	121	4,60
Ain Trid	603	127	4,73
Haçaiba	531	111	4,79
Telagh	453	84	5,42
Ferme Chabrier	484	132	3,67
Taouzine Mf	535	111	4,83
Chetouane	519	202	2,57
Merbeuh	569	253	2,25

Le coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles est en moyenne de 4.33 pour le bassin de la Mekerra. Il varie d'environ 2 (Merbeuh et

Chetouane) jusqu'à plus de 8 à Sidi Ali Ben Youb. Ceci traduit une irrégularité aussi bien spatiale que temporelle du régime pluviométrique dans le bassin de la Mekerra. L'influence du relief et celle de la mer sont les causes essentielles.

L'analyse de la variabilité interannuelle des précipitations mérite d'être complétée par une étude fréquentielle, c'est-à-dire l'estimation des valeurs limites atteintes ou dépassées pendant une période donnée. Ceci suppose de rechercher au préalable la loi d'ajustement.

5. Ajustement des précipitations annuelles à une loi de probabilité

Pour mieux cerner cette irrégularité inter annuelle des précipitations qui a un rôle essentiel et décisif sur l'écoulement fluvial et afin de caractériser le régime des précipitations annuelles, nous allons essayer de trouver une loi d'ajustement de la distribution des pluies annuelles dans le but d'aboutir à une estimation des paramètres d'ajustement et calculer des variables réduites afin de prévoir les hauteurs pluviométriques probables.

Le choix d'une méthode d'ajustement est basé sur les valeurs du coefficient de variation qui sont inférieures à 50% pour la totalité des stations, ce qui indique une susceptibilité d'ajustement à une loi normale ou Log Normal (figure.02, Annexe II). L'estimation numérique des pluies fréquentielles (Pf) en année humide et en année sèche se fait par l'application de l'équation de la variable réduite de Gauss.

Les quantités estimées pour les différentes stations du bassin de l'oued Mekerra et pour les probabilités de retour retenues, sont présentées dans le tableau. III. 10.

Tableau. III. 10: Précipitations annuelles fréquentielles en (mm)

Stations	P (année humide)			\bar{P}	P (année sèche)		
	T=100ans F=0.99 U=2.317	T=50ans f =0.98 U=2.054	T=10ans f =0.90 U=1.282		T=2ans f =0.5 U=0.000	T=10ans f =0.10 U=-1.282	T=50ans f =0.02 U=-2.062
Ras E1Ma	335	319	272	194	116	69	52
Sidi Ali Benyoub	611	578	484	335	182	91	58
Sidi Bel Abbes	516	491	422	308	194	125	100
Lamtar	512	486	414	295	175	103	77
Ain Trid	608	580	501	383	240	161	133
Haçaiba	514	487	411	282	158	82	55
Telagh	409	387	325	223	120	58	36
Ferme Chabrier	485	162	396	286	176	110	86
Taouzizine	538	507	421	248	135	49	18
Chetouane	505	483	423	324	224	164	143
Merbeuh	551	529	469	398	266	205	184

La période observée de 1978/79 à 2008/09 présente des années exceptionnelles sèches ou humides et contient des valeurs d'une fréquence très différente de la fréquence expérimentale. A titre indicatif, l'année 1978/79 est la plus sèche à la station de Sidi Ali Ben Youb (P=80 mm) qui peut être atteinte ou dépassée une fois tous les 63 ans, alors que l'année la plus humide à la même station est celle de 2007 avec une pluie de 660 mm à une période de retour de 330ans (tableau. III. 11).

Tableau. III. 11: Fréquence théorique des pluies moyennes annuelles et extrêmes pour les différentes stations de l'oued Mekerra

Station	Année extrême sèche	P	U_p	(f)	T_i	Année extrême humide	P	U_p	(f)	T
Ras E1Ma	1978/79	117	-1.273	0.1	10	1995/96	365	2.813	0.9975	400
S A B	1978/79	80	-2.152	0.0159	63	2007/08	660	2.741	0.997	330
S B A	1996/97	176	-1.488	0.0699	14	2008/09	591	3.168	0.9992	1300
Lamtar	1999/00	121	-1.849	0.0323	31	2008/09	557	2.763	0.9975	408
Ain Trid	1996/97	127	-2.465	0.0085	118	1979/80	603	2.112	0.9886	88
Haçaiba	1987/88	111	-1.772	0.0385	26	2008/09	531	2.581	0.9951	205
Telagh	1983/84	84	-1.741	0.0417	24	1995/96	453	2.870	0.9980	500
F Chabrier	1983/84	132	-1.796	0.0364	28	2007/08	484	2.309	0.9895	95
Taouzizine	1983/84	111	-1.498	0.0676	15	1990/91	535	2.298	0.9889	90
Chetouane	2004/05	202	-1.576	0.0578	17	2008/09	519	2.511	0.9939	165
Merbeuh	1987/88	253	-1.307	0.0714	14	1990/91	569	1.537	0.9946	185

$$U_p = \frac{P - \bar{P}}{\delta}, T_i = \frac{1}{f} \text{ (Année)}, P : \text{Précipitations (mm)}, (f) : \text{Fréquence}, T = \frac{1}{1-f} \text{ (année)}$$

6. Précipitations mensuelles et les régimes saisonniers

Les valeurs moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1978/79-2008/09), traduisent clairement les variations mensuelles et saisonnières de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle.

L'étude de cette variation inter mensuelle et inter saisonnière des précipitations s'avère déterminante sur l'écoulement fluvial saisonnier et sur le comportement hydrologique annuel de l'oued.

6.1. Variabilité inter mensuelle des précipitations

Le mois le plus pluvieux diffère d'une station à l'autre (Tableau. III.12 et figure III. 9), mais en général, il se situe soit en hiver (Décembre ou Février) ou au printemps pendant le mois de Mars. Les mois les plus secs sont représentés par Juillet et Août.

Tableau. III. 12 : Moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1978/79-2008/09) pour les différentes stations du bassin

Stations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Ras El Ma	16	23	23	15	20	15	17	20	20	13	2	10
S. A. B. Y	26	36	39	40	39	38	42	32	24	7	5	7
S. B. A	21	29	46	37	37	41	37	30	20	6	2	2
Lamtar	12	32	42	39	37	41	35	24	22	7	2	1
Ain Trid	13	31	54	46	52	55	55	37	32	6	2	2
Haçaiba	21	31	36	29	29	29	36	29	24	8	3	7
Telagh	15	20	32	19	26	21	23	36	13	6	3	8
F Chabrier	17	31	43	28	32	39	42	32	18	3	3	1
Taouzine	18	23	45	33	25	27	42	31	22	5	2	6
Chetouane	18	32	43	37	41	49	37	32	26	6	3	4
Meurbah	19	29	48	43	47	58	58	42	32	10	6	8

La Figure. III. 9 traduit clairement les variations mensuelles de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle et permet de distinguer deux périodes.

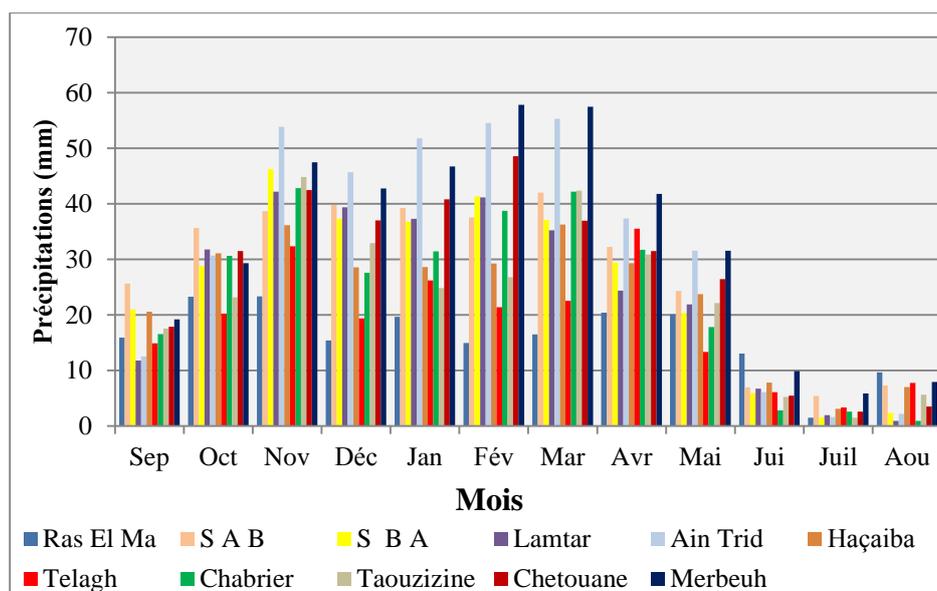


Fig. III.9: Variation mensuelle de la pluviométrie dans les différentes stations de la Mekerra (1978/79-2008/09)

Une période déficitaire où les précipitations sont inférieures à la moyenne mensuelle de l'année. Or il s'avère d'après le graphique que les mois dits secs, sont Juin, Juillet et Août au niveau de toutes les stations et le minimum est atteint en Juillet.

Une période excédentaire où les précipitations sont supérieures à la moyenne mensuelle de l'année, elle débute en Septembre et s'achève en Mai, avec un premier maximum en Novembre et un deuxième en Mars dans la majorité des stations du bassin, pour les stations Ras El Ma, Sidi Bel Abbes, Ain Trid et Ferme Chabrier c'est le mois de Novembre qui est le plus arrosé de l'année.

On relève une amplitude importante des valeurs pluviométriques entre les mêmes mois de la série étudiée (Tableau. III. 13), ceci est mis en évidence par le coefficient de variation (figure III. 10). En effet, les coefficients les plus élevés sont ceux des mois d'été, dans toutes les stations avec un maximum en Août de 3.19 à la station de Lamtar. Ces coefficients extrêmement élevés s'expliquent par l'indigence pluviométrique d'une part et le caractère orageux des précipitations (averse) de la fin d'été d'autre part. La valeur minimale de ce coefficient est observée au mois de Novembre à la station de Taouzizine à une valeur de 0,56, il atteint 0,58 en Février à Ras El Ma, 0,63 en mois de Décembre à Sidi Bel Abbes et 0,71 en Janvier à Ain Trid.

Tableau. III. 13 : Coefficient de variations mensuelles au niveau des stations
(1978/79-2008/09)

Stations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Ras El Ma	1,18	0,86	0,62	0,85	0,81	0,58	0,96	0,98	0,89	1,79	1,75	1,88
S. A. B. Y	1,18	1,21	0,63	0,83	0,86	0,79	1,07	0,96	0,98	1,59	2,58	1,29
S. B. A	1,62	1,19	0,78	0,63	0,74	0,79	0,84	0,64	0,97	1,96	2,51	1,56
Lamtar	1,04	1,2	0,92	0,74	0,77	0,86	0,85	0,73	0,97	2,18	2,83	3,19
Ain Trid	0,9	0,92	0,77	0,95	0,71	0,74	0,8	0,78	1,14	1,58	2,39	1,41
Haçaiba	1,05	0,96	0,68	0,82	0,84	0,92	1,24	0,81	0,9	1,61	2,18	1,82
Telagh	1,04	1	0,84	0,67	0,91	0,77	1,23	1,07	1,07	1,54	1,34	1,33
F Chabrier	1,13	1,04	0,69	0,8	0,83	0,89	0,95	0,68	0,95	1,35	2,04	1,86
Taouzizine	1,22	0,91	0,56	1,34	0,93	1,07	0,98	1,06	1,1	1,63	2,05	1,24
Chetouane	1,12	0,89	0,71	0,81	0,86	0,91	0,97	0,71	0,89	1,55	2,74	1,95
Meurbah	1	0,91	0,59	0,71	0,95	0,82	1,03	0,99	0,96	1,31	2,15	1,65

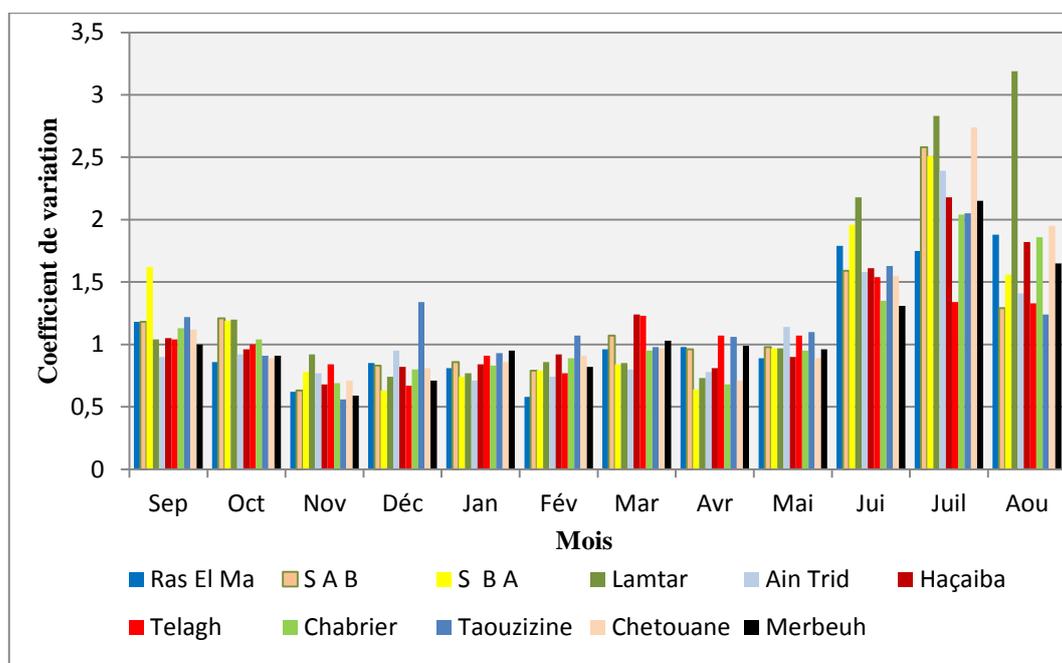


Fig. III. 10 : Variations mensuelles du coefficient de variation

6.2. Régime pluviométrique saisonnier

On appelle régime de pluie, la lame d'eau de la hauteur des précipitations entre les diverses périodes, le plus souvent entre les diverses saisons de l'année.

La répartition saisonnière des pluies, dans les stations du bassin de l'oued Mekerra (tableau. III. 14) permet de distinguer un régime pluviométrique continental. Ce régime est caractérisé par une lame d'eau tombée en automne équivalente environ à la

quantité de pluie printanière (environ 30% de la moyenne annuelle) et une proportion de pluie hivernale relativement élevée soit 34% des précipitations annuelles, alors que la saison d'été est caractérisée par une faible quantité des précipitations soit un pourcentage de 05% de la moyenne annuelle.

Tableau. III. 14: Répartition saisonnière des pluies au niveau des stations du bassin de l'oued Mekerra (1978/79-2008/09)

Stations	Automne		Hiver		Printemps		Eté	
	P (mm)	P(%)	P (mm)	P(%)	P (mm)	P(%)	P (mm)	P(%)
Ras El Ma	63	32.26	50	25.80	57	29.41	24	12.53
Sidi Ali Benyoub	100	30.04	117	35.03	99	29.62	18	5.29
Sidi Bel Abbas	96	31.15	115	37.43	87	28.20	10	3.21
Lamtar	86	29.09	118	39.97	82	27.65	10	3.26
Ain Trid	105	25.54	164	39.84	133	32.22	10	2.40
Haçaiba	88	31.18	87	30.71	89	31.70	18	6.39
Telagh	68	30.26	67	30.01	71	32.00	17	7.72
Ferme Chabrier	90	31.47	98	34.20	92	32.10	6	2.21
Taouzizine	86	30.77	85	30.44	95	34.31	12	4.47
Chetouane	92	28.28	126	38.91	95	29.22	12	3.57
Merbeuh	94	24.29	147	38.07	126	32.52	20	5.11
Moyenne	88	29.48	107	34.58	93	30.81	14	5.10

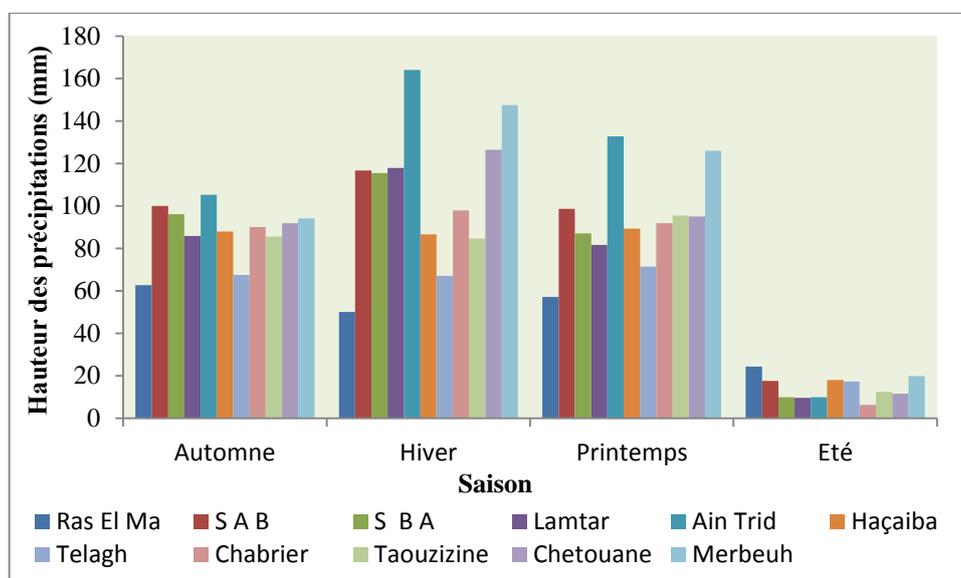


Fig. III. 11: Variation saisonnière des précipitations dans le bassin de la Mekerra (1978/79-2008/09)

Le graphe des précipitations saisonnières représentées par la figure. III. 11, montre que :

- Les saisons les plus humides pour l'ensemble du bassin sont l'hiver avec une moyenne de 107 mm et un maximum de 164 mm à la station d'Ain Trid et vient ensuite le printemps avec 93 mm, L'automne est moyennement pluvieux dû certainement aux différentes averses qui caractérisent cette saison.
- La saison la plus sèche est l'été avec seulement 14 mm en moyenne.

7. Précipitations extrêmes

L'analyse des précipitations journalières maximales et même des hauteurs de pluie horaire présente un intérêt particulier, pour les études de protection contre les crues.

Pour dégager une idée générale sur l'importance des pluies extrêmes, nous nous basons sur des données d'observations disponibles pour trois stations et pour une période de trente et un ans (1978/79-2008/09).

Le tableau. III. 15, donne les différentes caractéristiques statistiques de l'échantillon pour les différentes stations considérées et pour l'ensemble des stations représentant le secteur d'étude.

Tableau. III. 15: Paramètres statistiques des pluies maximales journalières

Statistiques de base	Haçaiba	Sidi Ali Ben Youb	Sidi Bel Abbes
Minimum	13	14	5
Maximum	64	77	73
Moyenne	32	37	35
Ecart-type	11.38	15.60	14.00
Médiane	30.50	35.50	32.00
Coeff. de variation (Cv)	0.36	0.43	0.40
Coefficient d'asymétrie (Cs)	0.92	0.80	0.70
Coeff. d'aplatissement (Ck)	3.40	2.74	3.67

Il s'avère que la hauteur d'eau journalière maximale décroît d'une manière générale, en allant des plaines vers le secteur montagneux (tableau. III. 15), à titre de comparaison, la station de Haçaiba a reçu une lame d'eau journalière maximale moyenne de 32 mm, la station de Sidi Ali Ben Youb 37 mm et celle de Sidi Bel Abbes 35 mm, donc ces hauteurs maximales recueillies en 24 heures sont d'autant plus élevées que le module mensuel et plus fort.

Concernant la variabilité temporelle de pluie maximale journalière, on relève que la hauteur la plus forte coïncide avec les mois les plus pluvieux de l'année : Septembre et Octobre ou Mars, Avril et Mai pour la série (1978/79-2008/09).

Ces pluies exceptionnelles alimentent largement les crues et les transports solides des oueds surtout dans les terrains fortement dénudés qui occupent une partie importante du bassin, là où les inondations risquent de se produire.

7.1. Ajustement des pluies maximales journalières

Afin de faire ressortir cette irrégularité temporelle de pluie extrême, une étude fréquentielle nous permet de caractériser et d'estimer les précipitations exceptionnelles, pour les différentes durées de récurrence.

Nous avons effectué l'ajustement de la série des pluies maximales journalières à la loi de Gumbel (doublement exponentielle), Galton (log normale) et Gauss (normale) à l'aide du logiciel "HYFRAN", et nous avons tenté de faire une comparaison des graphes des droites de régression obtenues par les ajustements (figure 3. Annexe II). Ces dernières nous ont permis de choisir la droite de Gumbel (passe bien au milieu de ces points expérimentaux), donc cette loi est applicable pour les séries d'observations des trois stations caractéristiques du bassin (figure 4. Annexe II).

Les quantiles estimés pour les trois stations et pour les probabilités de retour retenues sont présentés dans le tableau. III. 16.

Tableau. III.16: Pluie maximale journalière fréquentielle, pour les trois stations pluviométriques (1978/79-2008/09)

Stations		T=02 F=0,50 U=0,40	05 0,80 1,50	10 0,90 2,30	50 0,98 3,90	100 0,99 4,60	1000 0,999 6,90
Sidi Bel Abbes	Pj max	33	47	57	78	87	116
	Int. Conf.	27.4-38.1	38.9-55.4	46.1-67.4	61.4-94.1	67.9-105	89-143
Sidi Ali Benyoub	Pj max	34	48	57	77	86	114
	Int. Conf.	28.8-38.9	39.9-55.5	46.8-66.9	61.6-92.3	67.8-103	88.2-139
Haçaiba	Pj max	29	40	47	62	68	89
	Int. Conf.	25.5-33.3	33.7-45.8	38.8-54.4	49.8-73.7	54.4-81.8	69.5-109
Bassin (moyenne)	Pj max	32	45	53	72	80	106

F: fréquence, U: variable réduite de Gumbel, T : récurrence

7.2. Les pluies de courtes durées

Pour mieux caractériser l'écoulement fluvial extrême ayant trait aux crues et les inondations, il faut descendre à une échelle temporelle encore plus fine dans l'analyse des pluies extrêmes, à l'échelle des pluies horaires, pour une analyse complète des événements averse-crue observés sur le bassin.

Le calcul des pluies de courtes durées pour différentes fréquences à été effectuée à l'aide de la relation de Body exprimée par:

$$F = P_{j_{\max}} \left(\frac{t}{24} \right)^b$$

Avec :

F : Pluie de courte durée de fréquence donnée (mm).

P_{j_{max}} : Pluie maximale journalière de fréquence donnée (mm).

t : Temps (heure).

b : Exposant climatique calculé par la relation:

$$b = 1 + \frac{\ln\left(\frac{\bar{P}_{j_{\max}}}{24}\right) - \ln(25)}{\ln(24) - \ln(0.5)}$$

$\bar{P}_{j_{\max}}$: Pluie maximale journalière moyenne pour la période 1978/79 - 2008/09.

Les résultats de l'exposant climatique sont donnés par le tableau III. 17.

Tableau. III.17: Valeurs de l'exposant climatique pour les trois stations pluviométriques de l'oued Mekerra

Station	$\bar{P}_{j_{\max}}$ (mm)	Exposant climatique
Sidi Bel Abbes	35	0.267
Sidi Ali Benyoub	37	0.280
Haçaiba	32	0.241
Bassin (moyenne)	35	0.263

L'intensité de pluies (I_t) est donnée par la formule suivante:

$$I_t = \frac{F}{t}$$

L'intensité et la pluie de courte durée d'un pas de temps voulu, pour les différentes fréquences est représentée dans le tableau III. 18.

Tableau. III.18: Pluies de courtes durées et leurs intensités pour les trois stations Pluviométriques de l'oued Mekerra

Stations	t(h)	2		5		10		50		100		1000	
		F	I _t										
S B A	0.5	12	23,32	17	33,56	20	40,32	28	55,34	31	61,60	41	82,52
	1	14	14,03	20	20,20	24	24,26	33	33,29	37	37,06	50	49,64
	2	17	8,45	24	12,15	29	14,60	40	20,03	45	22,30	60	29,87
	3	19	6,27	27	9,00	33	10,85	45	14,88	50	16,56	67	22,19
	4	20	5,08	29	7,31	35	8,78	48	12,05	54	13,42	72	17,97
	6	23	3,78	33	5,43	39	6,53	54	8,95	60	9,97	80	13,35
	12	27	2,27	39	3,27	47	3,93	65	5,39	72	6,00	96	8,03
	18	30	1,69	44	2,43	53	2,92	72	4,00	80	4,46	107	5,97
24	33	1,37	47	1,97	57	2,36	78	3,24	87	3,61	116	4,83	
S A B	0.5	11	22,88	16	32,30	19	38,46	26	52,14	29	57,90	39	77,20
	1	14	13,89	20	19,60	24	23,35	32	31,65	35	35,14	47	46,86
	2	17	8,43	24	11,90	28	14,17	38	19,21	43	21,33	57	28,44
	3	19	6,30	27	8,75	32	10,58	43	14,34	48	15,93	64	21,24
	4	21	5,12	29	7,22	34	8,60	47	11,66	52	12,95	69	17,27
	6	23	3,82	32	5,39	39	6,42	53	8,71	58	9,67	77	12,89
	12	28	2,32	39	3,27	47	3,90	63	5,29	70	5,87	94	7,83
	18	31	1,73	44	2,44	52	2,91	71	3,95	79	4,38	105	5,84
24	34	1,41	48	1,99	57	2,37	77	3,21	86	3,56	114	4,75	
Haçaiba	0.5	12	23,10	16	31,28	18	36,62	24	48,48	27	53,52	35	70,10
	1	14	13,64	19	18,46	22	21,63	29	28,62	32	31,53	41	41,38
	2	16	8,07	22	10,93	26	12,79	34	16,94	37	18,69	49	24,49
	3	18	5,93	24	8,03	28	9,40	37	12,45	41	13,74	54	18,00
	4	19	4,77	26	6,46	30	7,56	40	10,01	44	11,05	58	14,47
	6	21	3,51	29	4,75	33	5,56	44	7,36	49	8,12	64	10,64
	12	25	2,07	34	2,81	39	3,29	52	4,35	58	4,80	76	6,29
	18	27	1,52	37	2,06	44	2,42	58	3,20	64	3,53	83	4,62
24	29	1,23	40	1,66	47	1,94	62	2,57	68	2,84	89	3,72	

F:(mm), I_t:(mm/h) et t : (heure).

Tableau. III. 19: Pluies de courtes durées et leurs intensités pour l'ensemble de l'Oued Mekerra

Stations	2		5		10		50		100		1000	
	F	I _t	F	I _t	F	I _t						
S B A	33	1.37	47	1.97	57	2.36	78	3.24	87	3.61	116	4.83
S A B	34	1.41	48	1.99	57	2.37	77	3.21	86	3.56	114	4.75
Haçaiba	29	1.23	40	1.66	47	1.94	62	2.57	68	2.84	89	3.72
Moyenne	32	1,34	45	1,87	53	2,22	72	3,01	80	3,34	106	4,43

Les graphes sur les figures (III. 12, 13, 14, 15, 16 et 17) représentent les courbes des pluies à courte durée et les courbes Intensité-Durée-Fréquence pour les trois stations et à différentes fréquences.

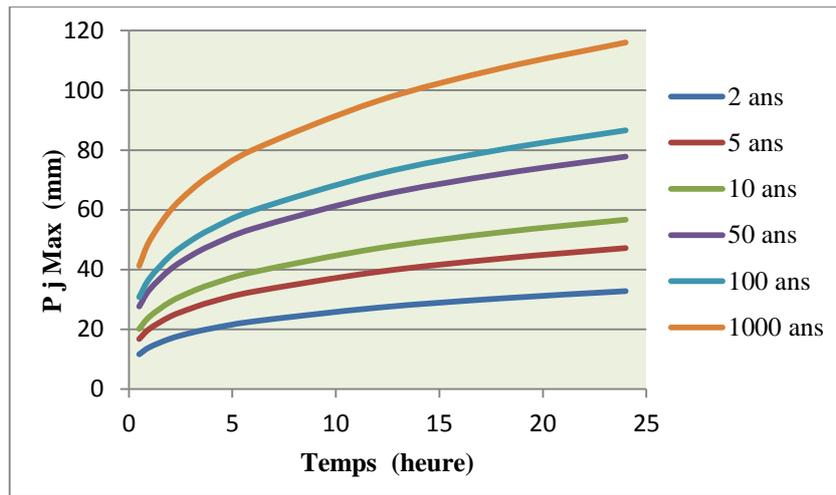


Fig. III. 12 : Courbe des pluies à courte durée à Sidi Bel Abbès

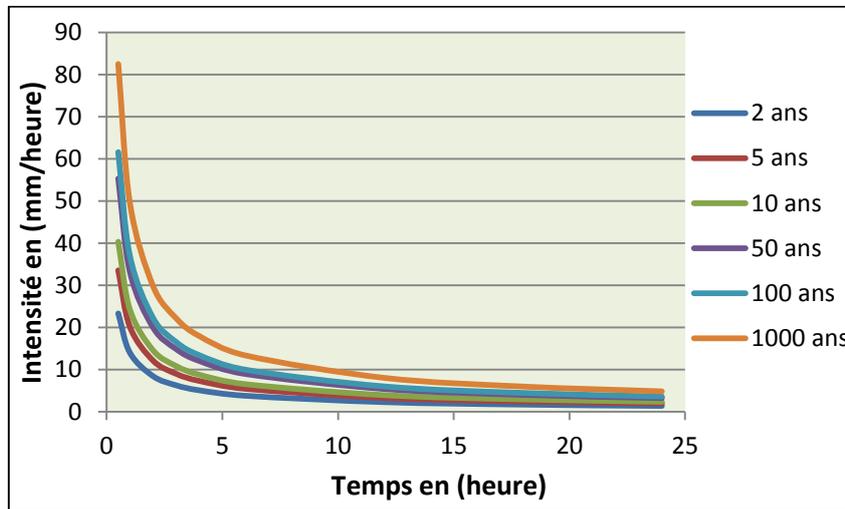


Fig. III. 13 : Courbe Intensité-Durée-Fréquence à Sidi Bel Abbès

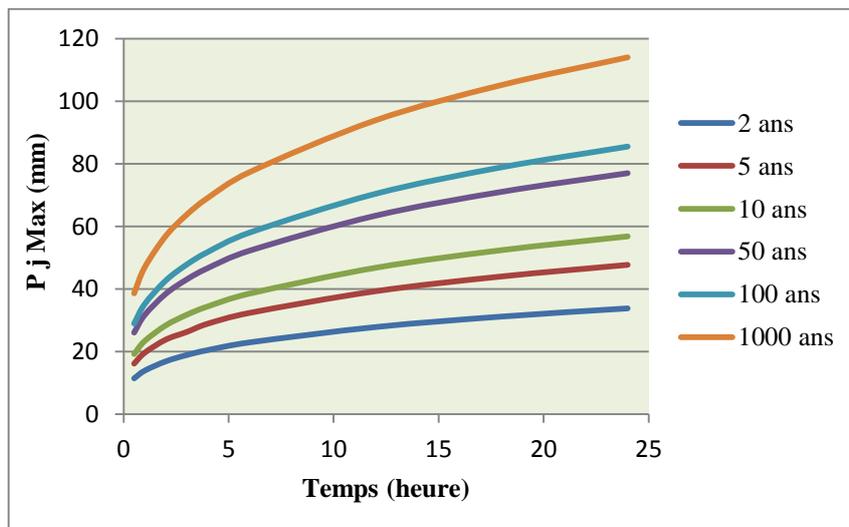


Fig. III. 14 : Courbe des pluies à courte durée à Sidi Ali Benyoub

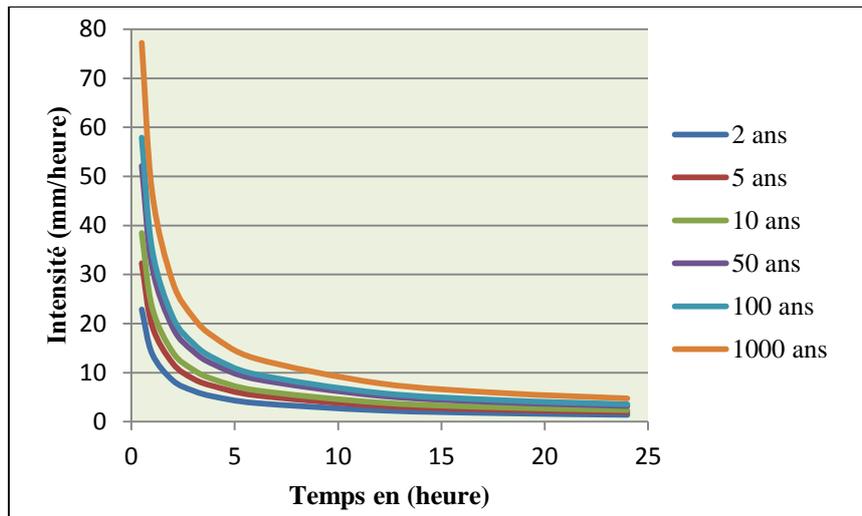


Fig. III. 15 : Courbe Intensité-Durée-Fréquence à Sidi Ali Benyoub

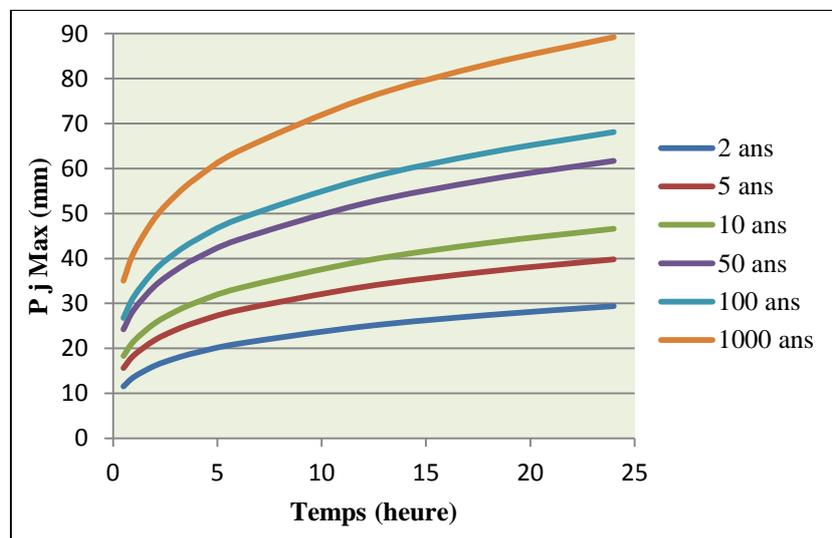


Fig. III. 16 : Courbe des pluies à courte durée à Haçaiba

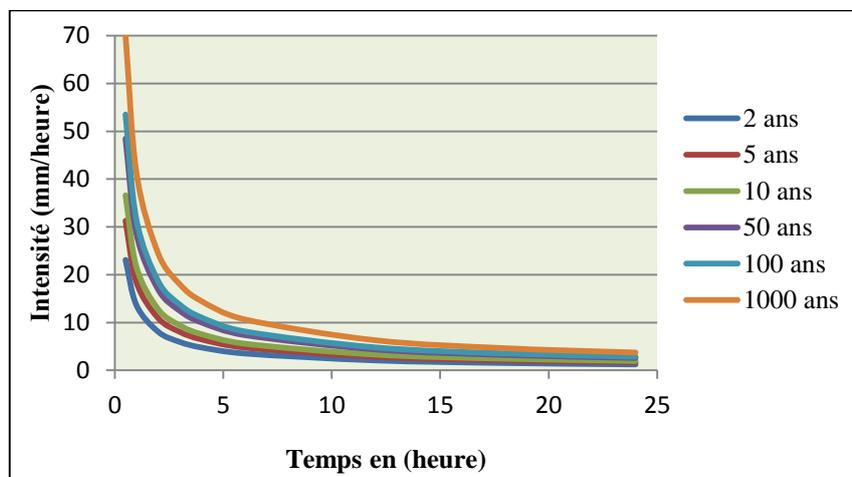


Fig. III. 17 : Courbe Intensité-Durée-Fréquence à Haçaiba

III. Caractéristiques climatiques

1. Température d'air

La température est un facteur très important, qui conditionne en particulier les phénomènes et les paramètres du bilan hydrologique.

L'étude des températures moyennes mensuelles et annuelles est primordiale, car c'est elles qui nous permettent d'évaluer les déficits d'écoulement.

Les températures moyennes mensuelles observées à la station de Sidi Bel Abbes sont portées dans le tableau III.20.

Tableau. III.20: Valeurs moyennes mensuelles des températures de la station de Sidi Bel Abbes (1978/79-2008/2009)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Moyenne
T moy (°C)	22.33	18.01	13.15	10.20	8.85	10.08	12.61	14.62	19.03	23.24	26.81	26.50	17.12

(Source: O.N.M).

La figure III. 18 et le tableau. III. 20, met en évidence la division de l'année en deux saisons thermiques :

Une saison froide comprise entre le mois de Novembre et Avril, une autre chaude allant de Mai à Octobre. Le mois le plus chaud est Juillet, avec une température d'environ 26.81°C, le mois le plus froid est Janvier 8.85°C, l'amplitude thermique interannuelle est assez élevée de l'ordre de 18 °C.

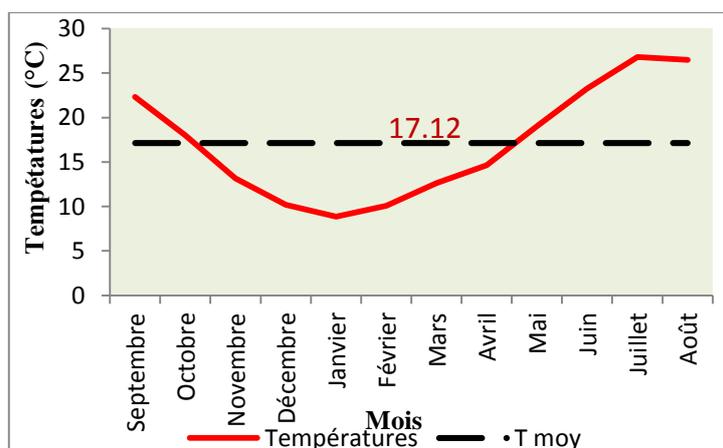


Fig. III. 18 : Variation des températures moyennes mensuelles, à la station de Sidi Bel-Abbes. Période (1978/79-2008/09)

2. Diagramme Ombrothermique de Gausсен et Bagnouls

Le diagramme pluviothermique ou Ombrothermique de Bagnouls et Gausсен est une représentation graphique où sont reportés en abscisses les mois, en ordonnées les températures suivant une échelle arithmétique et les précipitations suivant une échelle arithmétique double. Selon Bagnouls et Gausсен, un mois humide est celui où le total moyen des précipitations (mm) est supérieur au double des températures moyennes (°C) ($P > 2T$) dans le cas contraire, un mois est dit sec.

Tableau. III. 21: Précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Sidi Bel-Abbes. (1978/79-2008/09)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	21	28.8	46.3	37.3	36.8	41.3	37.2	29.5	20.4	6	1.6	2.4
T (°C)	22.33	18.01	13.15	10.20	8.85	10.08	12.61	14.62	19.03	23.24	26.81	26.50

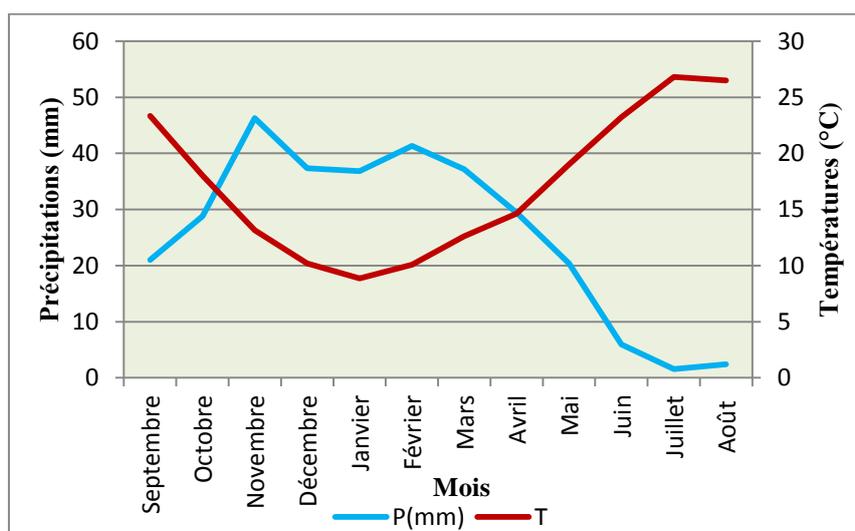


Fig. III. 19: Diagramme Ombrothermique de Gausсен et Bagnouls à la station de Sidi Bel Abbès (1978/79-2008/09)

Le diagramme Ombrothermique établi, $\{P = f(2T)\}$, montre l'alternance de deux saisons (Fig. III. 19, tableau III. 21):

- Une saison humide, qui s'étend pratiquement d'Octobre à Avril,
- Une saison sèche, couvrant le reste des mois de l'année. La température moyenne estivale s'élève ainsi à 26.81°C qui correspond au mois le plus sec, Juillet.

3. Évapotranspiration

C'est un phénomène physique qui voit se transformer un liquide en vapeur. Elle est fonction de la température et de la pression. La somme de toutes les pertes par retour à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau nous donne l'évapotranspiration, cette dernière s'exprime en épaisseur d'eau évaporée pendant un certain temps (Foucault, 2009).

3.1. Evapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée à partir d'un stock d'eau libre, dans des conditions d'alimentation excédentaires (Foucault, 2009). Elle dépend de plusieurs facteurs bioclimatiques qui sont variables dans l'espace et dans le temps, notamment de l'ensoleillement, de la température, des précipitations, de l'humidité, du vent et du couvert végétal...

Pour l'estimation des évapotranspirations potentielles mensuelles, nous avons utilisé deux formules : celle de Thornthwaite et Turc.

3.1.1. Formule de Thornthwaite (1948)

Thornthwaite à été le premier à adopter la notion de l'évapotranspiration potentielle, en partant d'expériences réalisées sur divers climats : humide, subhumide et semi-aride, suivant la formule :

$$ETP = 1.6 \left(\frac{10T}{I} \right)^a K$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

T : Température moyenne mensuelle (°C),

I : Indice thermique annuel : soit la somme des indices thermiques mensuels (i) calculés selon la formule :

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$$

a : Constante fonction de l'indice thermique annuel :

$$a = \frac{1.6}{100} I - 0.5$$

K : coefficient de correction en fonction de la latitude et du mois

Cette méthode est largement utilisée mais tend à surestimer les valeurs de l'ETP, particulièrement en période estivale, probablement à cause du rôle prépondérant occupé par la température (Shaw, 1994 in Oudin, 2004).

3.1.2. Formule de Turc (1955)

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'ensoleillement. Cette formule est la suivante :

$$ETP = 0.4(Ig + 50) k \frac{t}{t + 15}$$

Avec :

ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

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

Ig : radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm²/jour),

$$Ig = IgA \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right)$$

IgA : radiation globale théorique (calorie/cm²/jour),

H : durée théorique des jours du mois,

k : un coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieur à 50% (généralement le cas sous nos climats).

Tableau. III. 22 : Calcul de l'ETP d'après la Méthode de Turc et Thornthwaite
(1978/79-2008/09)

Station	T (°C)	ETP (Turc)	ETP (Thornthwaite)
Sidi Bel Abbes	17.12 °C	945.6 mm	873.3 mm

Les calculs de l'ETP d'après la méthode de Turc et Thornthwaite sont établis par le programme élaboré par Benadda, 2000.

Les courbes (Fig. III. 20) montrent que les valeurs annuelles de l'ETP de Turc sont supérieures à celles de l'ETP de Thornthwaite et que l'évapotranspiration a tendance à une stabilisation. La méthode de Thornthwaite surestime les valeurs de l'ETP.

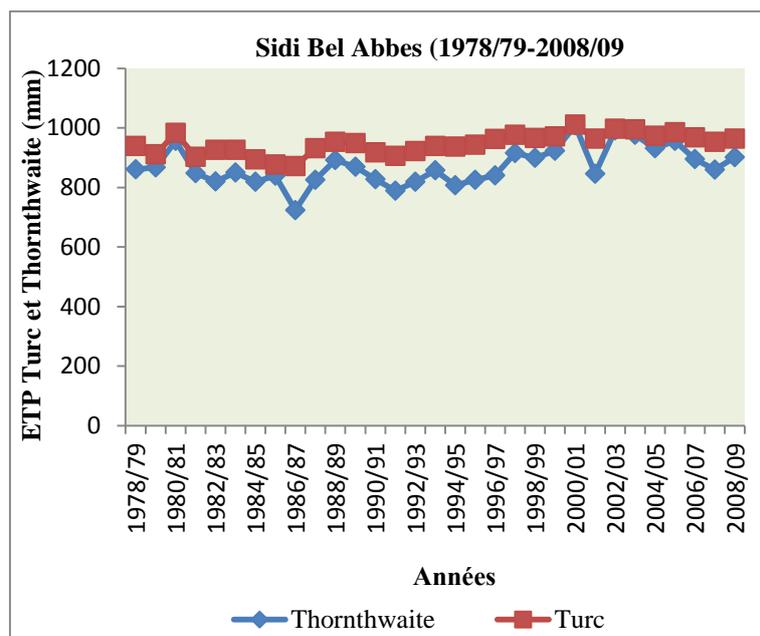


Fig. III. 20 : Variation annuelle des ETP Turc et Thornthwaite (1978/79-2008/09)

3.2. Evapotranspiration réelle

Elle est considérée comme la somme des quantités de vapeur d'eau réellement évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique. Plusieurs formules ont été proposées pour évaluer cette quantité. Selon les données disponibles nous avons utilisé les formules de Turc, de W .C. Thornthwaite et l'abaque de P. Verdeil.

3.2.1. Formule de Turc

Se basant sur des observations réalisées sur des cases lysimétriques implantées sur des bassins versants, Turc a établi la relation suivante.

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \text{ avec } L = 300 + 25t + 0.05t^3$$

ETR : Evapotranspiration réelle (mm/an), P : Hauteur annuelle de pluie (308 mm),

t : Température moyenne annuelle (17.12 °C), L : pouvoir évaporant = 978.88

$$ETR = 308.6 \text{ mm/an}$$

On constate que l'ETR est importante pour la période 1978/79-2008/09.

3.2.2. Abaque de P. Verdeil

Afin d'estimer les valeurs de l'évapotranspiration réelle ou déficit d'écoulement Verdeil (1988), a établi un abaque bi logarithmique pour les régions semi arides en tenant compte uniquement des précipitations annuelles. Ainsi pour la station de Sidi Bel Abbas (Figure III. 21), on trouve : $ETR = D = 300\text{mm}$

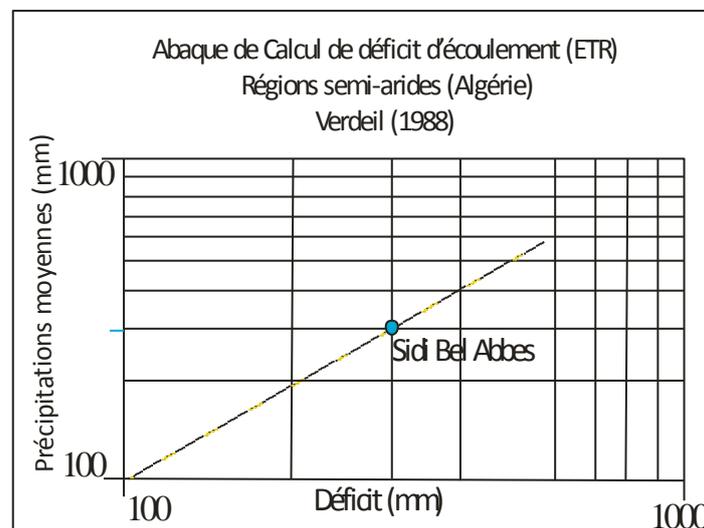


Fig. III. 21 : Déficit d'écoulement par la méthode de P. Verdeil

3.2.3. Méthode de Bilan hydrique simplifié selon W .C.Thornthwaite

Cette méthode se base sur la notion de RFU (réserve en eau facilement utilisable). On admet que le sol est capable de stocker une certaine quantité d'eau (la RFU), cette eau peut être reprise par l'évaporation par l'intermédiaire des plantes.

La quantité d'eau emmagasinée dans la RFU varie entre 0 (la RFU vide) et 200 mm (RFU max) suivant la nature des sols et sous-sols considérés, avec une moyenne de l'ordre de 100 mm.

Ce bilan est fondé sur l'hypothèse suivante :

Satisfaction du pouvoir évaporant $ETR=ETP$, c'est-à-dire avant qu'il y ait un écoulement quelconque, il faut d'abord satisfaire l'ETP. Par ailleurs, la complétion de la RFU est également prioritaire sur l'écoulement.

On établit ainsi un bilan à l'échelle mensuelle, à partir de la pluie du mois P, de l'ETP et de la RFU.

Si $P > ETP$, alors :

- $ETR = ETP$
- Il reste un excédent $(P - ETP)$ qui est affecté en premier lieu à la RFU, et si la RFU est complète, à l'écoulement Q

Si $P < ETP$:

On évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETR soit :

- $ETR = P + \min(RFU, ETP-P)$
- $RFU = 0$ où $RFU+P-ETP$

Si $RFU = 0$, la quantité $(Da = ETP - ETR)$ représente le déficit agricole, c'est-à-dire sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux plantes pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse.

Tableau. III. 23: Bilan hydrique pour la région de Sidi Bel Abbès
(Basse Mekerra) selon Thornthwaite (1978/79-2008/09)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Année
P (mm)	21.0	28.8	46.3	37.3	36.8	41.3	37.2	29.5	20.4	6.0	1.6	2.4	308.5
ETP (mm)	87,3	57,2	31,7	24,5	23,6	32,0	51,6	61,5	94,9	120,3	148,6	140,1	873.3
RFU (mm)	0	0	14.6	27.4	40.6	49.9	35.5	3.5	0	0	0	0	49.9
ETR (mm)	21.0	28.8	31.7	24.5	23.6	32.0	51.6	61.5	23.9	6.0	1.6	2.4	308.6
Déficit agricole (mm)	66.3	28.4	0	0	0	0	0	0	71.0	114.3	147	137.7	564.7
Ecoulement (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

D'après l'analyse du tableau III. 23, on distingue deux saisons:

- P > ETP: de Novembre jusqu'au mois de Février.
- ETP > P: du mois de Mars jusqu'a Octobre.

Pendant la saison humide, les précipitations couvrent les besoins de l'ETP et permettent la formation d'une réserve facilement utilisable RFU. Dès le mois de Mai, apparait un déficit agricole qui se poursuit jusqu'a l'épuisement de la RFU.

Le déficit hydrique est évalué à 564.7 mm, avec un excédent nul tout au long de l'année. On remarque aussi que, le début de la réserve du sol se fait au mois de Novembre et atteint son maximum au mois de Février avec une valeur de l'ordre de 49.9 mm.

4. Régime climatique

4.1. Indice d'aridité de De.Martonne

La classification d'Emmanuel De Martonne est fondée sur un indice d'aridité qu'il a défini en 1926 comme le rapport entre les précipitations et les températures dont la formule est la suivante:

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

Avec:

P : précipitations moyennes annuelles (mm),

T : température moyenne annuelle (°C).

Cette formule permet de trouver le type de climat qui règne dans le sous bassin versant, ce dernier est défini en fonction de la valeur de cet indice (Fig. III. 22).

$20 < I < 30$: Climat Tempéré

$10 < I < 20$: Climat Semi Aride

$7.5 < I < 10$: Climat Steppique

$5 < I < 7.5$: Climat Désertique

$I < 5$: Climat Hyperaride

Nous avons obtenu un indice d'aridité, $I=11.37$. Cette valeur reportée sur l'abaque de De Martonne indique un régime climatique semi aride avec un écoulement temporaire et des formations herbacées.

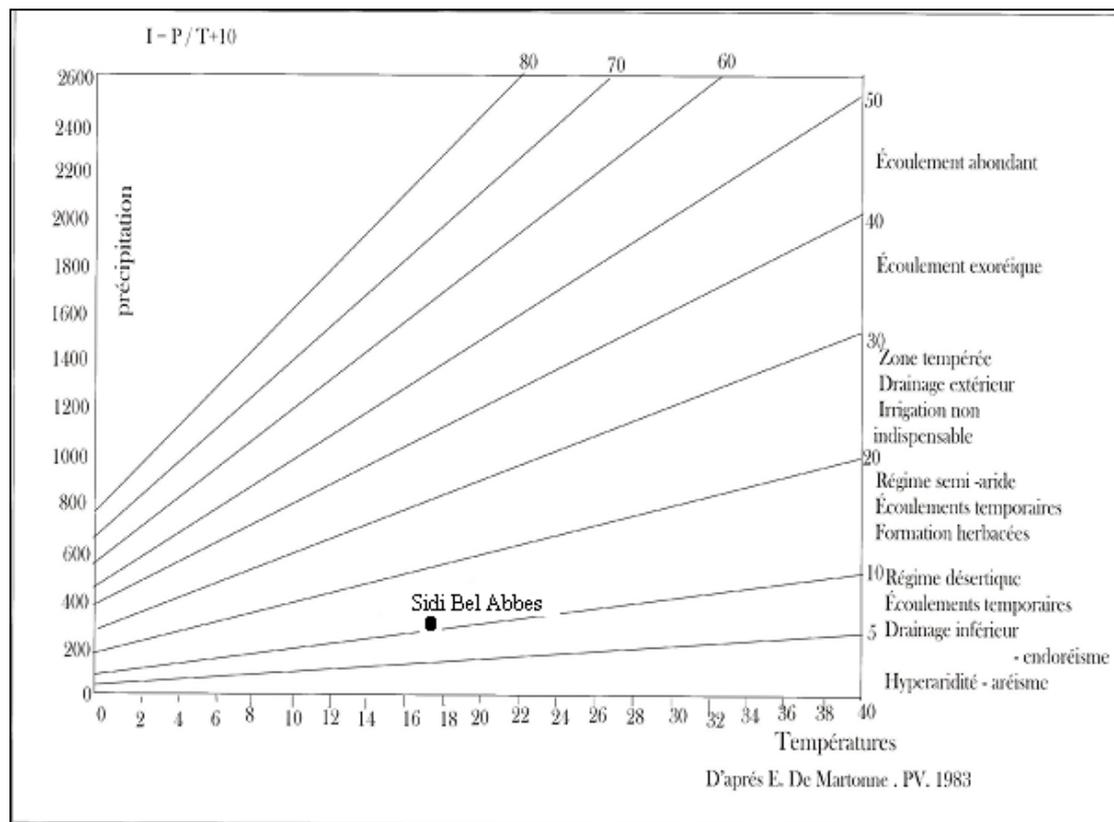


Fig. III. 22 : Abaque de DE. MARTONNE.

4.2. Indice d'aridité de la FAO

Il est défini par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{ETP}$$

Avec :

P : précipitations moyennes annuelles (mm).

ETP : Evapotranspiration potentielle (mm).

Les expériences de la FAO distinguent quatre zones bioclimatiques :

I < 0: Zone désertique

0.06 < I < 0.2: Zone aride ou désertique atténuée

0.2 < I < 0.5: Zone semi aride

I > 0.7: Zone subhumide

En appliquant cette formule sur notre région d'étude, on aura $I = 0.35$. D'après l'indice d'aridité de la FAO, la région de Sidi Bel Abbès jouit d'un climat semi aride.

A la lumière des résultats des méthodes utilisées pour définir le régime climatique, la région d'étude est soumise à un climat semi aride.

IV. Bilan hydrologique

Cet essai de bilan se limite à la région de Sidi Bel Abbès (Basse Mekerra) en raison de l'indisponibilité des données au niveau des autres stations du bassin versant. Sidi Bel Abbès est la seule station climatique complète.

1. Estimation du ruissellement

Le ruissellement est considéré comme un écoulement de surface qui généralement n'intervient qu'après la saturation du sol, On estimera le ruissellement par la formule de Tixeront- Berkaloff

$$R = \frac{P^3}{3 ETP^2}$$

Avec :

R: Lamé d'eau ruisselée (mm),

P: Lamé d'eau précipitée de la station de Sidi Bel Abbès (mm),

ETP: Evapotranspiration (mm).

La lamé d'eau ruisselée peut également être calculée par la méthode de SOGREAH établie pour les Oueds de l'Algérie du Nord,

$$L_r = 720 \left(\frac{P_a - 250}{1000} \right)^{1.85}$$

L_r : Lamé ruisselée (mm).

P_a : Pluie moyenne annuelle au niveau de la station de Sidi Bel Abbès (mm).

2. Estimation de l'infiltration

La fraction d'eau infiltrée représente l'apport de la nappe à partir des précipitations efficaces:

$$I = P - (ETR + R)$$

I: infiltration,

P : Lamé d'eau précipitée (mm),

ETR: Evapotranspiration Réelle (mm),

R : Lamé d'eau ruisselée (mm),

Tableau. III. 24: Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique de la station de Sidi Bel-Abbes (1978/79-2008/09)

Paramètre	Méthode	Valeur (mm/an)	Moyenne (mm)
P		308.5	308.5
ETP	Thornthwaite	873.3	909.5
	Turc	945.6	
ETR	Turc	308.6	300 97.2%
	P. Verdeil	300	
	Thornthwaite	308.6	
R	Tixeront- Berkaloff	11.83	4
	SOGREAH	4	1.3 %
I		4.5	4.5
			1.5 %

En comparant les valeurs du tableau. III. 24, on constate que :

- Les résultats de calcul de l'ETP par les méthodes de Thornthwaite et Turc donnent des valeurs assez proches,
- L'évaluation de l'ETR par les méthodes du bilan de Thornthwaite et Turc donnent des résultats similaires, nous retenons pour le bilan hydrologique, la méthode de Verdeil (300 mm).
- Le ruissellement est très exagéré par la méthode de Tixeront- Berkaloff, nous retenons pour le bilan la méthode de SOGREAH (4 mm).

D'après ces résultats du bilan hydrologique au niveau de la station de Sidi Bel Abbès, nous remarquons que 97.2 % des précipitations sont pratiquement reprises par l'évapotranspiration et retournent à l'atmosphère, 1.3 % de cette pluie constitue la lame ruisselée et seulement 1.5 % sous forme d'une lame infiltrée.

Ces résultats restent sommaires et loin de représenter la réalité que présente le terrain. Toutefois, ils nous donnent une idée sur l'importance des quantités reprises par l'évaporation. Son inconvénient principal concerne essentiellement l'estimation de la lame infiltrée.

L'établissement d'un bilan hydrologique qui englobe tout le bassin versant de la Mekerra est une tâche très délicate. Sa difficulté réside non seulement dans la variabilité des conditions climatiques entre le Sud et le Nord, la diversité lithologique, le comportement hydrologique et hydrogéologique des différentes formations mais aussi et surtout dans le manque de données voir même l'inexistence de la mesure des paramètres climatiques (température, évaporation...) en amont du bassin.

V. Conclusion

Les caractéristiques climatiques du bassin versant de l'oued Mekerra sont étroitement liées à son climat semi aride, sa position géographique et son relief. La pluviométrie est son rôle dans l'écoulement ont été amplement analysés. Après critique et l'homogénéisation des données, on a été amené à distinguer une série assez longue et homogène (1978/79-2008/09) qui nous a permis de dégager d'une part des variations spatiotemporelles des précipitations dans le bassin et d'autre part l'établissement de l'esquisse des isohyètes de la série.

Une forte proportion des eaux précipitées est reprise par l'évaporation, elle est de 300 mm, soit 97.2%, environ 1.3% de celles-ci ruissèlent avec 4 mm, et 1.5 % correspondent à la lame d'eau infiltrée, soit 4.5 mm. Les résultats du bilan hydrologique nous donnent une idée sur l'importance des quantités reprises par l'évaporation.

La combinaison de ces conditions climatiques est déterminante dans le comportement hydrologique des diverses unités du bassin.

CHAPITRE IV
ETUDE HYDROLOGIQUE

I. Introduction

Le comportement hydrologique d'un cours d'eau est conditionné par la nature lithologique, la nature du sol, la couverture végétale, le facteur climatique et la diversité des facteurs physico-géographiques analysés dans le chapitre précédent.

L'étude de l'impact de l'évolution du climat sur le régime des débits d'écoulement de surface nécessite la connaissance des paramètres hydrologiques et leur variabilité spatio-temporelle. A cet égard, nous proposons une étude hydrologique, en vue d'évaluer les caractéristiques des écoulements superficiels du bassin de la Mekerra

Une évaluation précise des ressources en eau et de leur variabilité passe donc par la prise en compte des :

- écoulements annuels et leur variation spatiotemporelle.
- régimes fluviaux et variations saisonnières des débits,
- débits moyens journaliers,
- intensités des débits extrêmes des crues ainsi que leur fréquence.

Dans cette perspective, nous avons choisi trois principales stations sur le bassin, gérées par l'A.N.R.H. Ce choix est dicté par :

- La disponibilité et la qualité des chroniques de mesures de débits liquides,
- Leurs situations par rapport au bassin et l'Oued Mekerra,

La station de Haçaiba est située en amont du bassin. Sidi Ali ben Youb sépare le domaine des massifs montagneux et la plaine alluviale. La station de Sidi Bel Abbès est à l'aval du bassin constituant son exutoire. Les caractéristiques de ces stations hydrométriques sont consignées dans le tableau IV. 01.

Tableau. IV.01: Caractéristiques des stations hydrométriques

Station	Code	Coordonnées Lambert		Altitude (m)	Période de fonctionne
		X	Y		
Haçaiba	110101	183,50	161,65	950	1961-2009
S A B	110201	186.55	192.20	635	1949-2009
S B A	110301	194,25	215,60	485	1942-2009

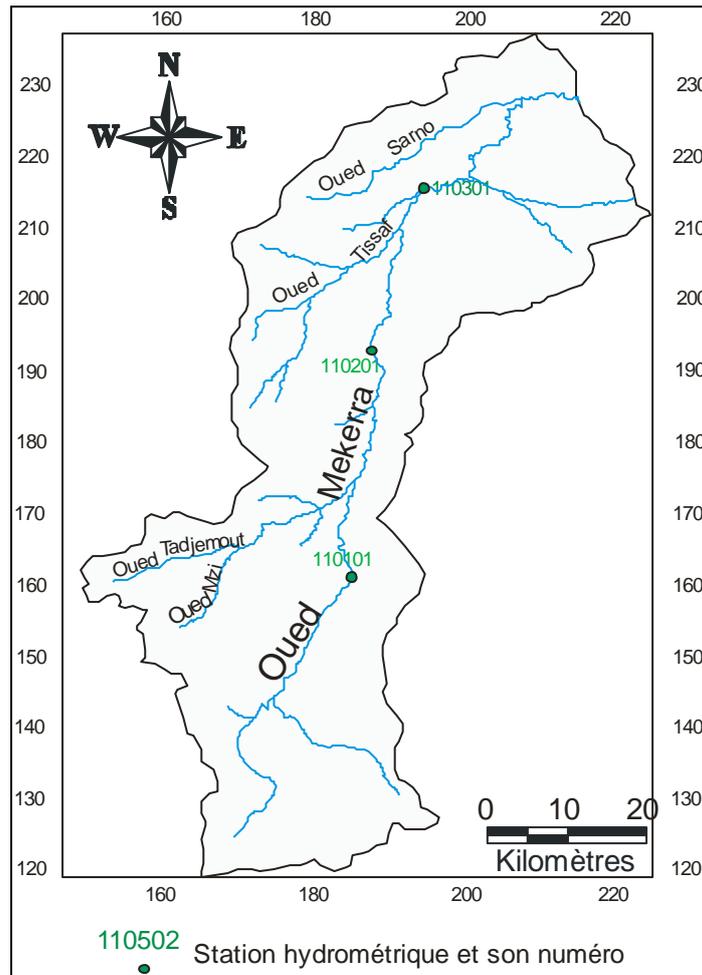


Fig. IV. 01 : Localisation des stations hydrométriques sur le bassin versant de la Mekerra

II. Variation spatiotemporelle des débits

1. Variation des débits moyens annuels

L'écoulement moyen annuel ou l'abondance annuelle est une notion fondamentale en hydrologie. C'est le volume d'eau écoulé en 365 jours à la sortie d'un bassin. Le module brut ou absolu est généralement exprimé en m^3/s et le module spécifique se traduit en $\text{L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$

Nous disposons des séries de données hydrométriques représentant 30 à 31 ans (1978/79-2008/09) d'observation (tableau.01, annexe III).

1.1. Variations des débits annuels moyens bruts

La variation annuelle des modules (tableau.01, annexe III) au niveau des trois stations est illustrée par la figure IV. 2. Le tableau. IV. 2, montre que l'oued Mekerra à Sidi Bel Abbas débite $0.79\text{m}^3/\text{s}$ avec une aire de réception de 1195km^2 , à Sidi Ali Ben Youb transite un débit de $0.51\text{m}^3/\text{s}$ pour une surface drainée de 940.10km^2 , alors que le sous bassin d'El Haçaiba (925.27km^2) ne draine en moyenne que $0.16\text{m}^3/\text{s}$, débit relativement faible qui s'explique par l'existence des pertes dans les terrains traversés et la pauvreté en précipitations qui caractérise le Sud du bassin.

Tableau. IV. 02 : valeurs caractéristiques des modules au niveau de bassin versant de l'oued Mekerra (Période : 1978/79-2008/09)

Sous bassin (la superficie en km^2)	Stations	Débit (m^3/s)			Nombre d'années > moyenne	Coeff. d'Immodération $R = Q_{\text{max}}/Q_{\text{min}}$	Coefficient de Variation
		Moyenne	Max (année)	Min (année)			
Basse Mekerra (1195)	S B A	0.79	1.87 (2008-2009)	0.27 (1998-1999)	10 sur 31	6.93	0.48
Moyenne Mekerra (940.10)	S A B	0.51	1.35 (2008-2009)	0.12 (2004-2005)	13 sur 31	11.25	0.62
Haute Mekerra (925.27)	Haçaiba	0.16	0.52 (1995-1996)	0.01 (2004-2005)	14 sur 31	52	0.81

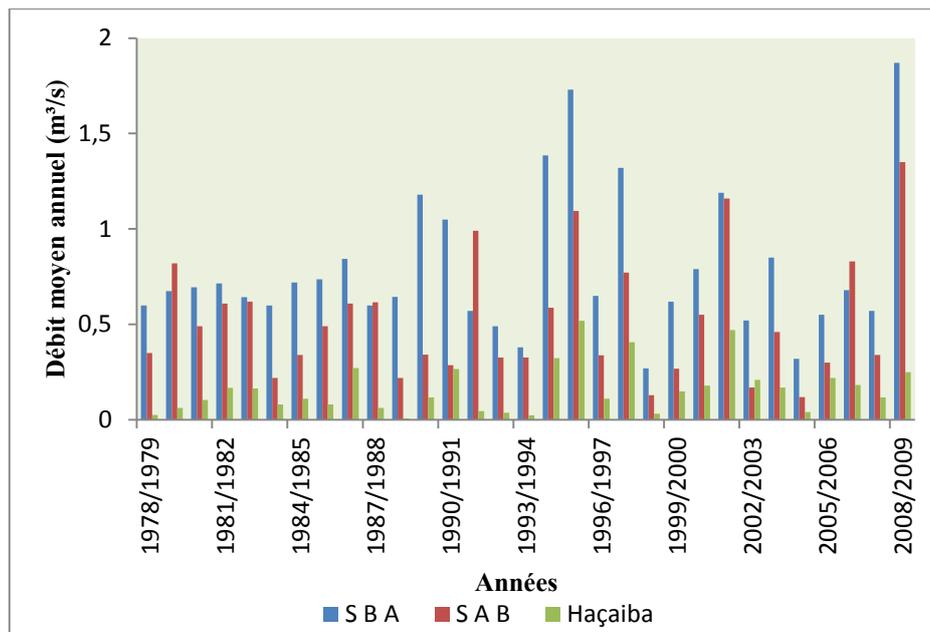


Fig. IV. 02 : Variations interannuelles des modules dans l'oued Mekerra à Sidi Ali Ben Youb, Sidi Bel Abbès, Haçaiba (1978/79-2008/09)

Les années correspondant au débit moyen annuel minimum sont pratiquement les mêmes pour l'ensemble des stations étudiées (2004/2005).

Concernant le débit moyen annuel maximum, nous avons distingué :

- L'année 2008/2009 pour le bassin de Sidi Ali Ben Youb et Sidi Bel Abbès
- L'année 1995/1996 pour le sous bassin de Haçaiba.

Les variations annuelles des modules au niveau des trois stations, portées dans le tableau.01, annexe III et illustrées par la figure IV. 2, durant les trois dernières décennies (1978/79-2008/09), montrent que la majeure partie des débits moyens annuels sont inférieures au débit moyen interannuel, ce qui confirme la tendance de la période sèche.

Certaines valeurs du module annuel sont élevées, c'est une conséquence des fortes crues de saison humide qu'avait connues ce bassin.

1.2. Variations des débits annuels moyens spécifiques (L /s/km²)

Les modules spécifiques sont l'outil le plus adapté pour mieux cerner la variation de l'écoulement dans le bassin versant ainsi que la comparaison entre les débits de bassins de tailles différentes,

Tableau. IV. 03 : Débits spécifiques et lames d'eau écoulées

Bassins	Stations	Q (m ³ /s)	q (L/s/km ²)	E (mm/an)
BasseMekerra	Sidi Bel Abbès	0.79	0.66	20.82
Moyenne	Sidi Ali Ben Youb	0.51	0.55	17.11
Haute Mekerra	Haçaiba	0.16	0.17	05.45

Q : débit moyen absolu (m³/s) ; q : débit spécifique (l/s/km²) ; E = 31540 * Q/A avec :
E : lame d'eau écoulée (mm/an) et A : superficie du sous bassin versant en (km²).

Le sous bassin versant de Sidi Bel Abbès et Sidi Ali Benyoub reçoivent pratiquement la même quantité de précipitations et leurs débits spécifiques sont respectivement 0,66 L/s/km² et 0,55 L/s/km² correspondant à une lame d'eau écoulée de 20.82 et 17.11 mm/an.

La station de Haçaiba qui draine une superficie de l'ordre de 925 km² reçoit moins de précipitations, son débit spécifique est de 0,17 L/s/km² correspondant à une lame d'eau de 5.45 mm/an. Ces faibles valeurs du débit et débit spécifique sont dues à la lithologie de bassin (L'existence des pertes dans les terrains traversés) et surtout à la pauvreté en précipitations qui caractérisent le Sud du bassin.

1.3. L'irrégularité inter annuelle des modules

L'irrégularité inter annuelle de l'écoulement peut être mesurée par les variations de l'hydraulicité, c'est à dire le rapport du débit d'une année particulière Q_i au débit moyen d'une longue série d'observation (Q_{moy}). Elle peut être complétée par d'autres critères statistiques simples tels que le coefficient de variation, ainsi que le coefficient d'immodération (R).

1.3.1. Coefficient d'hydraulicité

L'évolution de l'hydraulicité mise en évidence par le graphique correspondant (figure. IV. 3) montre des fluctuations des débits d'une année à l'autre, ce qui témoigne de l'irrégularité de l'écoulement, qui est liée à l'alimentation essentiellement pluviale irrégulière des cours d'eau.

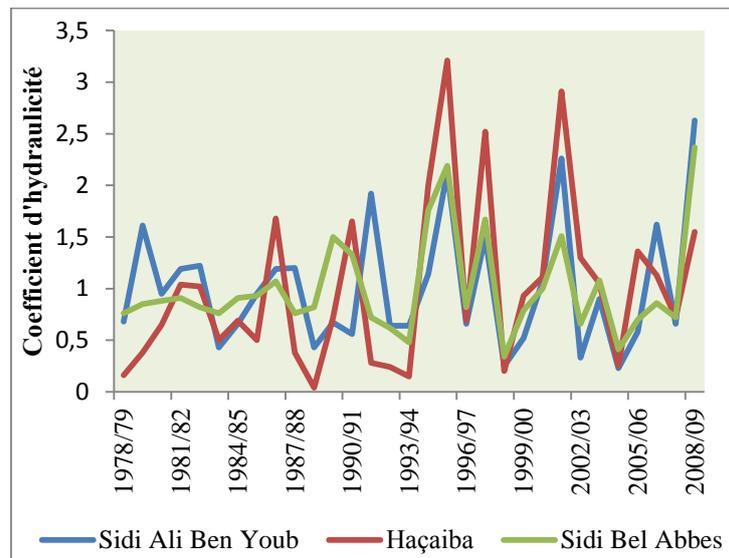


Fig. IV. 03 : Evolution du coefficient d'hydraulicité pour les trois stations de l'Oued Mekerra

A titre d'exemple l'hydraulicité de 1995/1996 pour la station hydrométrique de Haçaiba est Très forte, avec un $C_h = 3.21$ qui correspond à un débit de $0.52 \text{ m}^3/\text{s}$ et l'année de faible hydraulicité est 1988/1989, avec un $C_h = 0.04$ qui correspond à un débit de $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui détermine un coefficient d'immodération ($R = 52$).

Par contre à la station de Sidi Bel Abbès l'année de forte hydraulicité est 2008/2009 avec un $C_h = 2,43$ qui correspond à un débit de $1.87 \text{ m}^3/\text{s}$, alors que l'année 1998/99 est de faible hydraulicité avec une valeur de $C_h = 0,34$ qui correspond à un débit de $0,27 \text{ m}^3/\text{s}$.

Toutes les données sont consignées dans le tableau.02, annexe III.

1.3.2. Coefficient d'immodération (R)

Le coefficient d'immodération est faible au niveau de la station de Sidi Bel Abbès (tableau IV. 2) ce qui explique la faible fluctuation des modules et les valeurs de l'hydraulicité durant ces trente dernières années. Par contre pour les autres stations le coefficient d'immodération est relativement élevé ce qui est confirmé par l'irrégularité inter annuelle.

1.3.3. Coefficient de variation (C_v)

La variation inter annuelle peut être aussi précisée par le coefficient de variation (tableau 1 et 2, annexe III). Les valeurs du coefficient de variation sont fortes pour les stations de Haçaiba et Sidi Ali Ben Youb et moyennes pour la station de Sidi Bel Abbès (0.48). Cette variabilité entre l'amont et l'aval est liée à l'alimentation pluviale irrégulière des cours d'eau, l'existence des sources et notamment à l'apport provenant de la nappe alluviale de la plaine de Sidi Bel Abbès.

1.4. Bilan moyen annuel de l'écoulement

L'établissement d'un bilan hydrologique suppose l'unification des unités des différents termes utilisés dans ce bilan, l'unité adéquate la plus utilisée est la lame d'eau en millimètre.

Ce bilan hydrologique permet de quantifier les transferts d'eau issus des précipitations. Il comporte trois principaux termes à savoir : les entrées, les sorties et la variation de la réserve.

L'équation du bilan hydrologique est la suivante :

$$P = L_e + D$$

Avec :

P : lame d'eau annuelle précipitée en mm. Dans notre bassin nous avons calculé cette hauteur par la méthode de la moyenne arithmétique, (chapitre III).

L_e : lame d'eau annuelle écoulée en mm.

D : Déficit annuel d'écoulement ($D = P - L_e$), qui est assimilé à l'évapotranspiration réelle ETR.

Pour rendre plus pratique l'expression du bilan hydrologique, on utilise parallèlement une autre variable : le coefficient d'écoulement $C_e = \frac{L_e}{P} * 100$, qui est en tant que valeur relative reflète mieux le rôle diversifié des facteurs physico-géographiques propres du bassin versant. Ces composantes du bilan hydrologique ont été calculées pour les sous bassins de Sidi Bel Abbès, Sidi Ali Ben Youb et Haçaïba (tableau IV. 04).

Tableau. IV. 04 : Le bilan hydrologique moyen annuel de l'écoulement aux différentes Stations Pour la période 1978/79-2008/09

Sous bassin	Station de jaugeage	Superficie (km ²)	Bilan hydrologique			
			P (mm)	L _e (mm)	D (mm)	C _e (%)
Basse Mekerra	Sidi Bel Abbès	1195	308	21	288	07
Moyenne Mekerra	Sidi Ali Ben Youb	940.10	335	17	318	05
Haute Mekerra	Haçaïba	925.27	282	05	277	02

Les sous bassins caractérisant le bassin versant de l'oued Mekerra présentent une lame d'eau écoulee faible par rapport à la hauteur pluviométrique moyenne, qui se traduit par une forte évaporation.

Le coefficient de l'écoulement C_e est très faible (moins de 07%), en raison de l'influence des faibles précipitations et de leur irrégularité temporelle ainsi que des fortes températures conduisant à une évaporation importante.

Le bilan moyen annuel de l'écoulement met en évidence le caractère déficitaire du régime hydrologique du bassin de la Mekerra qui constitue plus de 90% des pluies moyennes annuelles. Les calculs du déficit moyen annuel par les méthodes de Turc et Thornthwaite sur les données de la station de Sidi Bel Abbès donnent des valeurs très proches à ceux du bilan d'écoulement.

Cependant, La lame d'eau écoulee, estimée en amont du bassin (station de Haçaïba), est très faible et représente environ 2% des précipitations moyennes annuelles. Cela ne peut s'expliquer que par l'importance des pertes dans les terrains karstiques du Jurassique et du Crétacé à perméabilité très élevée.

En plus un bilan annuel dans ces conditions ne reflète pas la réalité de l'écoulement dans le bassin qui est plutôt caractérisé par des crues violentes et courtes.

1.5. Relation interannuelle des pluies et des débits annuels

L'évolution interannuelle des lames d'eau écoulées moyennes annuelles pour les stations de Sidi Ali Benyoub et Sidi Bel Abbès en fonction des pluies annuelles observées, est donnée par la Figure. IV. 4. La station de Haçaiba est abandonnée en raison de son intérêt médiocre et dont sa surface drainée est certainement sous l'influence du milieu karstique (lame écoulée très faible).

Les années les plus pluvieuses sont relativement abondantes en écoulement, cependant, cette concordance n'est pas évidente car on trouve:

- Des années moins pluvieuses avec un coefficient d'écoulement plus élevé que celui d'autres années à pluviosité supérieure (tableau.03, Annexe III), à titre d'exemple la pluviométrie à la station de Sidi Ali Benyoub 1990/91, est plus importante (472 mm) que celle de l'année 1982/1983 (252 mm), est marquée par un écoulement de 9.7 mm/an beaucoup plus faible que celui de l'année 1982/83 (20.8 mm/an),
- les valeurs du coefficient de l'écoulement sont trop faibles pour représenter la réalité car il y a des périodes qui sont marquées par des écoulements extrêmes, causant des inondations dévastatrices.

Par conséquent, la pluviométrie annuelle n'est pas un facteur suffisant pour expliquer l'écoulement notamment celui de pointe.

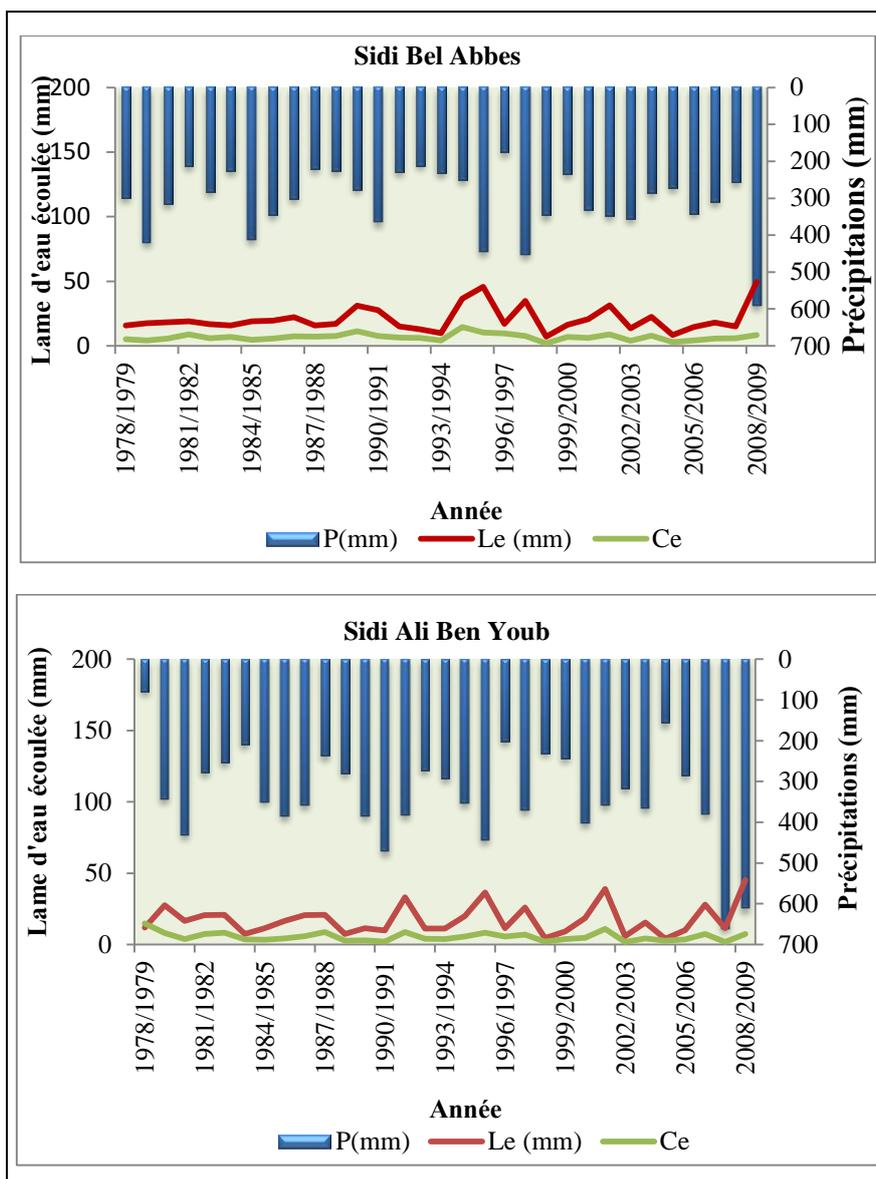


Fig. IV. 04 : Variations interannuelles de l'écoulement moyen annuel en fonction des pluies annuelles

2. Irrégularité inter mensuelle et régime saisonnier des débits

2.1. Variations mensuelles des débits

L'examen du tableau IV. 05 et la figures IV. 5 montrent que les maxima mensuels sont observés au mois de Septembre et Octobre alors que les minima mensuels sont enregistrés en Juillet, Août et parfois Décembre, Janvier.

Septembre et Octobre représentent la période de crue de l'oued Mekerra.

Tableau. IV. 05 : Répartition des débits mensuels et La lame d'eau écoulé au niveau les trois sous bassin de la Mekerra pour la période (1978/2008)

Sidi Bel Abbas												
Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Max	10,29	6,85	2,80	1,15	1,21	4,31	4,37	4,65	6,15	6,39	1,15	2,18
Min	0,17	0,21	0,26	0,16	0,17	0,19	0,19	0,16	0,15	0,14	0,14	0,16
R	60,53	32,62	10,77	7,19	7,12	22,68	23,00	29,06	41,00	45,64	8,21	13,63
Moy	1,29	1,60	0,86	0,49	0,53	0,69	0,72	0,69	0,88	0,70	0,44	0,59
E	1,94	1,82	0,71	0,21	0,23	0,76	0,76	0,80	1,14	1,10	0,24	0,68
Cv	1,51	1,14	0,83	0,42	0,42	1,11	1,06	1,16	1,30	1,57	0,54	1,15
C M D	1,63	2,02	1,08	0,62	0,68	0,87	0,91	0,87	1,11	0,88	0,56	0,75
Le	2.80	3.47	1.86	1.063	1.15	1.49	1.56	1.49	1.91	1.52	0.95	1.28
Sidi Ali Ben Youb												
Max	6,53	10,20	1,78	0,43	0,60	0,91	4,72	8,84	3,16	2,56	0,95	6,51
Min	0,00	0,04	0,09	0,02	0,12	0,10	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,13
R	.	255	19,78	21,50	5,00	9,10	236,00	884,00	316,00	128,00	95,00	50,08
Moy	0,89	1,35	0,54	0,22	0,25	0,30	0,54	0,59	0,44	0,49	0,24	0,42
E	1,33	2,33	0,52	0,11	0,12	0,22	1,04	1,55	0,60	0,68	0,27	1,17
Cv	1,5	1,73	0,97	0,48	0,49	0,74	1,93	2,65	1,37	1,38	1,09	2,79
C M D	1,75	2,64	1,06	0,43	0,49	0,58	1,03	1,15	0,87	0,94	0,48	0,83
Le	2.45	3.72	1.49	0.61	0.69	0.83	1.49	1.62	1.21	1.35	0.66	1.16
Haçaiba												
Max	3,07	1,53	0,48	0,13	0,24	0,49	2,36	0,60	1,67	1,42	0,62	1,39
Min	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
R
Moy	0,43	0,41	0,11	0,03	0,04	0,04	0,17	0,10	0,24	0,14	0,09	0,10
E	0,74	0,65	0,14	0,05	0,06	0,10	0,48	0,16	0,40	0,31	0,16	0,27
Cv	1,73	1,59	1,24	1,75	1,61	2,53	2,76	1,57	1,67	2,23	1,86	2,68
C M D	2,72	2,59	0,69	0,19	0,25	0,25	1,07	0,63	1,52	0,88	0,57	0,63
Le	1.20	1.15	0.31	0.08	0.11	0.11	0.47	0.28	0.67	0.39	0.25	0.28

CMD : coefficient mensuel de débit, Max : débit maximum du mois, Min : débit minimum du mois, E : écart type, Cv : coefficient de variation, Le : Lame d'eau écoulé en (mm/mois), R : Rapport des extrêmes.

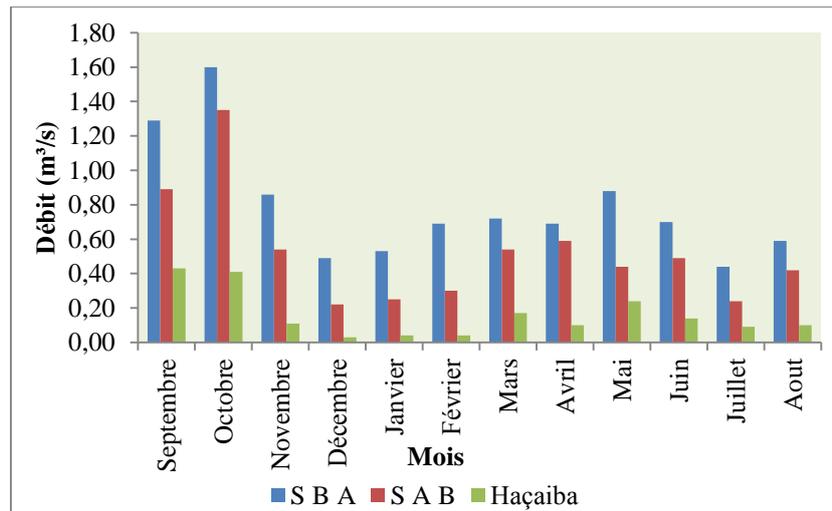


Fig. IV. 05 : Répartition des débits moyens mensuels dans le bassin versant de l'Oued Mekerra pour la période (1978/79-2008/09)

L'analyse des débits moyens mensuels permet de mettre en évidence les régimes des cours d'eau et leurs variations inter annuelles ou inter saisonnières. Ces régimes peuvent être traduits par divers critères numériques et graphiques parmi lesquels on retiendra, principalement les coefficients mensuels de débits (C.M.D).

2.1.1. Méthode des C.M.D

La méthode classique d'étude des régimes des cours d'eau est basée sur les débits moyens mensuels que l'on transforme en coefficients mensuels de débits (C.M.D) qui ont l'avantage de permettre la comparaison des variations saisonnières du régime des cours d'eau de débit très différents et aux bassins versants de tailles différents.

Les mois dont le coefficient mensuel de débits ou rapport de débit moyen mensuel au module de la période considérée est inférieur à l'unité représentent la période de basses eaux et les mois dont le C.M.D est supérieur à l'unité, correspondant à la période des hautes eaux.

La figuration graphique des C.M.D établie pour les séries hydrométriques disponibles permet de quantifier le régime des trois oueds principaux. Les coefficients de débits de Sidi Bel Abbas, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba reflètent mieux les caractères généraux de l'écoulement dans notre bassin d'étude (figure IV. 6).

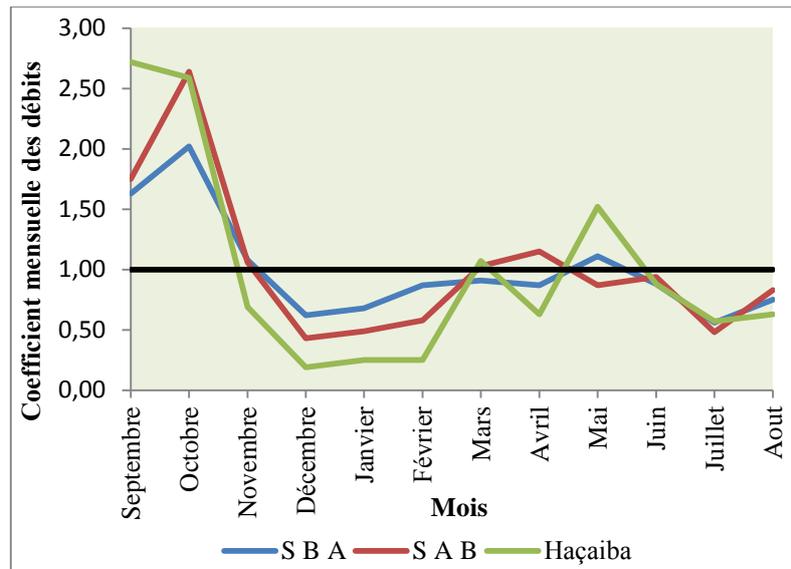


Fig. IV. 06 : Courbes des coefficients mensuelles des débits au niveau les trois sous bassin de l'Oued Mekerra durant la période (1978/79-2008/09)

En effet, le régime moyen de ce bassin à alimentation essentiellement pluviale, comporte des hautes eaux de saison humide de mai pour la station de Sidi Bel Abbes et Haçaiba, et Avril pour Sidi Ali Ben Youb.

Les mois d'Octobre, Novembre et Septembre présentent un C.M.D supérieure à l'unité, en raison des fortes pluies orageuses provoquant des inondations au début de l'année hydrologique. Le maximum mensuel se situe en Octobre, pour les trois sous bassins, alors que le C.M.D de Juillet et Janvier représente le minimum mensuel d'écoulement.

2.1.2. Coefficient de variation

L'irrégularité mensuelle et saisonnière des débits (tableau IV. 05) ressort parfaitement des valeurs calculées du Cv pour les différentes stations et pour les différents mois de l'année. Ces valeurs attestent d'une variabilité du régime encore plus marquée qu'à l'échelle annuelle.

En plus de cette variation mensuelle des débits moyens, il apparaît que l'écoulement mensuel est extrêmement variable d'une année à l'autre (voir tableau 04, annexe III) surtout au cours de la période des hautes eaux. Le coefficient de variation mensuelle dépasse largement l'unité (Figure IV. 7), il atteint en mois d'Avril 2,65 à Sidi Ali Ben Youb, cette valeur est de 2.76 en mois de Mars à Haçaiba, ce qui reflète

une pluviométrie irrégulière durant les 30 dernières années, qui tombe sous forme d'averses intenses engendrant des crues brutales et localisées, qui caractérisent évidemment les bassins à influence climatique semi-aride.

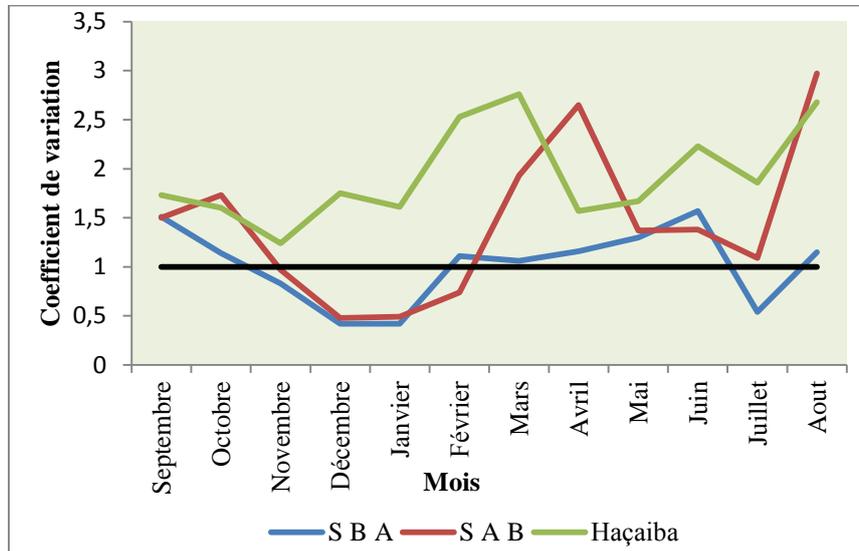


Fig. IV. 07 : Courbes des coefficients de variations mensuelles des débits au niveau des trois sous bassin de l'Oued Mekerra durant la période (1978/79-2008/09)

La plus faible variabilité qui caractérise le sous bassin de Sidi Bel Abbas atteste que l'écoulement dans ce secteur présente une régularité inter mensuelle du débit.

Du point de vue spatial, la variabilité de l'écoulement est liée au caractère aléatoire des précipitations (averses intenses et localisées) et aux nuances physico-géographiques, qui dessinent le bassin de l'oued Mekerra, car le débit d'un oued dépend des impulsions pluviométriques et de la réponse de la structure physique du bassin (lithologie, géologie, couvert végétal ...).

2.2. Relation inter mensuelle des débits et des pluies

La confrontation entre la tranche d'eau précipitée et la lame d'eau écoulée (Tableau IV. 6 et figure IV. 8), nous montre qu'au niveau des trois stations, les débits ne suivent pas exactement les hauteurs mensuelles pluviométriques. Ceci est net dans les trois premiers mois de l'année hydrologique. Il est intéressant de constater d'après ces figures (figure IV. 8), l'importance de la rétention et de la restitution suivant les trois sous bassins de la Mekerra.

Tableau. IV. 06 : Tranche d'eau précipitée (P en mm) et lame d'eau écoulée (Le en mm/mois) au niveau les trois bassins

Mois	Sidi Bel Abbes		Sidi Ali Ben Youb		Haçaiba	
	P (mm)	Le (mm/mois)	P (mm)	Le (mm/mois)	P (mm)	Le (mm/mois)
Sept	21	2.8	26	2.5	21	1.2
Octobre	29	3.5	36	3.7	31	1.2
Novembre	46	1.9	39	1.5	36	0.3
Décembre	37	1.1	40	0.6	29	0.1
Janvier	37	1.2	39	0.7	29	0.1
Février	41	1.5	38	0.8	29	0.1
Mars	37	1.6	42	1.5	36	0.5
Avril	29	1.5	32	1.6	29	0.3
Mai	20	1.9	24	1.2	24	0.7
Juin	6	1.5	7	1.4	8	0.4
Juillet	2	0.9	4	0.7	3	0.3
Août	2,4	1.3	6	1.2	7	0.3

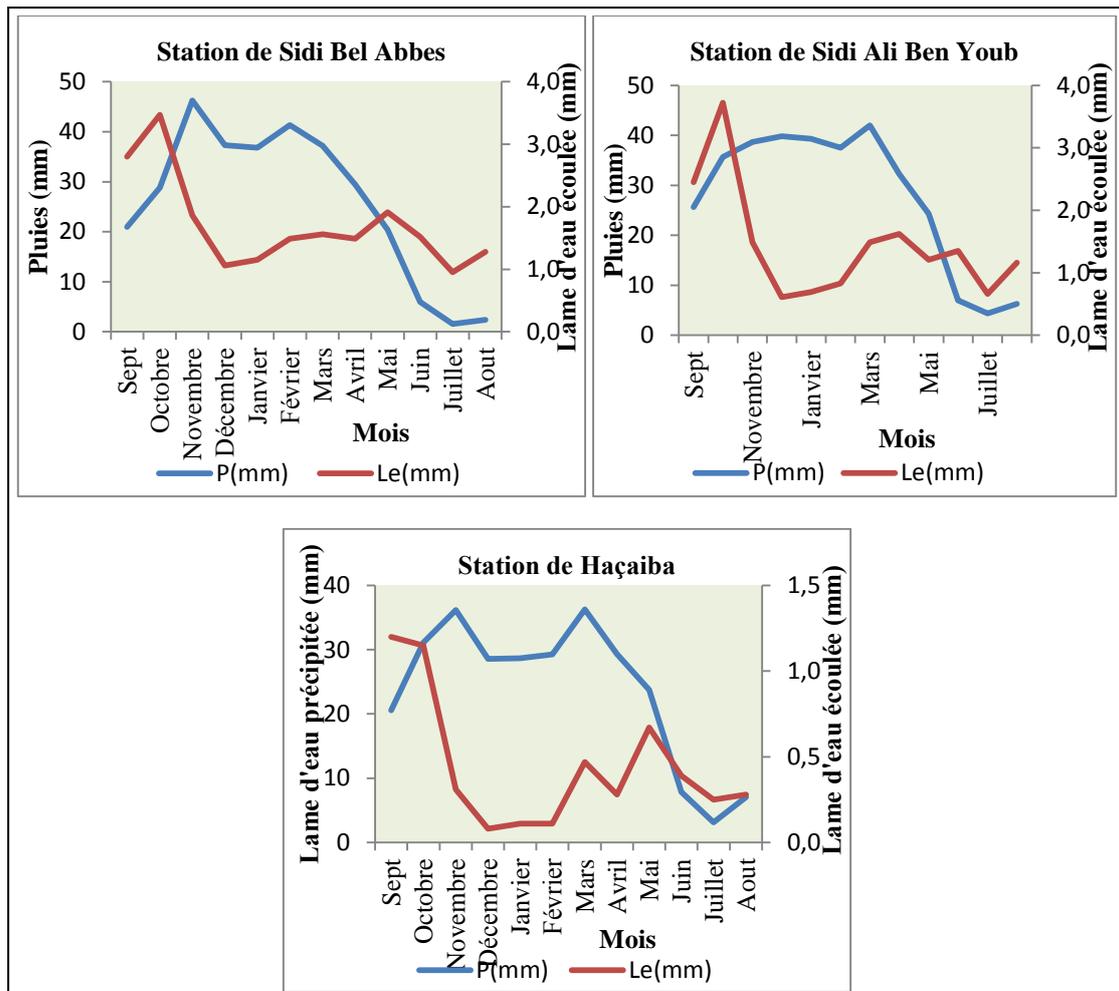


Fig. IV. 08 : Lames d'eau précipitée et écoulee aux niveaux des sous bassins de Sidi Bel Abbès, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba (Macta-Algérie)

Le maximum des débits ne concorde pas forcément au maximum pluviométrique, car le mois le plus humide n'offre pas le plus grand débit, par conséquent, la réponse hydrologique du bassin de la Mekerra ne dépend pas de la hauteur de la pluie mensuelle et leur abondance mais plutôt de son intensité. Ce qui explique le lien entre l'écoulement et l'intensité des pluies orageuses qui tombent en automne qui provoquent des inondations ravageuses de la Mekerra.

2.3. Les variations saisonnières des débits

Le tableau IV. 07, montre la répartition saisonnière des débits durant la période 1978/79-2008/09

Tableau. IV. 07 : variation saisonnière des débits (1978/79-2008/09)

Sidi Bel Abbes				
Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Débit	1.25	0.57	0.76	0.58
Sidi Ali Ben Youb				
Débit	0.93	0.29	0.52	0.39
Haçaiba				
Débit	0.32	0.03	0.17	0.11

L'examen du tableau IV. 07 et l'histogramme de variation saisonnière des débits (figure IV. 9) montrent que la période de crue s'observe en automne et parfois au printemps.

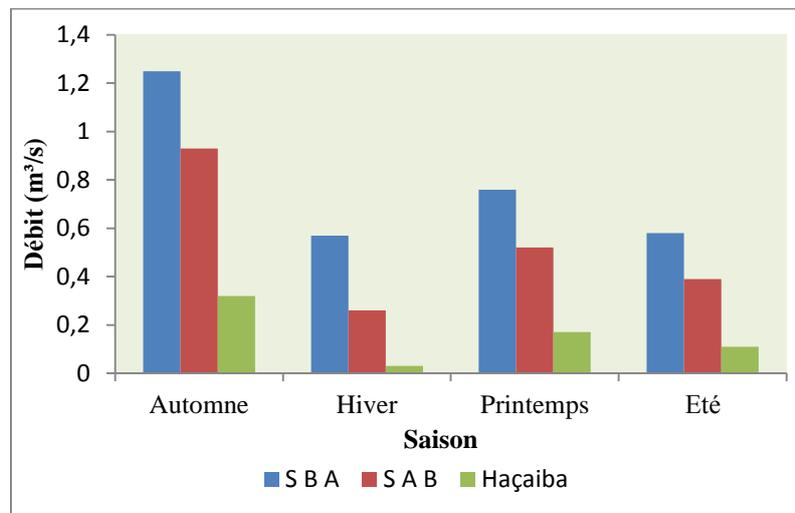


Fig. IV. 09 : Variation saisonnière des débits moyens mensuels de l'Oued Mekerra (1978/79-2008/09)

3. Variation journalière des débits

L'étude du régime fluvial, à l'échelle journalière, mérite une analyse car les oueds subissent des variations journalières importantes. Nous possédons une chronique des débits moyens journaliers s'étalant de 1978/1979 -2008/2009 pour les trois stations. Les jours sont classés à partir du premier Septembre.

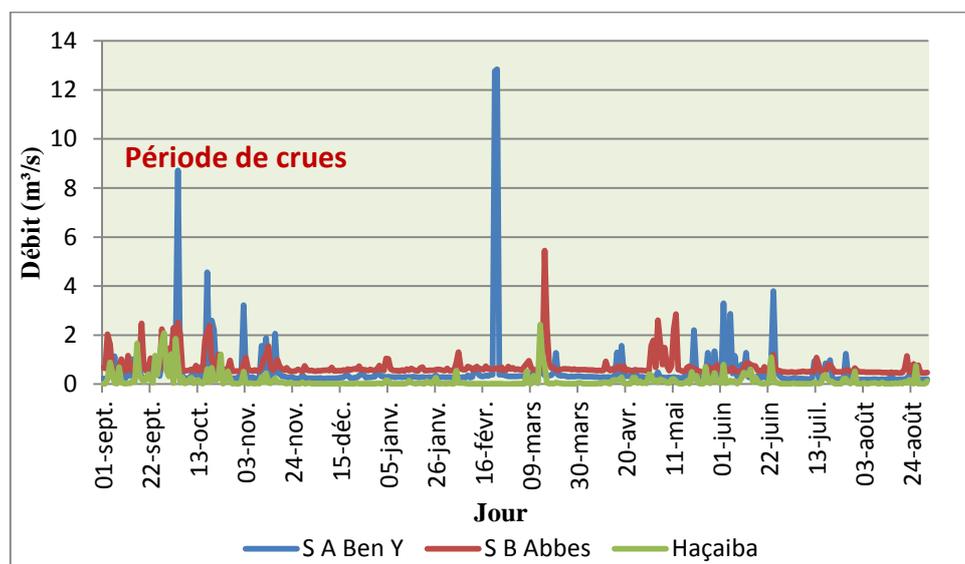


Fig. IV. 10 : Variation journalière des débits moyens de l'Oued Mekerra

La courbe des débits journaliers (Figure. IV. 10) fait ressortir deux périodes de crue de l'oued Mekerra, la plus importante s'étale de fin Août jusqu'au début de Novembre et la deuxième correspond à des événements courts liés à la saison du printemps.

L'année humide est marquée par une saison de hautes eaux correspondant pratiquement à l'automne (Septembre, Octobre et Novembre), où le débit a atteint environ $9\text{m}^3/\text{s}$ pour Sidi Ali Ben Youb, $2.86\text{m}^3/\text{s}$ pour Sidi Bel Abbès et 2.09 pour la station de Haçaiba au mois d'Octobre

A partir du mois de Décembre les débits commencent à décroître lentement et presque régulièrement jusqu'au minimum.

3.1. Courbe des débits classés

Pour mieux saisir les variations journalières nous avons établi la courbe des débits classés où on porte en ordonnée les valeurs du débit journalier qui a été atteint ou dépassé pendant le nombre n de jours correspondant à l'abscisse (n).

Les débits caractéristiques sont indiqués ci – dessous :

- débit caractéristique maximal (DCM) : débit dépassé 10 jours par an,
- débit moyen caractéristique ou de 06 mois (DC6) : débit dépassé 06 mois par an,
- débit caractéristique de 01, 03 ou 09 mois (DC1, DC3, DC9) : débits dépassés respectivement 01, 03 ou 09 mois par an,

Tableau. IV. 08 : Débits caractéristiques moyens de l'oued Mekerra
(1978/79-2008/09)

Année	Q_{\max} (m^3/s)	DCM (m^3/s)	DC1 (m^3/s)	DC3 (m^3/s)	DC6 (m^3/s)	DC9 (m^3/s)	DCE (m^3/s)	Q_{\min} (m^3/s)
Sidi Bel Abbas								
1978/2008	5.45	2.23	1.09	0.69	0.58	0.54	0.45	0.45
Sidi Ali Ben Youb								
1978/2008	12.85	2.21	0.98	0.39	0.29	0.26	0.18	0.18
Haçaiba								
1978/2008	2.42	1.09	0.48	0.13	0.03	0.02	0.01	0.01
Moyenne								
1978/2008	6.91	1.84	0.85	0.40	0.30	0.27	0.21	0.21

L'allure générale de la courbe des débits classés journaliers (figure IV. 11) laisse apparaître une concavité très prononcée qui traduit l'immodération du régime.

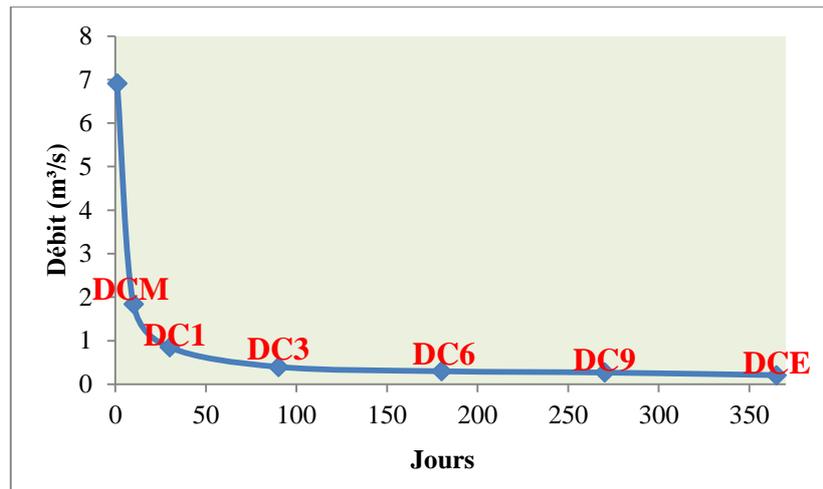


Fig. IV. 11 : Courbe des débits classés de l'Oued Mekerra.

On remarque que le régime de l'écoulement journalier subit une variation relativement importante qui est certainement provoquée par les crues. Le débit caractéristique maximal (DCM) est de $1.84\text{m}^3/\text{s}$, tandis que le débit d'étiage (DCE) est de $0.21\text{m}^3/\text{s}$ pour les années (1978/2008). L'écart entre les débits classés est relativement considérable par rapport aux variations saisonnières. Le DC9 quant à lui, est resté constant.

Pendant neuf mois l'oued est presque à sec, par ces valeurs caractéristiques, nous pouvons confirmer que le régime du cours d'eau de la Mekerra connaît non seulement une grande irrégularité inter annuelle mais aussi une grande variabilité saisonnière.

III. Etude des débits des crues extrêmes

L'étude des crues permet de mettre en évidence la réaction du bassin versant pendant un pas de temps réduit à une averse ou séquence pluvieuse donnée. Cette réaction ou réponse du bassin, fonction des caractères propres des précipitations (hauteur, intensité et durée) est déterminée par la combinaison complexe des divers éléments caractérisant l'organisation fluviale : état de saturation des sols, importance des pentes, taux de la couverture végétale etc....

On se limitera dans l'étude des crues, à leurs caractères généraux tels que leur genèse, leur puissance, leur fréquence en précisant par ailleurs, le potentiel hydrologique énorme qu'elles représentent.

Nous nous contentons donc d'exploiter les données disponibles à savoir :

- débits instantanés de crues à Sidi Bel Abbes (1942 – 2001),
- débits instantanés de crues à Sidi Ali Ben Youb (1950 –2005),
- débits instantanés de crues à Haçaiba (1962 – 2005).

1. Genèse 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 etc....), par la pente des thalwegs et la forme du lit (Cosandey et Robinson, 2000in Bouanani, 2004).

L'étude fréquentielle des crues enregistrées montre que (tableaux. IV. 09) :

Tableau. IV. 09 : Répartition en (%) du nombre des crues

Classes de débits (m ³ /s)	Haute Mekerra (%)	Moyenne Mekerra (%)	Basse Mekerra (%)
20-50	62,65	47,76	19,67
50-100	26,51	27,36	52,46
100-200	7,23	17,41	24,89
200-500	3,61	5,97	3,28
> 500	-	1,43	-

La classe prépondérante pour la haute Mekerra est celle comprise entre 20 – 50 m³/s avec 62.65% des cas. La station de la basse Mekerra avec une période plus étendue inscrit 52.46% des cas dans la classe des débits 50 – 100 m³/s.

Pour une période de 55 ans la moyenne Mekerra est connue par de nombreuses crues importantes. Plus de 24% des crues ont un débit supérieur à 100 m³/s dont 1.43% dépassent 500 m³/s.

A partir du tableau.05, Annexe III, on peut dire qu'au niveau des stations de Sidi Bel Abbas et Sidi Ali Ben Youb, 1990 et 1997 sont les années où les crues sont abondantes, par ailleurs pour la station d'El Haçaiba les crues sont plus fréquentes pendant les années 1971 et 1997.

L'analyse des crues pour les trois stations pendant un demi-siècle fait ressortir que l'année de plus longue période de crue est 1997 avec plus de 5 jours (Figure. IV. 12).

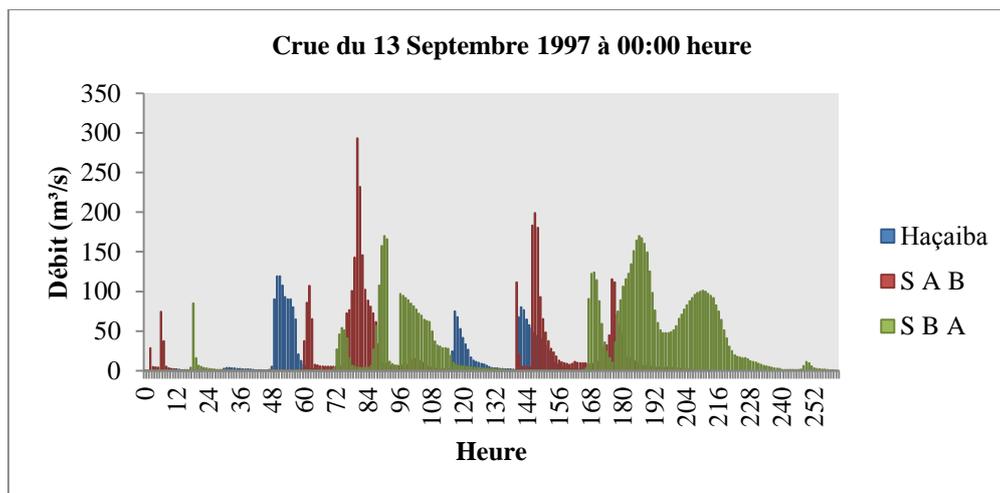


Fig. IV. 12: Crue de 13 au 16 Septembre 1997 enregistrées dans les trois stations

Tableau IV. 10 : Crues les plus importantes pour les trois sous bassins de l'Oued
Mekerra

Haçaiba				Sidi Ali Ben Youb			
date	Débit de crue (m ³ /s)	Hauteur (cm)	L'heure	date	Débit de crue (m ³ /s)	Hauteur (cm)	Heure
25/07/64	52	220	6 :00	18/09/50	293.2	400	22 :00
09/10/66	88	296	2 :00	01/07/51	130.3	300	01 :00
15/10/67	36.8	182	22 :30	26/09/53	85.17	216	03 :00
05/07/68	44	200	22 :00	14/04/54	66.9	192	18 :00
05/10/69	42.4	196	02 :00	18/06/55	59.9	186	08 :00
08/08/70	24.14	148	16 :00	08/04/56	62.2	188	02 :00
15/09/71	86	292	19 :00	20/10/57	97.63	239	12 :00
19/10/72	52	220	11 :00	14/11/58	47.9	174	11 :00
08/08/73	23.48	146	19 :00	01/12/59	91.13	227	23 :00
01/05/75	20.18	136	22 :00	03/08/60	47.05	173	09 :00
24/09/80	113.2	340	16 :45	26/09/61	105.75	254	23 :00
02/06/82	48	210	08 :00	13/02/62	85.17	216	00 :00
23/06/83	72	264	17 :30	10/10/66	324.18	415	06 :00
25/07/85	42.4	196	21 :30	16/10/67	44	164	07 :00
03/10/86	229.46	503	18 :30	11/05/68	47.6	168	11 :00
18/05/88	80	280	20 :00	05/10/69	130.3	300	03 :00
30/04/90	44	200	19 :00	30/09/70	103	240	02 :00
14/03/91	28	160	15 :00	24/09/71	130.3	300	17 :00
21/09/92	43.2	198	21 :30	19/10/72	49.6	195	16 :00
12/11/93	21	140	08 :50	18/06/73	21.5	164	10 :00
28/09/94	107.4	330	16 :10	24/04/75	46.44	192	01 :00
30/09/94	114.36	342	23 :30	21/10/77	105	240	08 :00
04/09/95	65	250	20 :00	14/09/79	43.2	176	10 :00
12/06/96	90	300	23	05/03/80	128.91	298	20 :15
26/08/97	87	294	05 :00	02/06/82	93	230	12 :16
16/09/97	119	350	02 :00	23/06/83	100.8	236	02 :00
20/09/98	28	160	20 :30	29/09/84	42.4	175	11 :00
04/09/99	44	200	00 :30	26/07/85	66.36	206	02 :30
23/10/00	230.28	504	13 :30	04/10/86	586	530	00 :45
20/09/01	139.4	380	03 :00	03/10/87	97.13	252	18 :25
09/10/01	125.8	360	23 :30	19/05/88	145.9	310	00 :30
23/08/02	227	500	21 :30	01/10/89	145.9	310	21 :00
08/06/03	68.5	250	18 :50	30/04/90	200.5	345	21 :05
14/08/04	36	180	22 :00	15/03/91	142.78	308	00 :00
17/03/05	44	200	22 :00	22/09/92	67.12	210	03 :30
				12/11/93	34.4	170	15 :26
				28/09/94	161.5	320	00 :00
				29/09/94	128.81	298	22 :00
				01/10/94	130.3	300	07 :20
				11/10/95	110.24	273	18 :10
				10/06/96	129.4	299	02 :55
				24/08/97	367.58	436	20 :35
				21/09/98	74.2	250	02 :30
				27/09/99	174	330	08 :30

	29/07/00	130.3	300	02 :30
	23/10/00	662	560	13 :40
	10/10/01	259.2	380	02 :30
	24/08/02	636.83	550	02 :00
	15/10/03	60.9	227	01 :30
	16/04/04	25.39	167	04 :00
Sidi Bel Abbes				
date	Débit de crue (m ³ /s)	Hauteur (cm)	Heure	
10/10/1943	80	180	20 :00	
02/10/1948	70	170	16 :00	
29/12/1950	110	210	07 :00	
14/04/1954	100	200	16 :00	
13/02/1962	50	150	08 :00	
05/10/1986	57.1	288	03 :00	
19/10/1989	64.6	292	21 :00	
16/10/1990	76.1	300	16 :00	
15/03/1991	135	330	14 :00	
22/09/1992	70.34	296	17 :00	
13/11/1993	70.34	296	06 :00	
27/09/1994	215	380	13 :00 à 15 :00	
30/09/1994	215	380	13 :00	
17/10/1994	130.3	351	08 :30	
17/10/1994	59	296	23 :30	
02/11/1994	142	360	14 :00	
13/11/1994	104.3	331	20 :00	
11/10/1995	116	340	23 :00	
22/10/1995	154.5	370	00 :00	
05/02/1996	151.04	368	02 :00	
25/08/1997	99.6	330	05 :30	
26/08/1997	113.8	340	23 :30	
16/09/1997	170	385	18 :30	
27/09/1997	123.85	351	00 :30	
27/09/1997	170	385	18 :00	
28/09/1997	101.05	334	18 :00	
27/10/1997	122.6	347	12 :00 à 14 :00	
21/09/1998	64.2	312	14 :00	
04/09/1999	84.8	323	16 :00	
24/10/2000	150.8	421	03 :00	
14/01/2001	38.07	283	12 :00	

La crue du 23/10/2000 (Fig. IV. 13 et Tableau IV. 10) représente la crue maximale enregistrée à la station d'El Haçaiba (230.28m³/s à 13 :30), cette dernière arrive après 10 minutes à la station de Sidi Ali Ben Youb pour constituer encore un maximum historique de 662m³/s. La rapidité et la violence de cette crue s'explique par la forte intensité de l'évènement pluvieux ainsi que par l'état physique de cette partie du bassin (lithologie, pente et le couvert végétal...).

Par contre à la station de Sidi Bel Abbès cette crue arrive après plus de 13 heures avec un débit relativement faible ($150.8\text{m}^3/\text{s}$) ce qui confirme une perte de volume causée par le débordement de l'Oued juste après la station de Sidi Ali Ben Youb. Ce débordement au niveau de la plaine de Sidi Bel Abbès est la cause de toutes les inondations de la ville. L'Oued Mekerra à Sidi Bel Abbès ayant été aménagé au niveau de son passage dans la ville.

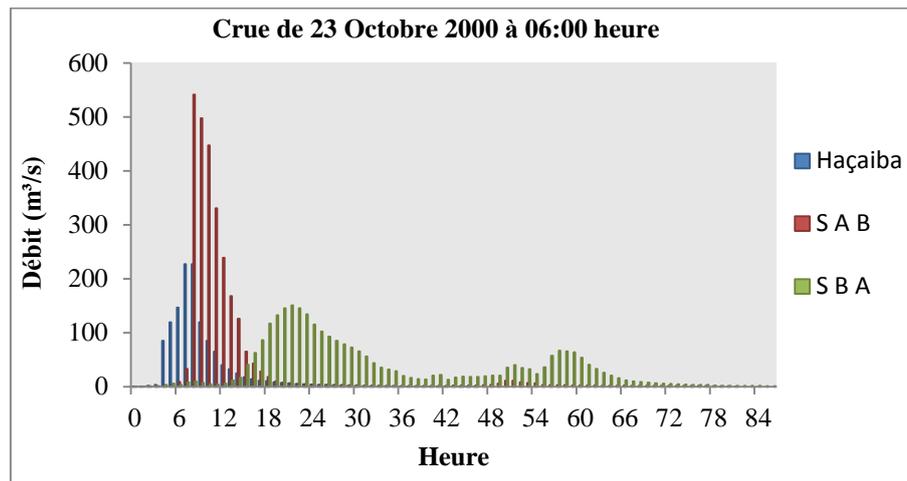


Fig IV. 13 : la crue de 23/10/2000 au niveau des stations de: Haçaiba, Sidi Ali Ben Youb et Sidi Bel Abbès

Les valeurs extrêmes des débits instantanés maxima ont une distribution annuelle variable. En effet, la figure 01, Annexe III, montre que durant la même période (1964/2004), la réponse aux crues est différente d'un bassin à l'autre. L'évolution des crues est fonction de la répartition des précipitations et de la densité du réseau hydrographique. La vitesse de propagation des maxima, elle même fonction de plusieurs facteurs (pente, étendue du lit et hiérarchisation du chevelu hydrographique) constitue un élément fondamental dans l'évolution spatiale des crues.

Les hydrogrammes relatifs aux crues sont intéressants dans la mesure où certains laissent apparaître deux montées ou plus des niveaux d'eau, dues à des averses successives. Ces aspects mettent en évidence le caractère relativement durable des précipitations. Contrairement à la montée, la décrue s'est généralement faite de façon beaucoup plus lente, cette phase s'étend sur plusieurs jours avant le rétablissement du débit de base. On remarque que les courbes de décrue aux diverses stations ont des allures semblables.

2. Puissance des crues

Plusieurs critères peuvent caractériser la puissance d'une crue : sa cote maximale, son débit journalier maximal, son volume et son coefficient « e » de Meyer- Coutagne – Pardé, qui constitue un bon élément d'approche dans le cadre d'une analyse comparative de crues entre des bassins de tailles différentes.

$$e = \frac{Q}{\sqrt{S}}$$

Avec :

Q : débit maximal instantané (m³/s),

S : surface réceptrice du bassin (km²),

Pour le sous bassin d'El Haçaiba, les valeurs correspondantes calculées pour les crues maximales relatives à la période 1962/2005 (tableau IV. 11) permettent de constater de fortes variations de la puissance des crues, le coefficient « e » oscille entre 0.66 et 7.57.

Tableau. IV. 11 : Quelques Crues importantes d'El Haçaiba. (1964/2005)

A	b	c	d	e
25/07/1964	52	6.84	7,60	1,71
09/10/1966	88	22.7	3,88	2,89
15/10/1967	36.8	1.87	19,68	1,21
05/07/1968	44	3.95	11,14	1,45
05/10/1969	42.4	11	3,85	1,39
08/08/1970	24.14	5.17	4,67	0,79
15/09/1971	86	9.95	8,64	2,83
19/10/1972	52	7.81	6,66	1,71
08/08/1973	23.48	2.71	8,66	0,77
01/05/1975	20.18	1.81	11,15	0,66
24/09/1980	113.2	26.5	4,27	3,72
02/06/1982	48	18	2,67	1,58
23/06/1983	72	16	4,50	2,37
25/07/1985	42.4	4.91	8,64	1,39
03/10/1986	229.46	39.7	5,78	7,54
18/05/1988	80	11.1	7,21	2,63
30/04/1990	44	8.59	5,12	1,45
14/03/1991	28	19	1,47	0,92
21/09/1992	43.2	2	21,60	1,42
12/11/1993	21	5.09	4,13	0,69
28/09/1994	107.4	27	3,98	3,53
30/09/1994	114.36	7.81	14,64	3,76
04/09/1995	65	9.51	6,83	2,14
12/06/1996	90	8.79	10,24	2,96
26/08/1997	87	16.8	5,18	2,86
16/09/1997	119	37.8	3,15	3,91
20/09/1998	28	5.32	5,26	0,92
04/09/1999	44	8.56	5,14	1,45
23/10/2000	230.28	50.93	4,52	7,57
20/09/2001	139.4	44.05	3,16	4,58
09/10/2001	125.8	24.46	5,14	4,14
23/08/2002	227	21.93	10,35	7,46
08/06/2003	68.5	4.28	16,00	2,25
14/08/2004	36	5.6	6,43	1,18
17/03/2005	44	5.99	7,35	1,45

Il varie pour Sidi Ali Ben Youb entre 0.7 et 21.59 durant la période (1950/2005) (tableau IV. 12).

Tableau IV. 12 : Crues importantes de Sidi Ali Ben Youb (1950/2005).

a	b	c	d	e
18/09/1950	293.2	62.16	4,72	9,56
01/07/1951	130.3	29.74	4,38	4,25
26/09/1953	85.17	26.69	3,19	2,78
14/04/1954	64.5	35.20	1,83	2,10
18/06/1955	59.9	14.58	4,11	1,95
08/04/1956	62.2	14.51	4,29	2,03
20/10/1957	97.63	59.07	1,65	3,18
14/11/1958	47.9	15.27	3,14	1,56
01/12/1959	91.13	21.37	4,26	2,97
03/08/1960	47.05	12.44	3,78	1,53
26/09/1961	105.75	10.55	10,02	3,45
13/02/1962	85.17	24.68	3,45	2,78
10/10/1966	324.18	26.42	12,27	10,57
16/10/1967	44	10.93	4,03	1,44
11/05/1968	47.6	12.59	3,78	1,55
05/10/1969	130.3	83.13	1,57	4,25
30/09/1970	103	13.86	7,43	3,36
24/09/1971	130.3	40.62	3,21	4,25
19/10/1972	49.6	10.04	4,94	1,62
18/06/1973	21.5	5.89	3,65	0,70
24/04/1975	46.44	16.13	2,88	1,51
21/10/1977	105	46.77	2,25	3,42
14/09/1979	43.2	13.95	3,10	1,41
05/03/1980	128.91	30	-	4,20
02/06/1982	93	26.64	3,49	3,03
24/06/1983	100.8	29.97	3,36	3,29
29/09/1984	42.4	7.15	5,93	1,38
26/07/1985	66.36	8.88	7,47	2,16
04/10/1986	586	89.4	6,55	19,11
03/10/1987	97.13	25.58	3,80	3,17
19/05/1988	145.9	29	-	4,76
01/10/1989	145.9	25.6	-	4,76
30/04/1990	200.5	34.74	-	6,54
15/03/1991	142.78	23.8	-	4,66
22/09/1992	67.12	15.6	-	2,19
12/11/1993	34.4	7.24	4,75	1,12
28/09/1994	161.5	45.8	3,53	5,27
29/09/1994	128.81	23.8	5,41	4,20
01/10/1994	130.3	34.3	3,80	4,25
11/10/1995	110.24	35.5	3,11	3,60
10/06/1996	129.4	18.1	7,15	4,22
24/08/1997	367.58	16.8	21,88	11,99
21/09/1998	74.2	12.9	5,75	2,42
27/09/1999	174	20.7	8,41	5,67
29/07/2000	130.3	10.3	12,65	4,25
23/10/2000	662	111.97	5,91	21,59
10/10/2001	259.2	55.9	4,64	8,45
24/08/2002	636.83	177.57	3,59	20,77
15/10/2003	60.9	5.36	11,36	1,99
16/04/2004	25.39	11.92	2,13	0,83

Pour Sidi Bel Abbes (tableau IV. 13) les valeurs de ce coefficient varient entre 1.10 et 6.22

Tableau IV.13 : Crues importantes de Sidi Bel Abbes (1943/2001).

a	b	c	d	e
10/10/1943	80	23.67	3,38	2,31
2/10/1948	70	-	-	2,02
29/12/1950	110	-	-	3,18
14/4/1954	100	-	-	2,89
13/02/1962	50	-	-	1,45
05/10/1986	57.1	25.6	2,23	1,65
19/10/1989	64.6	6.42	10,06	1,87
16/10/1990	76.1	21.8	3,49	2,20
15/03/1991	135	81.9	1,65	3,91
22/09/1992	70.34	7.61	9,24	2,03
13/11/1993	70.34	9.71	7,24	2,03
27/09/1994	215	54.5	3,94	6,22
30/09/1994	215	64.8	3,32	6,22
17/10/1994	125.1	49.7	2,52	3,62
17/10/1994	59	49.7	1,19	1,71
02/11/1994	142	37.6	3,78	4,11
13/11/1994	104.3	15.5	6,73	3,02
11/10/1995	116	7.8	14,87	3,36
22/10/1995	154.5	80	1,93	4,47
05/02/1996	151.04	66.8	2,26	4,37
25/08/1997	99.6	43.2	2,42	2,88
26/08/1997	113.8	22	5,17	3,29
17/09/1997	170	50.3	3,38	4,92
27/09/1997	123.85	102	1,21	3,58
27/09/1997	170	102	1,67	4,92
28/09/1997	101.05	75.8	1,33	2,92
27/10/1997	122.6	50.5	2,43	3,55
21/09/1998	64.2	21.6	2,97	1,86
04/09/1999	131.2	16.7	7,86	3,80
24/10/2000	150.8	73.17	2,06	4,36
14/01/2001	38.07	14.41	2,64	1,10

a : La date de crue, b : débit instantané (m^3/s), c : débit moyen journalier (m^3/s), d : moyenne b/c, e : coefficient de crue $e = \frac{b}{\sqrt{S}}$, S : aire réceptrice de bassin (km^2)

Pour la même crue survenue le même jour (05 Octobre 1986) le coefficient (e) est faible pour Sidi Bel Abbes 1.65. Il atteint 7.54 pour El Haçaiba. Par contre, il est plus important pour Sidi Ali Ben Youb (19.11). Ceci est lié à la taille plus réduite du bassin. Ces résultats confirment ceux déjà trouvés au chapitre I quant au coefficient de

torrentialité de Sidi Ali Ben Youb (3.92) plus élevé et au temps de concentration plus faible (9.78h) à comparer avec ceux des deux autres sous bassins.

Ces fortes variations sont liées aux conditions d'alimentation et de ruissellement très différentes d'un secteur hydrologique à l'autre et d'une saison à l'autre.

3. Rapport débit de pointe / débit moyen journalier

Un second facteur doit être pris en considération dans l'étude de la variabilité des crues c'est le coefficient « d » (tableaux IV. 11, 12 et 13) qui exprime le rapport du débit instantané maximal au débit moyen journalier maximal. Ce rapport peut atteindre des proportions remarquables :

- 1.47 et 21.6 à El Haçaiba,
- 1.57 et 21.88 à Sidi Ali Ben Youb,
- 1.19 et 14.87 à Sidi Bel Abbes.

Ces données mettent en évidence la forte irrégularité de l'écoulement au cours d'une journée de crue et confirment ainsi, le caractère très aléatoire du régime méditerranéen du bassin de la Mekerra (Macta).

4. Apports de crues

Parmi les quelques crues généralisées au niveau du bassin d'oued Mekerra (Le tableau 06, annexe III) on peut citer celle du 27 Septembre 1994 qui a généré un volume 18.47 Mm³ à Sidi Bel Abbes, 6.91 Mm³ au niveau Sidi Ali Ben Youb et 0.93 Mm³ à Haçaiba pour des débits de pointes respectivement de 215 m³/s, 161.5 m³/s et 107.4 m³/s.

Parmi les crues les plus dévastatrices, signalons celle du 27 Septembre 1997 (tableau 06, annexe III) qui a enregistré à Sidi Bel Abbes un volume de 19.71 M m³ en 24 heures uniquement (64.51% de Volume total écoulé en année moyenne). Alors qu'à Sidi Ali Ben Youb, la crue enregistrée n'a donné que 8.9 M m³ (39.64%).

L'apport d'une seule crue constitue jusqu'à plus de 80% de l'apport annuel, il varie considérablement d'une crue à une autre et d'un bassin à l'autre.

Nous pouvons tout de même conclure que les crues n'affectent pas le bassin de la Mekerra avec la même puissance ni la même durée.

5. Prédétermination des débits de crue extrême

Dans la pratique quotidienne d'un hydrologue, la prédétermination des débits de crues reste un axe de recherche important pour la protection des populations et des biens contre les inondations. En effet, elle permet de répondre aux demandes de dimensionnement d'aménagements spécifiques, comme par exemple les ouvrages de franchissement, les ouvrages de protection, les évacuateurs de crue des barrages, etc.

5.1. L'estimation des débits de pointe par la méthode d'analyse fréquentielle.

Le régime des cours d'eau sud méditerranéens est très irrégulier à écoulements généralement torrentiels (Bouanani, 2004), nous avons étudié la distribution statistique des débits maximums annuels observés au niveau des stations Haçaiba, Sidi Ali Ben Youb et Sidi Bel Abbes

L'objectif de cette étude est d'estimer les débits de pointes (débits maximaux) correspondants à un certain temps de retour, c'est-à-dire à une certaine probabilité d'apparition donnée.

5.1.1. Données et Méthode

Les séries étudiées représentent des débits instantanés maximums annuels mesurés au niveau des différents cours d'eau. Elles ne sont pas forcément de même étendue et ne se rapportent pas par conséquent toujours aux mêmes périodes. Nous avons soumis ces données à une analyse fréquentielle moyennant le logiciel « Hydrology Frequency Analysis » (HYFRAN) conçu spécialement pour le traitement des données hydrologiques extrêmes.

L'échantillon est soumis à un ajustement selon un ensemble de lois statistiques et à partir d'une analyse comparative des résultats (fig 02, annexe III), nous choisirons la meilleure adéquation.

5.1.2. Résultats et interprétations

D'après l'ajustement comparatif des lois (Gumbel, Galton et GEV « Generalized Extrême Value ») pour les trois stations de la Mekerra (fig.02, annexe III), nous remarquons que le modèle fréquentiel de Gumbel est le plus ajusté. Ce

dernier est très souvent utilisé pour décrire le comportement statistique des valeurs extrêmes

L'ajustement linéaire de type $(x_q = a * \mu_q + b)$ aux couples (μ_i, x_i) pour les sous bassins de Sidi Bel Abbas, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba nous a donné les figures suivantes :

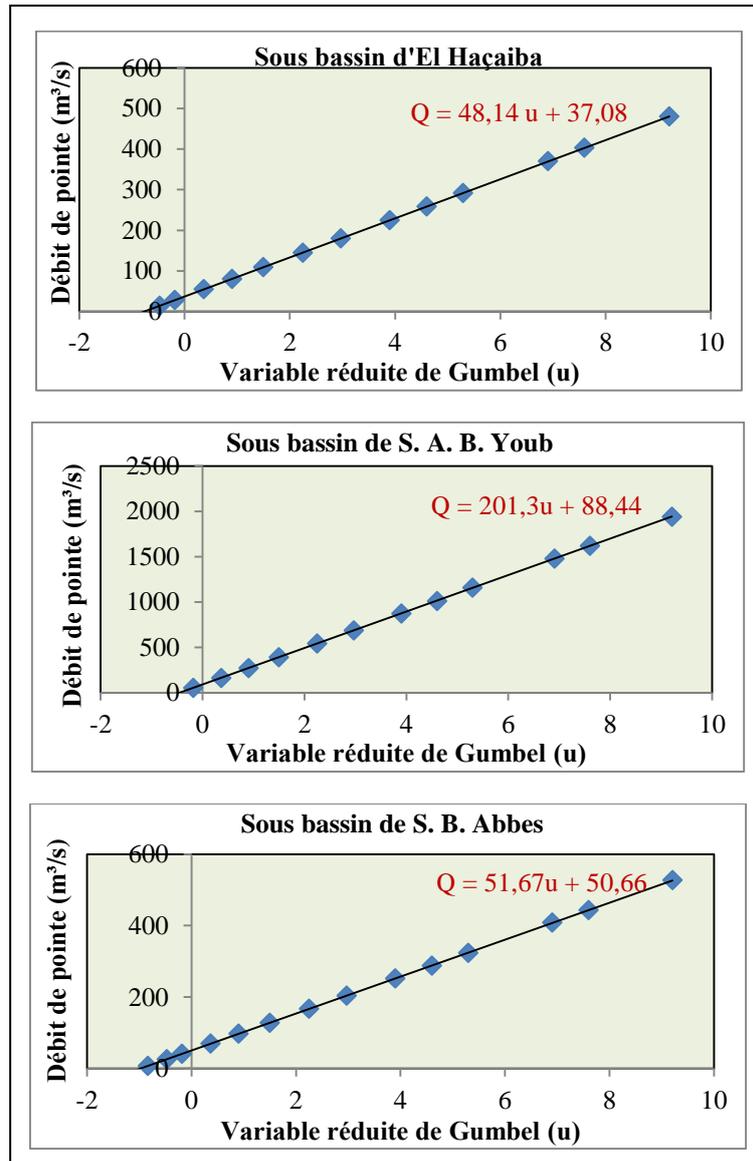


Fig. IV. 14 : Ajustement graphique du modèle (calcul des paramètres a et b de la droite d'ajustement de Gumbel par la méthode des moments).

Les débits maxima instantanés pour chaque période de retour sont présentés dans le tableau suivant:

Tableau. IV. 14 : Estimation des Quantiles des débits maxima instantanés des différents oueds.

Période de retour	20 ans	50 ans	100 ans	200 ans	1000 ans
Haçaiba	180	225	259	292	370
S. A. Ben. Y	687	874	1010	1160	1480
S. B. Abbes	204	252	288	324	408

5.2. Estimation des débits de pointe par la méthode du gradex

L'ajustement des débits de crues observées ne permet guère d'extrapoler qu'à des périodes de retour de l'ordre de deux à trois fois la durée d'observation. Les méthodes empiriques telles que les courbes-enveloppes restent peu précises pour les fréquences rares et comme la recherche historique, elles ne restent utilisables que dans de rares conditions. Il existait donc un quasi-void pour l'estimation objective des crues de fréquence très rare jusqu'à l'apparition, en 1966, de la méthode dite du "gradex" et due à MM. GUILLOT et DUBAND de la Division Technique Générale de l'E.D.F.

5.2.1. Analyse des pluies

Dans l'application de la Méthode du Gradex, on a besoin d'estimer le Gradex des pluies max. annuelles. Or, les échantillons disponibles pour ce genre d'étude sont de courte durée (30 à 50 ans d'observations). Donc, pour diminuer l'effet d'échantillonnage, nous appliquons un découpage saisonnier. Puis, nous supposons que le Gradex de la distribution des max. annuels est le même que celui pour la saison à plus fort risque. Nous utilisons des données journalières dans les différents types d'estimation, ce qui est assez robuste et réconfortant.

Après une analyse fine des calculs, nous présentons les résultats dans la figure suivante

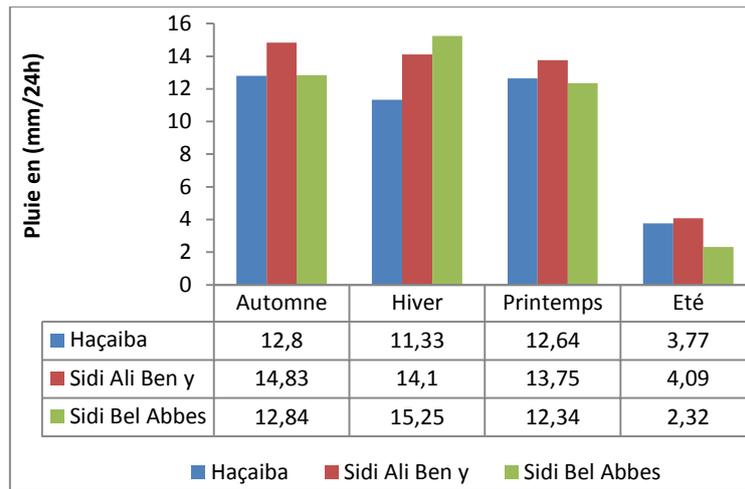


Fig. IV. 15 : découpage saisonnier des pluies maximales journalières

La saison à plus fort risque est représentée par l’Automne (les sous bassins de la haute et moyenne Mekerra) et l’Hiver (la basse Mekerra).

On considère que la distribution des max. de la saison à plus fort risque est la loi des max. annuels pour les valeurs fortes.

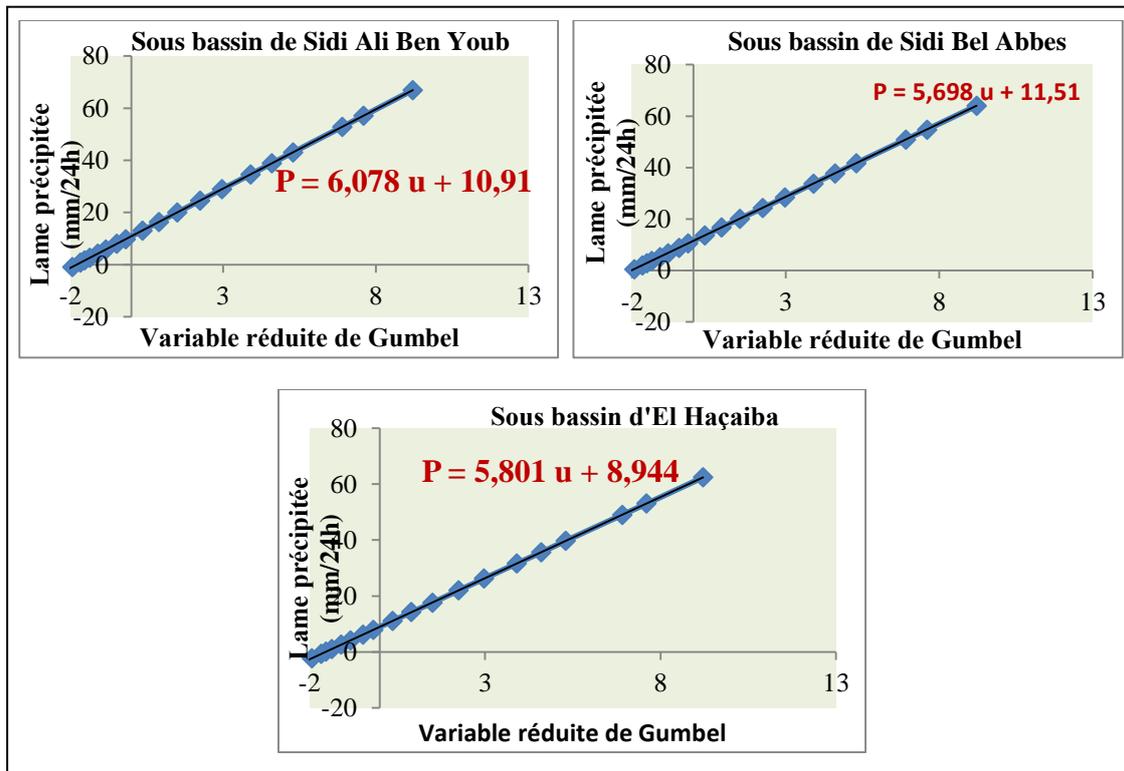


Fig. IV. 16 : Ajustement graphique des pluies maximales annuelles pour les trois sous bassins de la Mekerra (calcul des paramètres (a) et (b) de la droite d’ajustement par la méthode graphique)

5.2.2. Analyse des débits moyens journaliers extrêmes

Une fois la loi de distribution des pluies max. annuelles déterminée l'estimation des débits de crues moyens journaliers sera calculée en deux étapes :

- ◆ Ajuster une loi de Gumbel sur les débits moyens journaliers maxima annuels ou saisonniers.
- ◆ A partir d'une certaine période de retour (décennale ou vingtennale, dans notre cas, décennale), on extrapole la distribution des volumes journaliers de crues parallèlement à la distribution des pluies moyennes spatiales journaliers de la saison à haut risque (dans le même système d'unités et pour la même durée caractéristique, ici 24 heures). On admet pour cette période de retour que la limite de la rétention moyenne ou déficit est atteinte à partir d'une crue décennale.

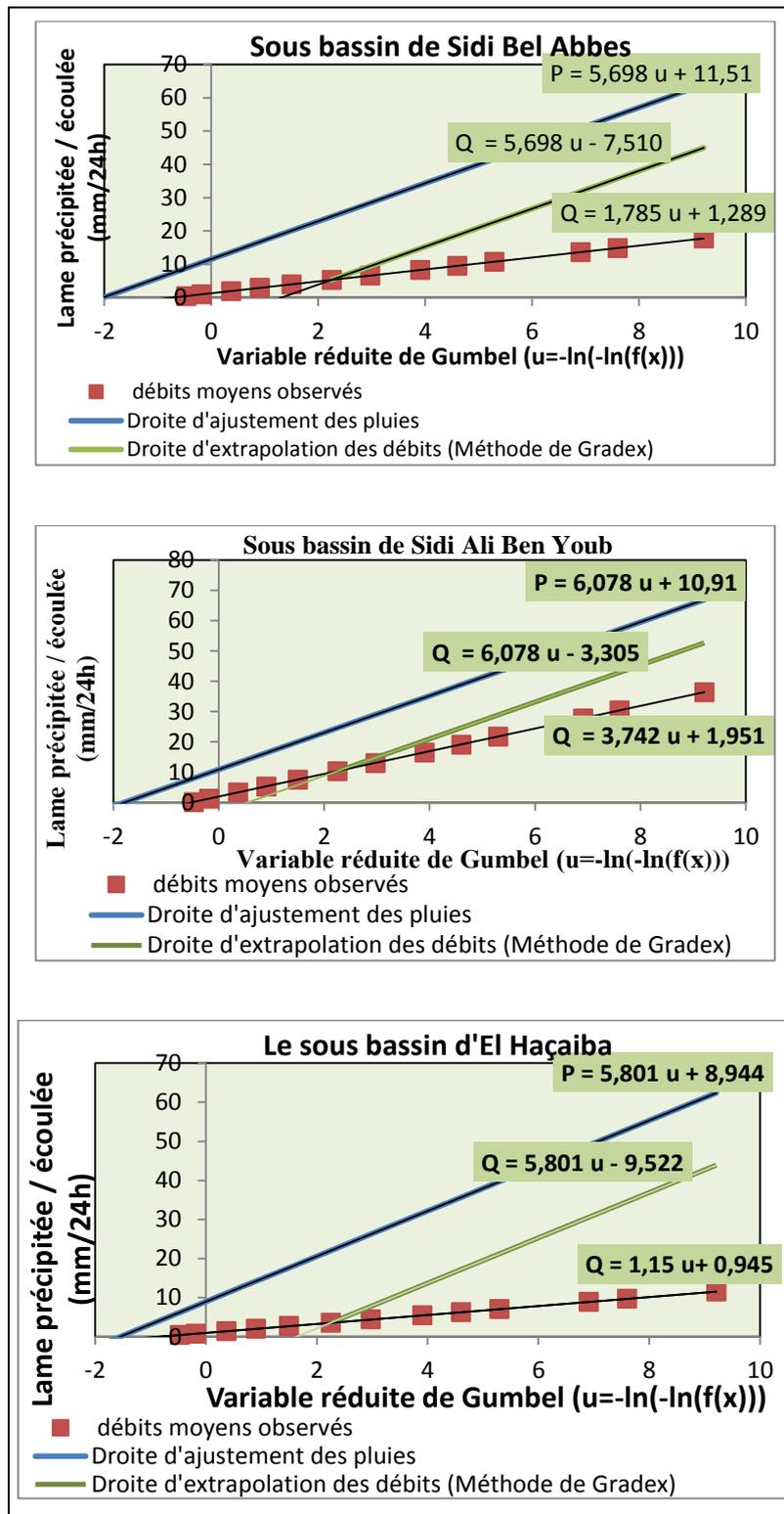


Fig. IV. 17 : Extrapolation de la distribution des débits au-delà de la crue décennale pour les trois sous bassins de la Mekerra

Tableau IV. 15: Résultat de l'extrapolation des débits par la méthode de Gradex
(Débits moyens journaliers maximaux pour chaque période de retour)

Sous bassin	Période de retour									
	F(x) = 0.95 U = 2.97 T = 20 ans		F(x) = 0.98 U = 3.901 T = 50 ans		F(x) = 0.99 U = 4.6 T = 100 ans		F(x) = 0.995 U = 5.295 T = 200 ans		F(x) = 0.999 U = 6.907 T = 1000 ans	
	Débit (mm/24h)	Débit (m ³ /s)	Débit (mm/24h)	Débit (m ³ /s)	Débit (mm/24h)	Débit (m ³ /s)	Débit (mm/24h)	Débit (m ³ /s)	Débit (mm/24h)	Débit (m ³ /s)
S. B. A	9.41	130.14	14.72	203.58	18.70	258.62	22.66	313.39	31.85	440.49
S. A. B.	14.75	160.48	20.4	221.95	24.65	268.19	28.88	314.21	38.68	420.84
Haçaiba	7.71	82.57	13.11	140.39	17.16	183.77	21.19	226.92	30.55	327.16

5.2.3. Coefficient de forme

C'est le rapport entre le débit instantané maximal et le débit moyen journalier maximal de la même crue. Ce coefficient sert à déterminer la loi de probabilité des débits instantanés maxima à partir de la loi des volumes de crues extrêmes, en multipliant les valeurs trouvées sur ces volumes, exprimés en débit moyen journalier, par ce coefficient de forme moyen de l'hydrogramme de ruissellement direct. Ce rapport n'étant pas constant, on cherche la corrélation logarithmique entre débit de pointe et débit moyen, il est ainsi défini par la différence de la moyenne des logarithmes des débits instantanés et la moyenne des logarithmes des débits moyens, d'où on obtient le logarithme de ce rapport.

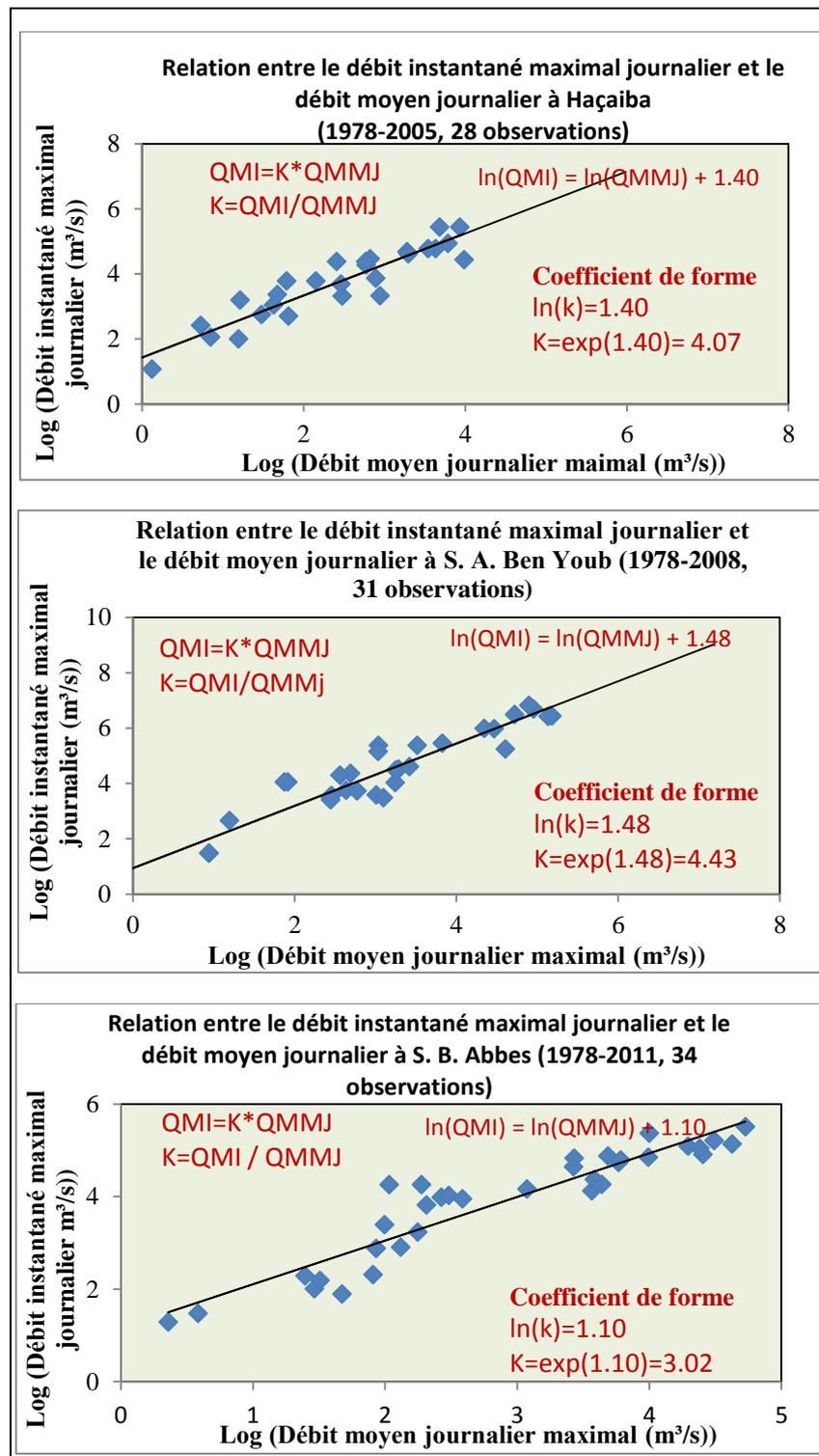


Fig. IV. 18 : Calcul du coefficient de forme pour les trois sous bassins de la Mekerra

5.2.4. Résultats globaux

Les débits maxima instantanés (débits de pointe) pour chaque période de retour sont déterminés en multipliant les débits moyens par le coefficient de forme. On donne les débits instantanés pour les trois bassins dans le tableau suivant :

Tableau. IV. 16 : Calcul des débits maxima instantanés

Période de retour	Haçaiba (925 km ²) (C. de forme =4.07)		S. A. Ben. Y (940 km ²) (C. de forme=4.43)		S. B. Abbes (1195km ²) (C. de forme=3.02)	
	QMMJ	QMI	QMMJ	QMI	QMMJ	QMI
20 ans	82.57	336.06	160.48	710.92	130.14	393.02
50 ans	140.39	571.39	221.95	983.24	203.58	614.81
100 ans	183.77	747.94	268.19	1188.08	258.62	781.03
200 ans	226.92	923.56	314.21	1391.95	313.39	946.44
1000 ans	327.16	1331.54	420.84	1864.32	440.49	1330.28

QMMJ : Débit moyen maximal journalier (m³/s), **QMI** : Débit maximal instantané (m³/s)

D'après ce tableau, nous avons un débit spécifique de pointe de crue millénaire de 1.44 m³/s/Km² pour El Haçaiba, 1.98 m³/s/Km² pour Sidi Ali Ben Youb et 1.11m³/s/Km² pour Sidi Bel Abbes.

5.3. Comparaison des méthodes d'estimation des débits de pointe

En comparant les résultats obtenus par la méthode de Gradex et celle de Gumbel (fig. IV 19 et Tableau. IV. 17), nous remarquons que la valeur du débit de pointe pour un temps de retour supérieur à 50 ans déterminée par la méthode statistique (ajustement de Gumbel) est sous-estimée surtout pour Sidi Bel Abbes et Haçaiba à cause de la nature géologique karstifiée en amont du bassin d'une part et par le débordement de l'Oued juste après la station de Sidi Ali Ben Youb ainsi que l'existence de retenues collinaires (Lamtar, Tabia et Boukhanèfis) en aval d'autre part. En effet l'estimation de processus par un ajustement statistique devrait se limiter à des temps de retour relativement proches du nombre d'années (une trentaine d'années dans le cas présent).

Tableau. IV. 17 : Récapitulatif des résultats des deux méthodes de la prédétermination des crues

Période de retour	Méthode d'estimation	Haçaiba	S. A. Ben. Y	S. B. Abbes
20 ans	ajustement de Gumbel	180	687	204
	méthode du Gradex	336.06	710.32	393.02
50 ans	ajustement de Gumbel	225	874	252
	méthode du Gradex	571.39	983.24	614.81
100 ans	ajustement de Gumbel	259	1010	288
	méthode du Gradex	747.94	1188.08	781.03
200 ans	ajustement de Gumbel	292	1160	324
	méthode du Gradex	923.56	1391.95	946.44
1000 ans	ajustement de Gumbel	370	1480	408
	méthode du Gradex	1331.54	1864.32	1330.28

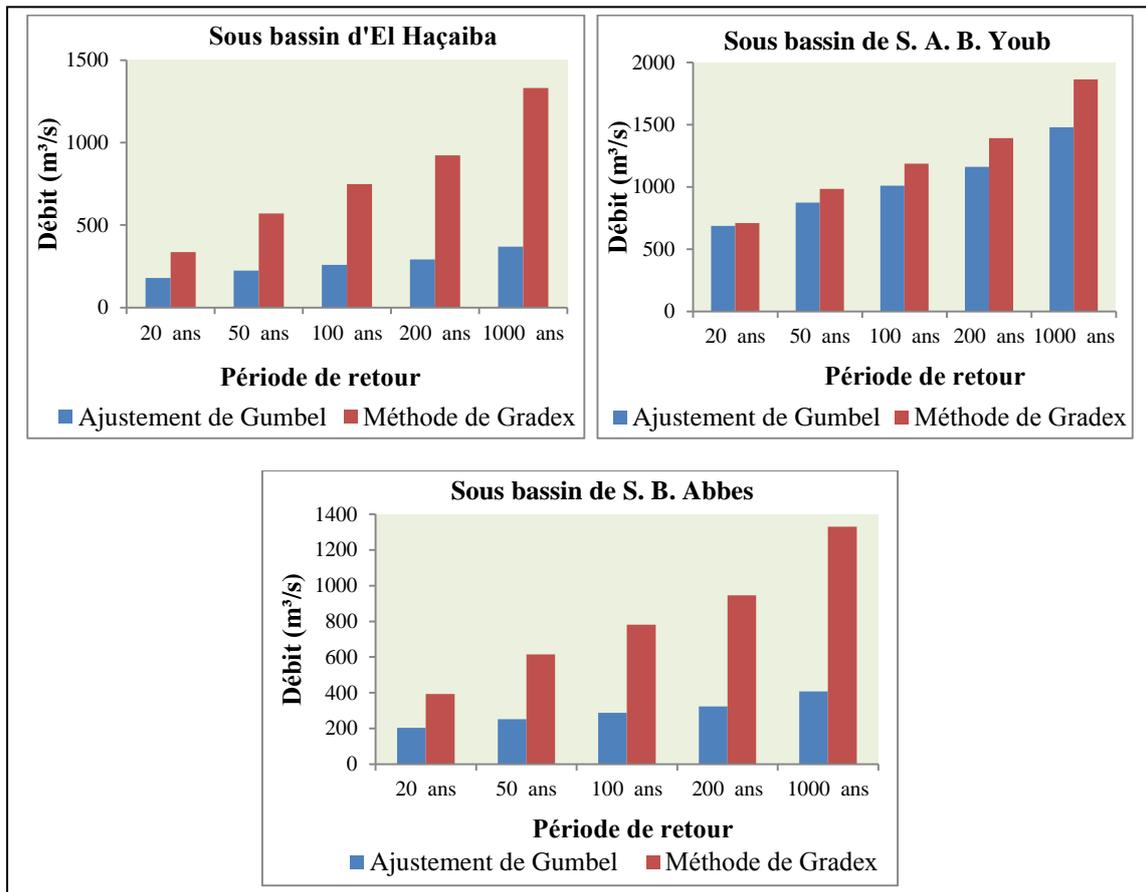


Fig. IV. 19 : Histogrammes comparatifs entre la méthode d'ajustement de Gumbel et la méthode du Gradex pour différentes périodes de retour

D'une manière générale la méthode du Gradex au cours du temps est devenue l'une des méthodes de référence, mais elle a ses limites (vérification des hypothèses et influence de la taille des bassins). Par ailleurs La méthode du Gradex a été appliquée à des cas semblables à celui que nous présentons, et a donné de bons résultats.

IV. Conclusion

Le régime hydrologique de l'Oued Mekerra est caractérisé par une stabilité relative, dont les modules annuels notamment dans la partie aval du bassin ce qui est expliqué par des faibles fluctuations à l'échelle interannuelle ($C_v < 0.86$).

L'interprétation statistique et graphique des données hydrométriques nous a permis de saisir les variations spatiales de l'écoulement superficiel en liaison avec les données climatiques et physiographiques des sous bassins de même sa forte variabilité temporelle, annuelle et surtout saisonnières et journalières. Le calcul des bilans interannuels ont fait ressortir la faiblesse du coefficient d'écoulement, notamment au niveau de la station de Haçaiba (1.93%). Cela ne peut s'expliquer que par l'importance des pertes dans les terrains karstiques du Jurassique et du Crétacé à perméabilité très élevée.

L'étude des formes extrêmes de l'écoulement a mis en évidence le caractère torrentiel des crues principalement lié à la forte intensité des précipitations, leur mécanisme de propagation et enfin leur répartition fréquentielle régie par la loi de Gumbel et la méthode de Gradex.

CHAPITRE V
MODELISATION HYDROLOGIQUE

I. Introduction

Pour une meilleure gestion des ressources en eau et des quantités d'eau disponibles, il est nécessaire de transformer les données pluviométriques en données hydrométriques. D'où l'intérêt de la modélisation pluie-débit basée sur l'utilisation de modèles simulant la réalité.

De nombreux modèles hydrologiques ont vu le jour au cours des vingt dernières années surtout en regard de la relation pluie – débit, ils sont devenus aujourd'hui des outils indispensables à toutes les études et recherches dans le domaine de l'estimation, de la prédétermination et de la gestion des ressources en eau.

Face à la diversité des modèles existants, le choix du modèle se fait selon l'objectif pour lequel il a été utilisé, en général c'est le modèle le plus souple dans l'utilisation et qui fournit l'information attendue qui est le plus élue.

Pour notre étude, les modèles GR du CEMAGREF seront utilisés sur le bassin versant de l'oued Makerra et ceci pour plusieurs raisons:

- le modèle GR est un modèle complet et simple, donc adapté théoriquement à n'importe quel type de climat et notamment à celui des zones arides, en plus il a la capacité de simuler aussi les pertes, l'écoulement de surface et l'écoulement souterrain;
- la fiabilité des résultats obtenus lors de son application à des sous bassins versants méditerranéens (Tafna (Bouanani, 2010), Bassin de Oued Sikkak (Bouanani et al. 2010) nous a encouragés à appliquer ce modèle.
- ils ne nécessitent pas beaucoup de données d'entrées.
- En plus de leurs accessibilité (téléchargement gratuit), une grande disponibilité de documentation sur Internet notamment les thèses de doctorats qui représentant un recueil important permettant de suivre l'élaboration et l'évolution de ces modèles.

Pour cela, nous allons présenter dans ce qui suit, le modèle du Génie Rural (GR), que nous appliquerons sur les données du bassin de l'Oued Makerra.

Avant l'application des modèles de Génie Rural : annuel, mensuel et journalier nous avons essayé le modèle corrélatore simple entre les précipitations et les lames d'eau écoulées.

II. Modélisation de la relation pluie-débit par corrélation.

Les modèles corrélatore simple seront appliqués sur les précipitations de chaque sous bassin (Sidi Bel Abbes, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba) et leurs débits d'une part, et la lame d'eau précipitée sur tout le bassin (calculé par la méthode de Thiessen) avec les lames d'eau écoulées en aval d'Oued Mekerra d'autre part.

Nous avons soumis nos données annuelles et mensuelles, à un traitement statistique par la méthode des régressions.

- **Régressions simples**

Coefficient de corrélation.

- **Corrélation linéaire**

$$Y = bx + a$$

Cette méthode n'est efficace que si le coefficient de corrélation est assez élevé.

La représentation simultanée des droites $Y = f(x)$ dans le repère, met en évidence l'angle θ qui correspond à l'angle de régression auquel est liée la validité de la loi linéaire. On appelle le coefficient de corrélation :

$$r = \frac{[\sum(x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})]}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum(y_i - \bar{y})^2}}$$

Tel que : "r" toujours compris entre $- (1)$ et $+ (1)$ ainsi :

Si : $r = +1$ où $r = -1$, la relation est dite fonctionnelle,

Si : $r = 0$, les variables sont indépendantes.

Un simple changement de variable peut nous conduire à une corrélation non linéaire (multiplicative ou exponentielle). Où : $Y = a \cdot x^h$

$$Y = \exp(bx + a)$$

1. Corrélation annuelle

Le tableau V.1, montre les différents résultats du coefficient de détermination et les modèles qui relient les paramètres pluies – débits.

Tableau. V. 1: Résultats des différentes corrélations entre la pluie et la lame d'eau écoulée annuelle pour l'ensemble des sous bassins de la Mekerra (1978/79-2008/09)

Bassin	SBV de Sidi Bel Abbas	SBV de Sidi Ali Ben Youb
	Pluie (S. B. Abbas) - Débit (S. B. Abbas)	Pluie(S. A. B. Youb) - Débit (S. A. B. Youb)
Linéaire	$Q=0.068 P - 0.37$ $R^2=0.38$	$Q=0.07 P - 4.81$ $R^2=0.49$
Exponentielle	$Q = 8.6 e^{0.002P}$ $R^2=0.27$	$Q = 4.7 e^{0.003 P}$ $R^2=0.41$
Logarithmique	$Q=20.3 \ln(P) - 95.05$ $R^2=0.31$	$Q=17.63 \ln(P) - 82.66$ $R^2=0.36$
Polynomiale	$Q=0.000 P^2 - 0.107 P+28.64$ $R^2=0.46$	$Q=0.000 P^2 - 0.004 P +7.508$ $R^2=0.53$
Puissance	$Q = 0.24P^{0.76}$ $R^2= 0.22$	$Q = 0.068P^{0.94}$ $R^2=0.33$
Bassin	SBV de Haçaiba	Le bassin de la Mekerra
	Pluie (Haçaiba) – Débit(Haçaiba)	Pluie moy(Thiessen) - Débit (S. B. Abbas)
Linéaire	$Q=0.036 P - 4.4$ $R^2=0.55$	$Q=0.037 P - 2.55$ $R^2=0.43$
Exponentielle	$Q = 0.738 e^{0.005P}$ $R^2=0.32$	$Q = 2.457 e^{0.003 P}$ $R^2=0.36$
Logarithmique	$Q=9.1 \ln(P) - 45.02$ $R^2=0.45$	$Q=10.07 \ln(P) - 48.68$ $R^2=0.36$
Polynomiale	$Q=1E-0.4P^2 - 0.026 P+4.42$ $R^2=0.61$	$Q=0.000 P^2 - 0.067 P +13.16$ $R^2=0.52$
Puissance	$Q = 0.0P^{1.523}$ $R^2= 0.27$	$Q = 0.018P^{1.064}$ $R^2=0.32$

P : Précipitations (mm). Q : Débit (mm)

La modélisation par corrélation des données annuelles donne des coefficients de corrélation faibles pour l'ensemble des sous bassins (Figure V.1) quelque soit le type de relation choisi.

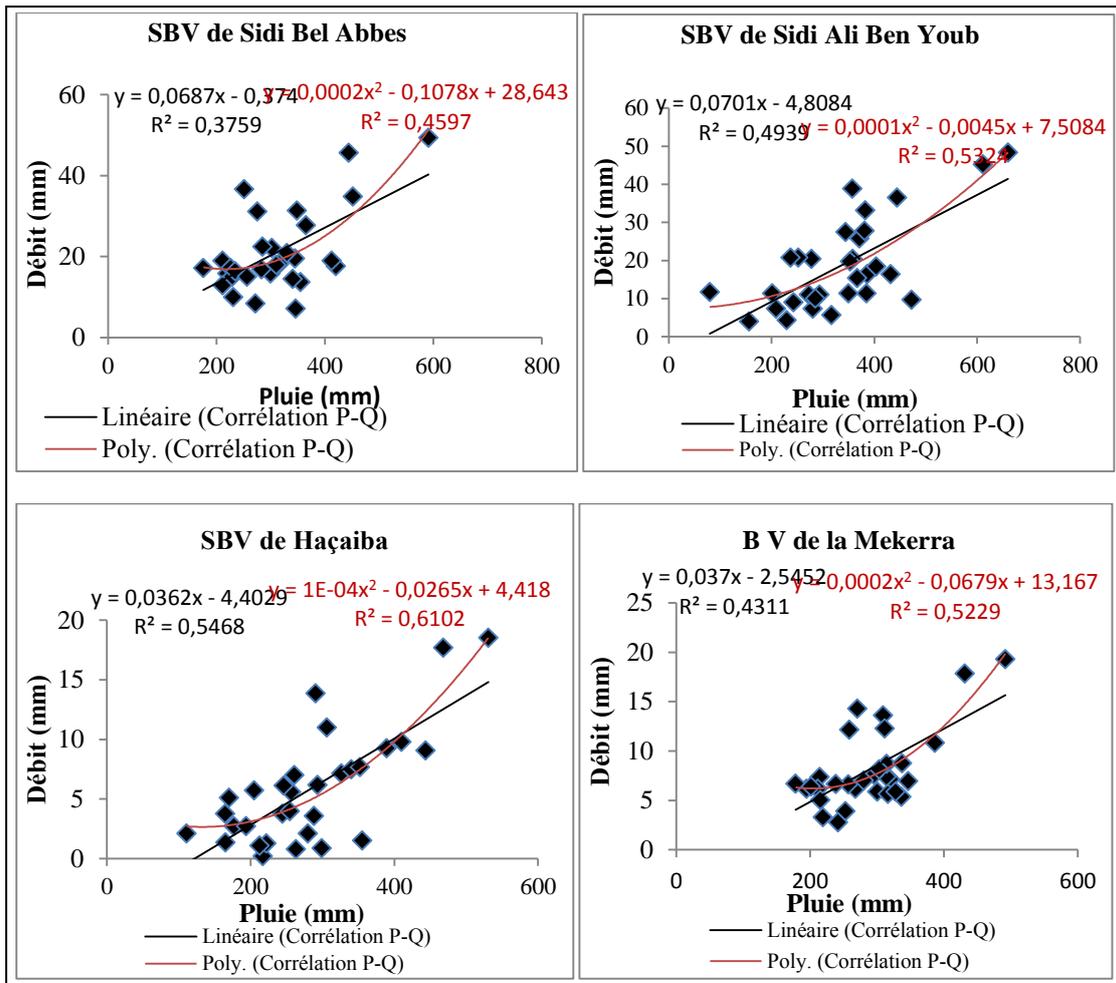


Fig. V.1: Corrélations Linéaire et Polynomiale entre les pluies et la lame d'eau écoulée annuelle pour l'ensemble du bassin de la Mekerra (1978/79-2008/09)

2. Corrélation mensuelle

Nous avons utilisé des séries des données mensuelles de Septembre 1991 à Août 2009 pour la station de Sidi Bel Abbès, Sidi Ali Ben Youb et Haçaïba.

Tableau V.2: Représentation des différents types de régression

Bassin	SBV de Sidi Bel Abbès	SBV de Sidi Ali Ben Youb
	Pluie (S. B. Abbès) - Débit	Pluie (S. A. B. Youb) - Débit
Linéaire	$Q=0.032 P - 0.875$ $R^2=0.17$	$Q=0.012 P - 0.62$ $R^2=0.14$
Exponentielle	$Q = 0.912 e^{0.01P}$ $R^2=0.17$	/
Polynomiale	$Q=0.000 P^2 - 0.005 P + 1.315$ $R^2=0.24$	$Q=5 E-0.6 P^2 + 0.012 P + 0.612$ $R^2=0.14$
Bassin	SBV de Haçaïba	Le bassin de la Mekerra
	Pluie (Haçaïba) - Débit	Pluie moy(Thiessen) - Débit
Linéaire	$Q=0.016 P + 0.064$ $R^2=0.15$	$Q=0.039 P + 0.695$ $R^2=0.22$
Exponentielle	/	$Q = 0.852 e^{0.013 P}$ $R^2=0.23$
Polynomiale	$Q=1E-0.6P^2 + 0.016 P + 0.065$ $R^2=0.15$	$Q=0.000 P^2 + 0.006 P + 1.093$ $R^2=0.26$

P : Précipitations (mm). Q : Débit (mm)

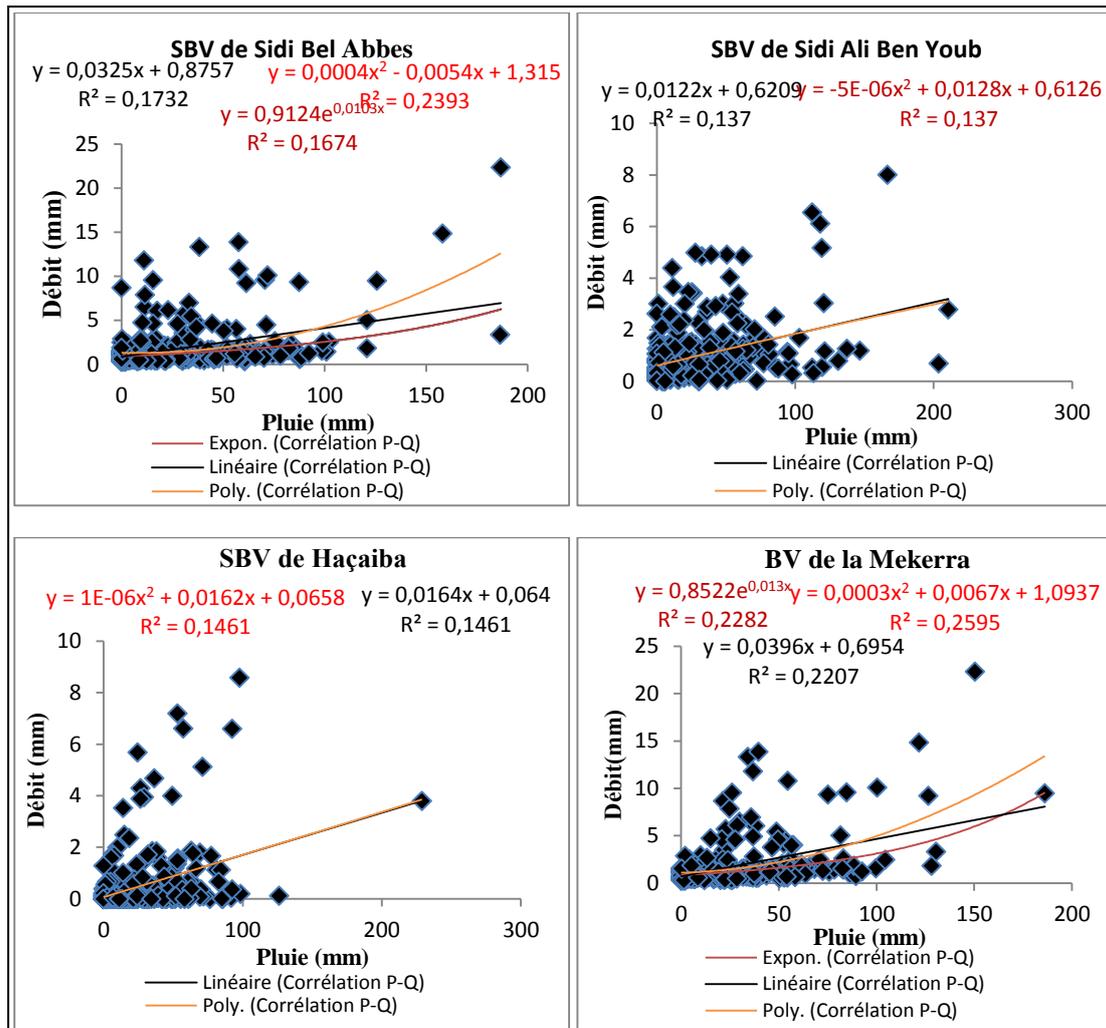


Fig. V.2: Corrélations entre les lames d'eau écoulées et les pluies mensuelles pour les différents sous bassins de la Mekerra (09/1991-08/2009)

Les modèles corrélatifs semblent mal appropriés pour la modélisation pluie-débit du fait que ces modèles ne tiennent pas compte des paramètres qui régissent l'écoulement en particulier la dépendance chronologique des débits successifs avec les pluies de la période k et $k-1$ de même qu'ils ne prennent pas en compte les phénomènes d'échange avec l'atmosphère ou les bassins voisins.

C'est pour ces raisons que nous avons choisi pour la modélisation pluie-débits un modèle à réservoir (GR) qui tient compte aussi bien du pas de temps choisi ainsi que d'autres paramètres d'échange entre le bassin et l'atmosphère d'une part et entre les bassins voisins entre eux d'autre part. En plus les modèles GR sont parcimonieux n'exigeant que peu de données et peu de paramètres à caler.

III. Modélisation de la relation pluie-débit par l'utilisation du modèle GR

1. L'état d'art des modèles de Génie Rural

Au début des années 1980, le Cemagref a commencé à développer des modèles hydrologiques pluies-débits pour des fins pratiques (le dimensionnement des ouvrages d'art, les prévisions et la prédétermination de crue, etc...) qui ont été dénommés les modèles GR.

Le premier modèle élaboré du Génie Rural à 4 paramètres journaliers a servi de base par des travaux de thèses de doctorats dont l'objectif était l'amélioration, le perfectionnement et surtout la continuité dans l'élaboration des modèles selon des approches et concepts définis.

Après un grand effort de tout un groupe, les modèles GR ont pu acquérir une grande robustesse et une fiabilité évidente. Les modèles sont conçus à des pas de temps différents. (Perrin, 2002) a élaboré le modèle journalier (GR4J), (Mouilhi, 2003) a perfectionné le modèle pluriannuel (GROP), le modèle annuel (GR1A) et le modèle mensuel (GR2M).

(Fourmigue et Lavabre, 2005) ont exploité le modèle (GR3j) (Edijatno, 1991) avec un pas de temps horaire dans certaines applications, c'est le modèle GR3H.

(Mathevet, 2005) s'est basé sur les travaux de (Mouilhi, 2003) et (Perrin, 2000) pour développer un modèle au pas de temps horaire par une approche ascendante de complexité. Ceci lui a permis de faire progresser fortement les performances de la structure initiale et propose d'utiliser au pas de temps horaire les structures GR4H et GR5H.

En parallèle, un autre modèle a été élaboré par (Tangara, 2005) qui a fondé ses recherches sur l'amélioration du modèle GR4J pour aboutir à un modèle de prévision des crues à un pas de temps journalier à trois paramètres seulement qu'il a nommé GRP (modèle Génie Rural de prévision de crue), testé avec des délais de prévision de 1 à 7 jours.

On ne présentera dans ce qui suit que les modèles disponibles (GR4J, GR2M et GR1A) qui vont être appliqués au bassin versant de l'Oued Mekerra.

2. Principales caractéristiques

Comme tout modèle hydrologique, les modèles GR opèrent un triple globalisation (triple considération de moyenne) du système bassin versant:

Au niveau des processus : les modèles GR proposent des relations comportementales 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'extraordinaire hétérogénéité de tout bassin versant, ils considèrent le bassin versant comme un tout. Les tentatives de distribution progressive n'ont, jusqu'à présent, pas abouti à des résultats intéressants. C'est le comportement de la moyenne spatiale qui est étudié en priorité,

Au niveau du temps : les modèles GR ont été développés pour des pas de temps de fonctionnement spécifiques : annuel (GR1A), mensuel (GR2M), journalier (GR4J) et horaire (GR3H).

3. Données et méthode

L'application de ce modèle a été effectuée sur les données annuelles (GR1A), mensuelles (GR2M) et journalières (GR4J) pour chaque sous bassin de la Mekerra d'une part et pour l'ensemble du bassin d'autre part ; des pluies (P) mesurées sur 11 stations dans le bassin de la Mekerra exploitées par la méthode de Thiessen année par année à partir 1978/79 (Tableau 01, Annexe IV), et des débits (Q) mesurés à la station de Sidi Bel Abbes, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba.

A cause des contraintes rencontrées lors des consultations des données pluviométriques et des débits, la période choisie pour l'étude est celle allant de 09/1978 à 08/2009 pour GR1A et 09/1991 à 08/2009 pour GR2M et enfin 01/09/2006 à 31/08/2009 pour GR4J.

4. Modèle annuel (GR1A)

Dans cette étude, pour prédire le débit à une année donnée, on utilise à l'entrée du modèle des valeurs des pluies annuelles observées (mm), des ETP calculées par la méthode de Thornthwaite et celle de Turc en mm et des débits annuels (exprimés en lames d'eau écoulées) observés au niveau de la station de Haçaiba, Sidi Ali Ben Youb et Sidi Bel Abbès, qui se trouve en aval du bassin versant d'Oued Mekerra.

4.1. Description mathématique

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

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{XE_k} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\}$$

Où X est l'unique paramètre du modèle.

Cette formule dérive de la formule de Turc (1955), qui donne l'écoulement moyen interannuel. Une recherche systématique de la meilleure manière de prendre en compte l'état antérieur du système a montré que l'on devait se limiter à prendre en compte la pluie de l'année précédant l'année en cours. Le paramètre X traduit l'influence d'une ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique (par exemple échange avec des nappes profondes ou avec des bassins adjacents dans le cas d'une non-superposition des limites topographiques et géologiques) : si X est supérieur à 1, le système perd de l'eau et si X est plus petit que 1, le système en gagne, le tout exprimé en fraction de l'ETP.

4.2. Paramètre

Le modèle ne comporte qu'un paramètre optimisable, le paramètre X adimensionnel, qui apparaît comme un coefficient modulateur de l'évapotranspiration potentielle. Sur un large échantillon de bassins versants, la médiane de X vaut 0.7 et un intervalle de confiance à 90% est donné par [0.13 ; 3.5] (Andréassian et al, 2007).

4.3. Calage du modèle

Le calage du modèle a été réalisé après le passage par un certain nombre de simulations. Nous avons procédé au calage du paramètre X du modèle en appliquant des changements sur ce dernier en commençant comme point de départ par une valeur fixée à 0.13 et la faisant accroître successivement avec un intervalle de 0.01 jusqu'à la valeur supérieure limite donnée par le modèle 3.5 et jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum égale ou supérieur à 70% (sachant qu'un bon critère de Nash-Sutcliffe a une valeur proche de 1) et un coefficient de corrélation entre les débits simulés et les débits observés plus acceptable. Les résultats du calage sont présentés dans le Tableau suivant :

Tableau V.3: Résultat du calage du modèle GR1A

Données annuelles	ETP (Thornthwaite)				ETP (Turc)			
	X	Nash	Bilan	Coeff. de corr. (R ²)	X	Nash	Bilan	Coeff. de corr. (R ²)
SBV de Haçaiba (P Haç-Q Haç)	1.74	83.9	92.6	0.816	1.53	85.5	95.4	0.818
SBV de S. A. Ben. Y (P SAB-Q SAB)	1.2	86.1	99.7	0.823	1.08	88.7	100.9	0.844
SBV de S. B. Abbes (P SBA-Q SBA)	0.97	83.8	95.7	0.86	0.89	80.1	94.9	0.832
BV de la Mekerra (P moy Thiessen - Q SBA)	1.62	69.3	94.1	0.732	1.45	71.5	95.7	0.737

X : coefficient de correction de l'ETP (mm).

A partir des valeurs des coefficients de détermination et du critère de Nash (Tableau V.3 et fig V.3, fig V.10), le calage paraît correct. L'évapotranspiration résultante de la formule de Thornthwaite et celle de Turc est assez équilibrée pour l'ensemble des sous bassins.

Selon le coefficient de correction de l'évapotranspiration X1, nous remarquons que ce paramètre diminue de l'amont vers l'aval tout au long du bassin de l'Oued Mekerra. Le paramètre X traduit l'influence d'une ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique et montre que pour la valeur de X qui varie entre 1.74 à 0.97 (Thornthwaite) le bassin perd de l'eau en profondeur particulièrement dans la partie amont karstique du bassin (SBV de Haçaiba).

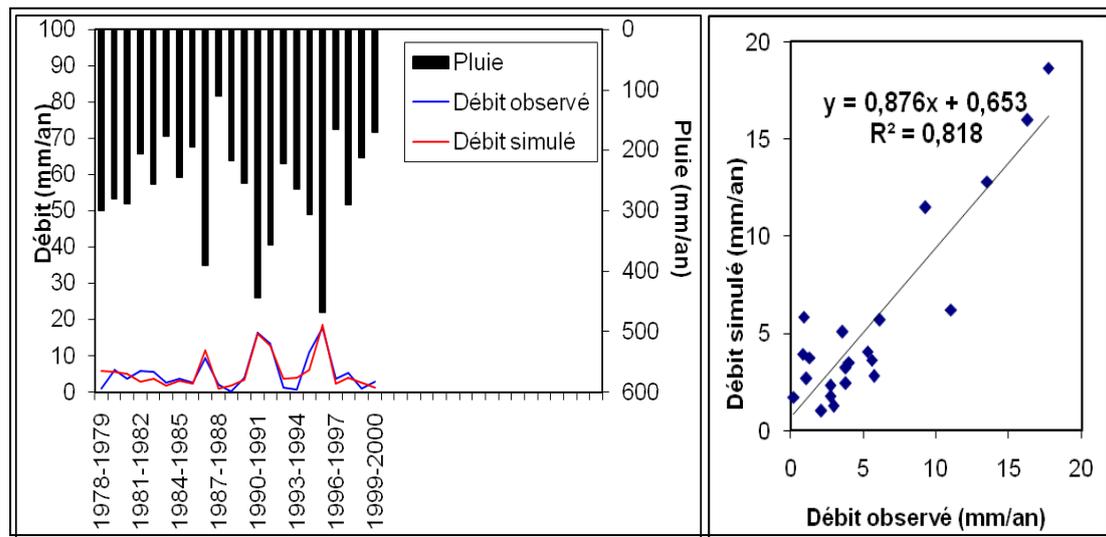


Fig. V.3: Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Haçaiba avec l'ETP de Turc (1978/79-1999/00)

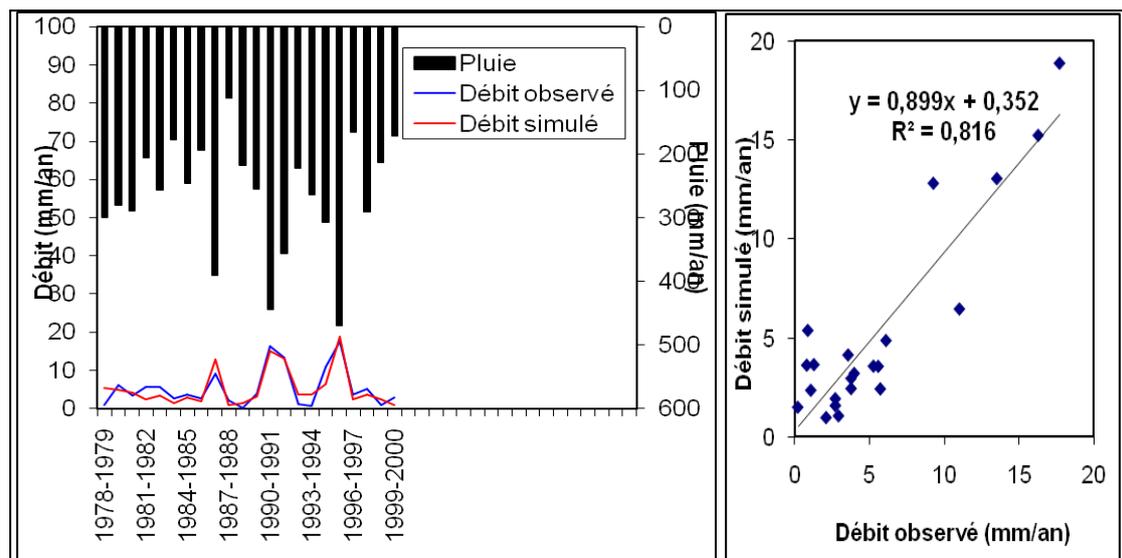


Fig. V.4: Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Haçaiba avec l'ETP de Thornthwaite (1978/79-1999/00)

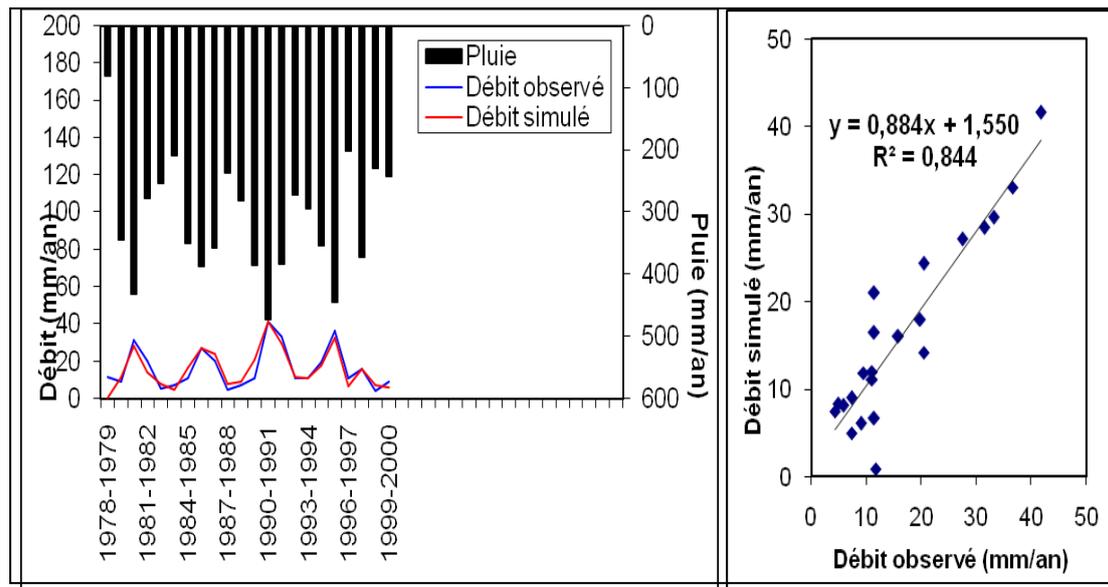


Fig. V.5 Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Ali Ben Youb avec l’ETP de Turc (1978/79-1999/00)

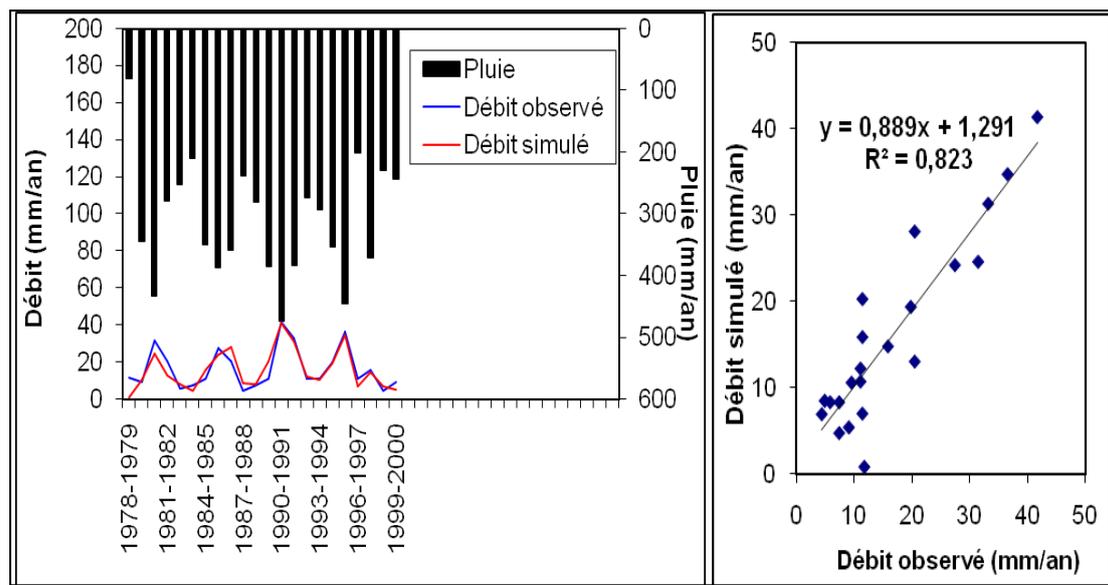


Fig. V.6: Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Ali Ben Youb avec l’ETP de Thornthwaite (1978/79-1999/00)

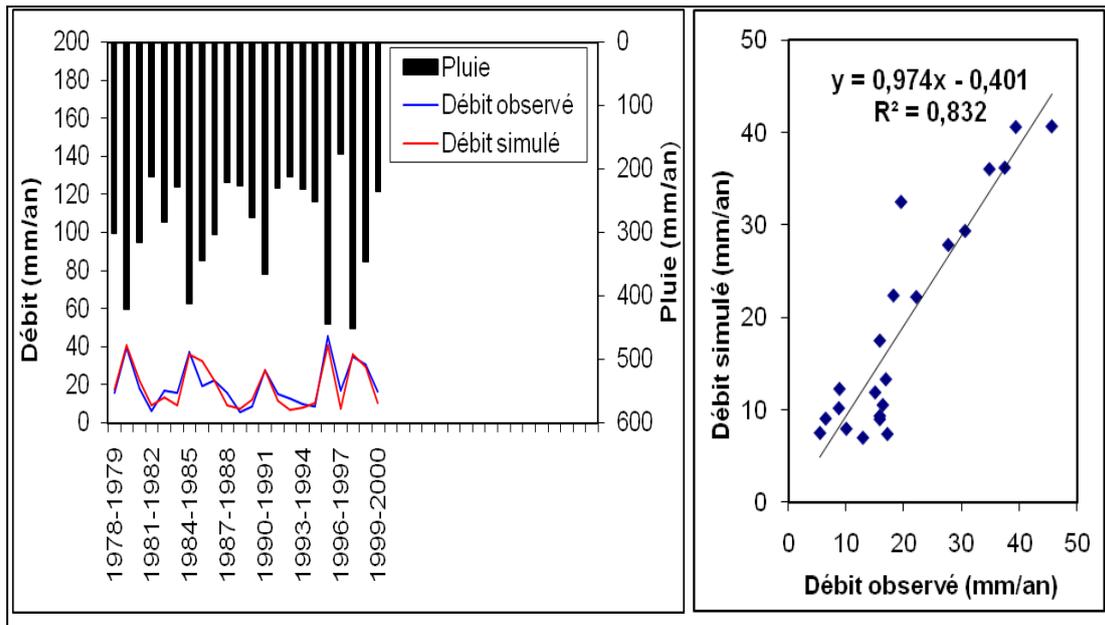


Fig. V.7: Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Bel Abbas avec l'ETP de Turc (1978/79-1999/00)

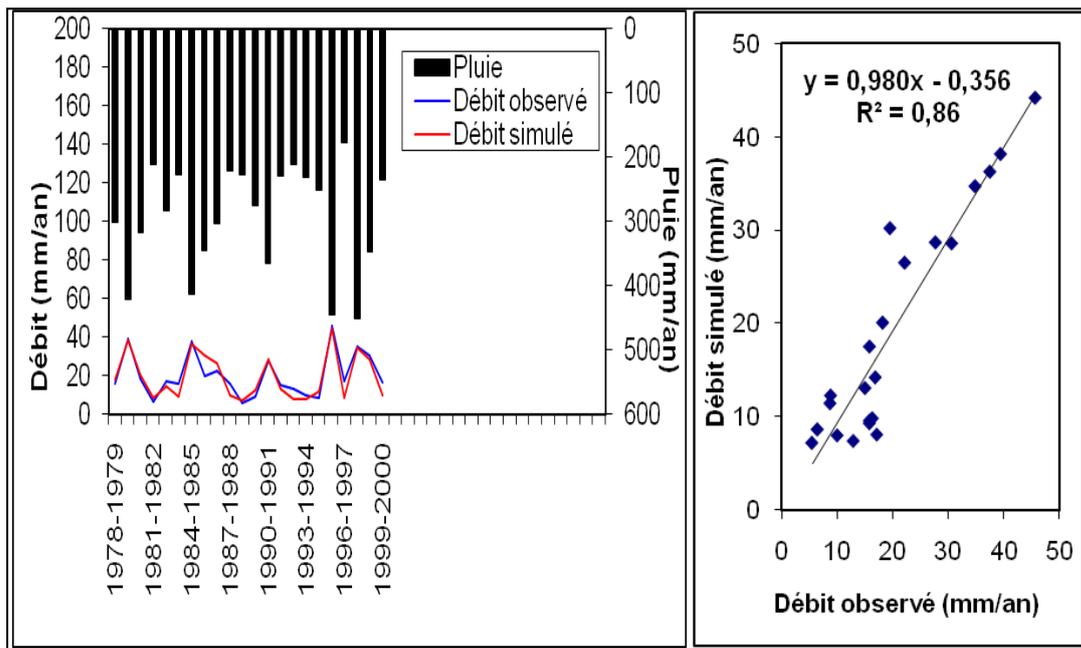


Fig. V.8: Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Bel Abbas avec l'ETP de Thornthwaite (1978/79-1999/00)

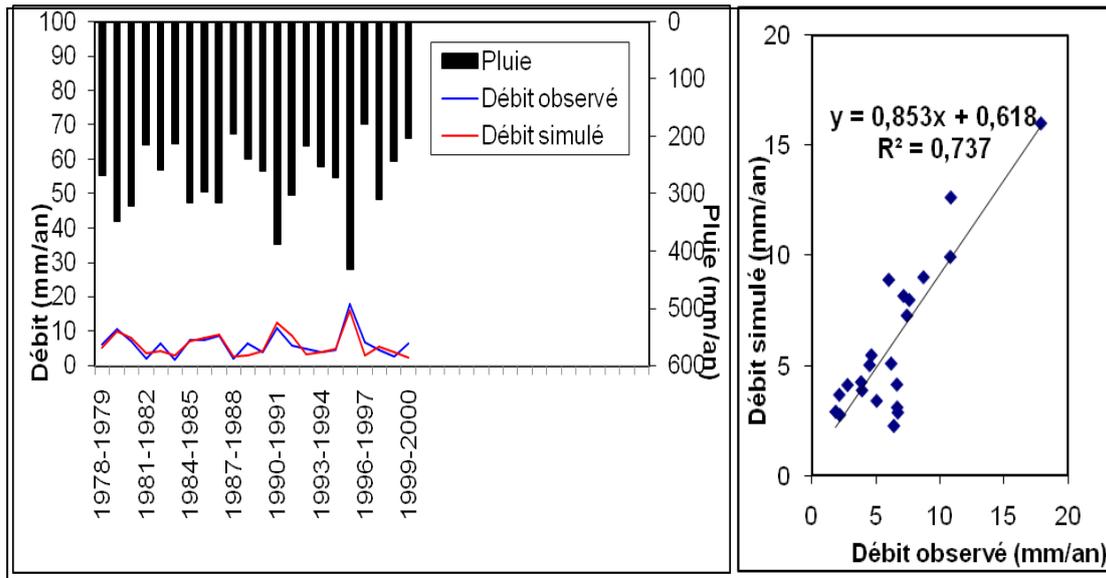


Fig. V.9: Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin de la Mekerra avec la moyenne des précipitations de Thiessen et l’ETP de Turc (1978/79-1999/00)

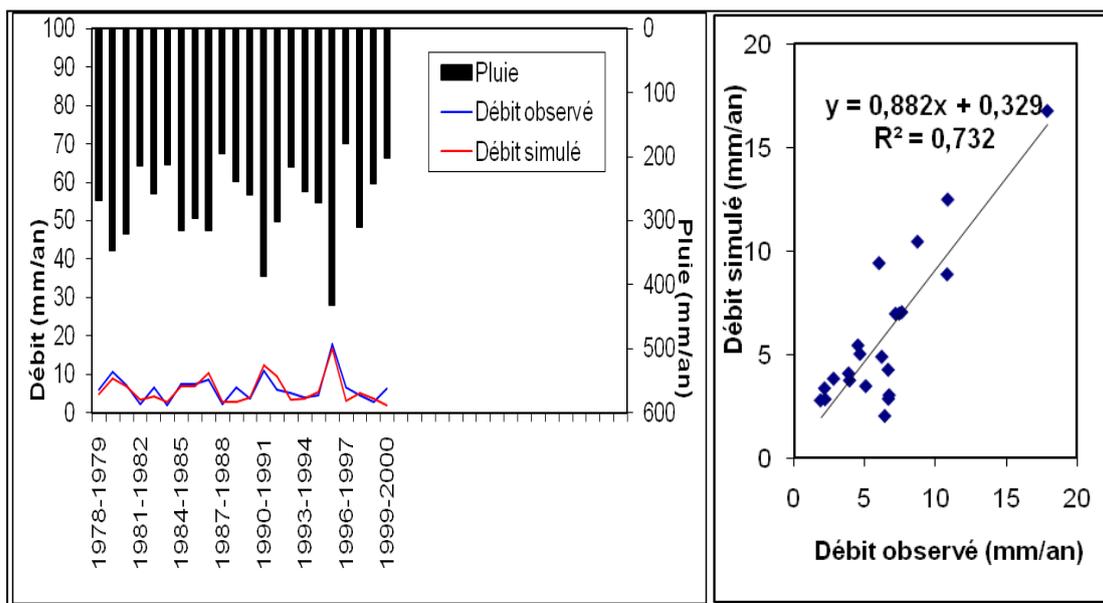


Fig. V.10: Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin de la Mekerra avec la moyenne des précipitations de Thiessen et l’ETP de Thornthwaite (1978/79-1999/00)

4.4. Validation du modèle

La validation porte sur l'application des modèles sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage, elle est relative à la période (2000/01-2008/09).

Le tableau V.4, donne les variations du coefficient de corrélation Q simulé – Q observé relatives à la période de validation avec l'utilisation des deux méthodes (Turc et Thornthwaite) pour l'évapotranspiration.

Tableau V. 4: Variations des coefficients de corrélation de la validation du modèle GR1A

Bassin	Coefficient de corrélation (R ²)	
	ETP (Thornthwaite)	ETP (Turc)
SBV de Haçaiba	0.901	0.904
SBV de S. A. Ben. Y	0.740	0.713
SBV de S. B. Abbes	0.808	0.774
BV de la Mekerra	0.791	0.758

A partir des résultats obtenus (Tab. V.4), nous remarquons que la validation du modèle GR1A, obtenue par l'utilisation des ETP de Turc et Thornthwaite donne les mêmes coefficients de corrélation (R²).

Selon ces coefficients de corrélation qui sont obtenus à partir des débits simulés en fonction des débits observés (figure V.11-V.14), nous constatons que la modélisation pluie-débit élaborée par l'utilisation de GR1A, donne des résultats très acceptables.

Nous avons jugé utile de représenter la répartition des points selon la droite $y=x$ pour mieux apprécier la qualité des résultats de la validation.

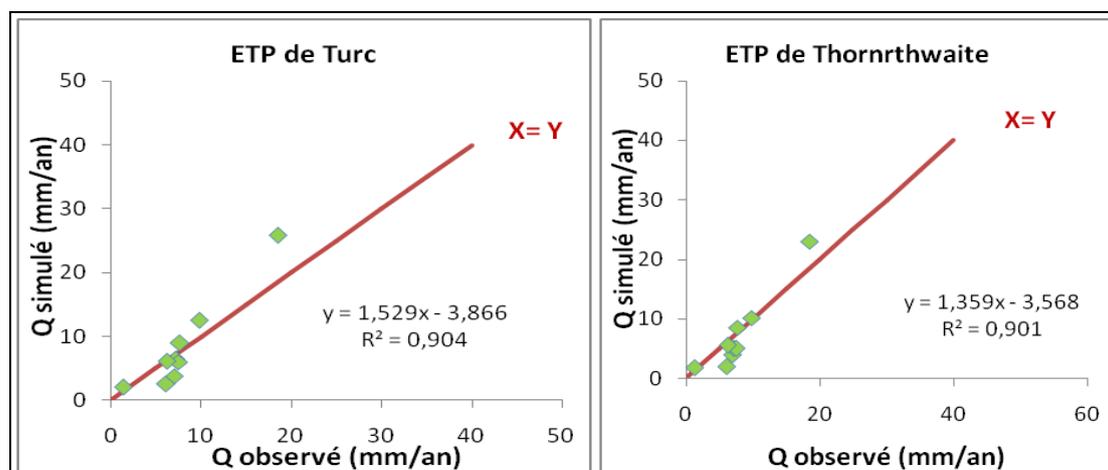


Fig. V.11: Validation du modèle GR1A pour le sous bassin de Haçaiba selon l'ETP de Turc et Thornthwaite (2000/01-2008/09)

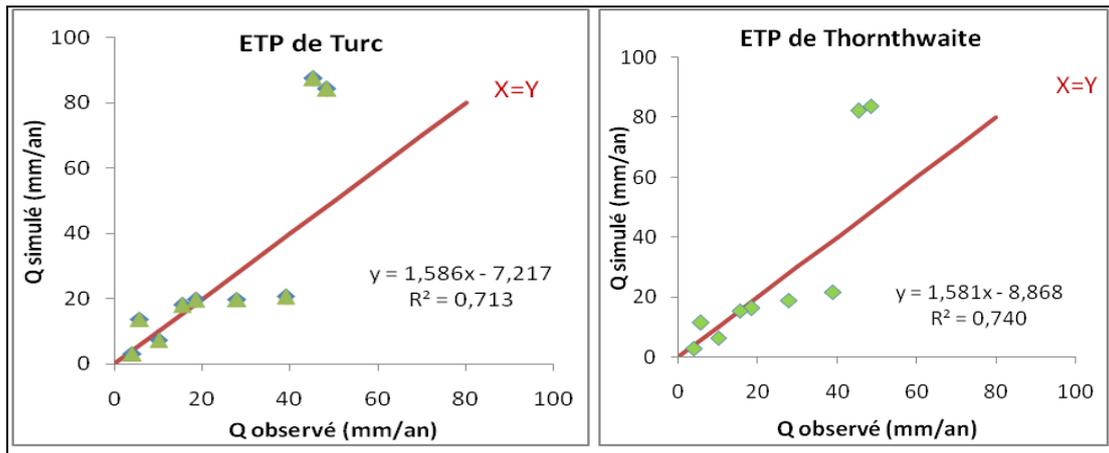


Fig. V.12: Validation du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Ali Ben Youb selon l'ETP de Turc et Thornthwaite (2000/01-2008/09)

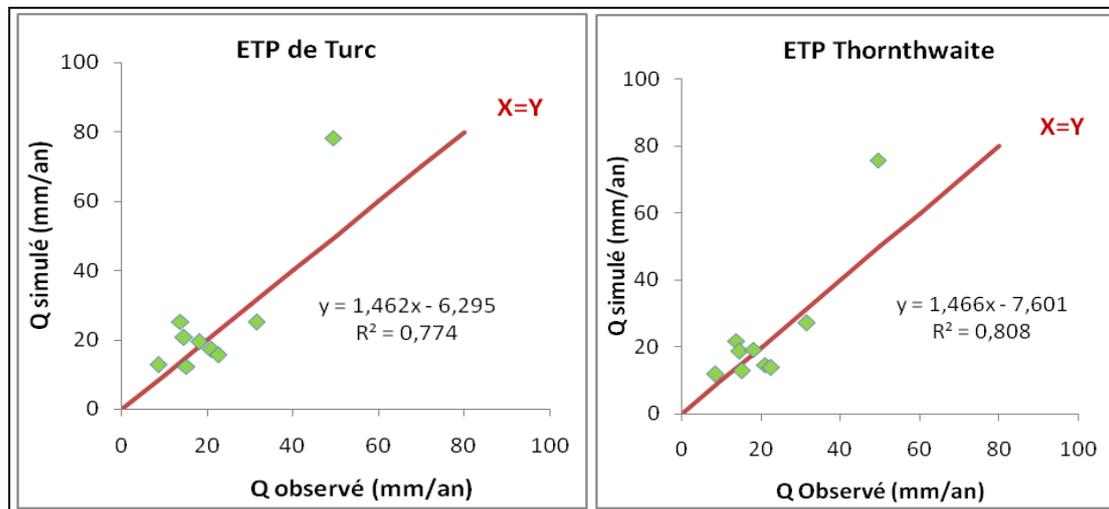


Fig. V.13: Validation du modèle GR1A pour le sous bassin de Sidi Bel Abbas selon l'ETP de Turc et Thornthwaite (2000/01-2008/09)

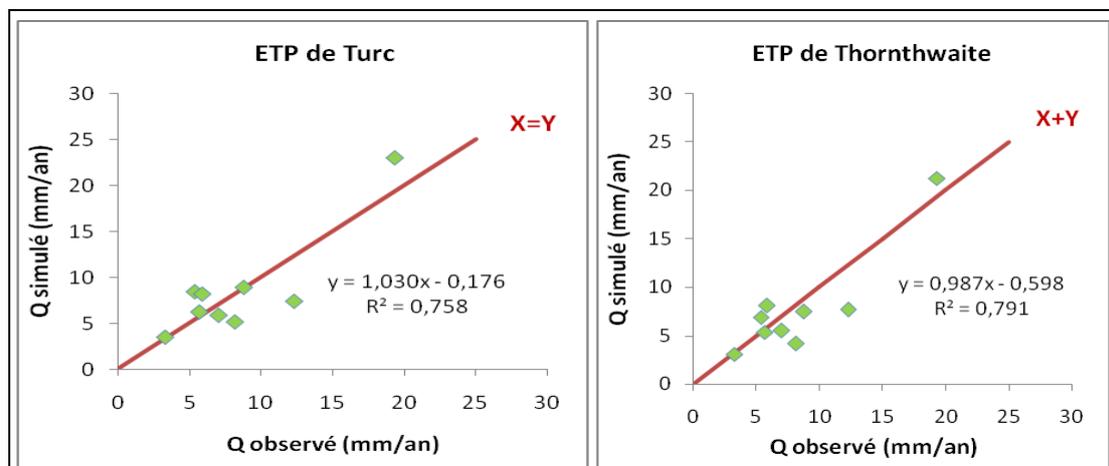


Fig. V.14: Validation du modèle GR1A pour le bassin de la Mekerra selon l'ETP de Turc et Thornthwaite (2000/01-2008/09)

A partir des figures ci-dessus, nous constatons que les points ne s'alignent pas tous sur la droite $y = x$ toutefois la répartition globale des points paraît acceptable.

5. Modèle mensuel (GR2M)

Le modèle GR2M est un modèle pluie-débit mensuel qui présente deux paramètres à caler. Pour prédire le débit mensuel simulé nous avons utilisé les pluies et les débits exprimés en lames d'eau écoulées mensuelles en mm relatives à la période allant de Septembre 1991 à Août 2001 mesurés au niveau des stations pluviométriques et hydrométriques de Sidi Bel Abbas, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba.

De la même manière que GR1A, nous avons testé l'évapotranspiration (mensuelle) calculée par les méthodes de Turc et de Thornthwaite.

5.1. Description mathématique

Un schéma de la structure est donné à la Figure. V.15. P_k est la pluie mensuelle du mois k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire.

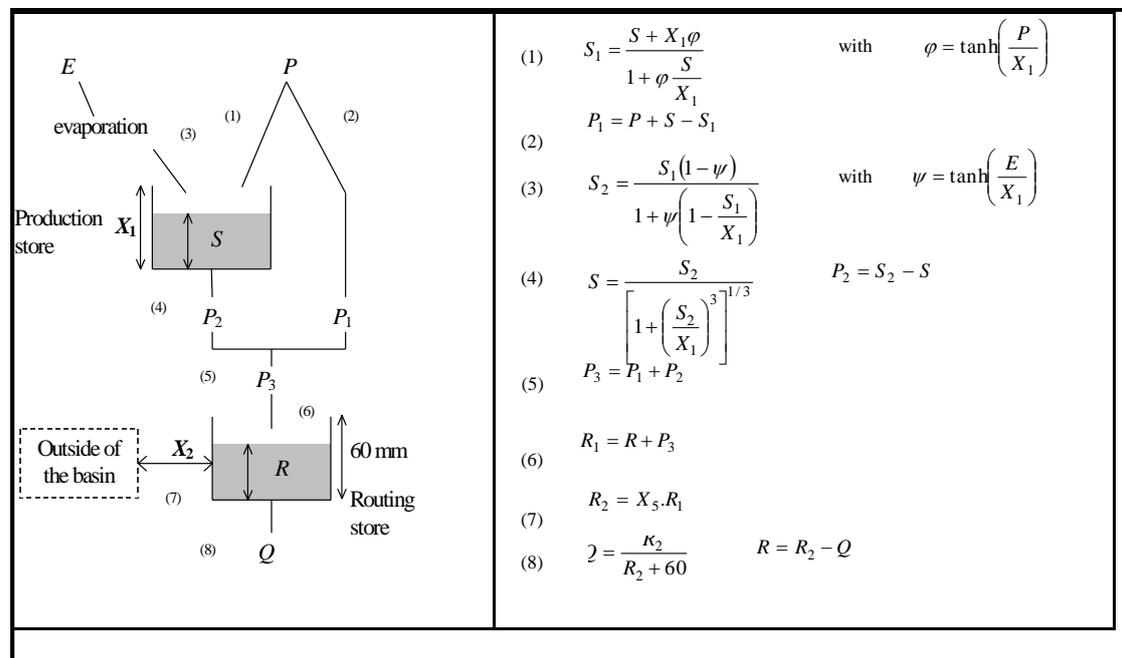


Figure V.15 : Schéma de la structure du modèle GR2M

Les équations qui régissent le modèle sont les suivantes :

- **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 :

$$P_s = \frac{x_1 \cdot \left[1 - \left(\frac{S_k}{x_1} \right)^2 \right] \cdot \tanh \left(\frac{P_k}{x_1} \right)}{1 + \frac{S}{x_1} \cdot \tanh \left(\frac{P_k}{x_1} \right)}$$

Le paramètre X_1 , capacité du réservoir, est positif et exprimé en mm. La pluie en excès, P_1 est donnée par

$$P_1 = P - P_s$$

Et le contenu du réservoir est actualisé :

$$\hat{S} = S_k + P_s$$

Du fait de l'évapotranspiration, une quantité E_s est prélevée du réservoir :

$$P_s = \frac{\hat{S} \cdot \left(2 - \frac{\hat{S}}{x_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E}{x_1} \right)}{1 + \left(1 - \frac{\hat{S}}{x_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E}{x_1} \right)}$$

E est l'évapotranspiration potentielle moyenne du mois calendaire considéré. Le niveau S' devient S'' :

$$S'' = S' - E_s$$

- **Percolation**

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

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

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

$$S_{k+1} = S'' - P_2$$

- **Routage et échange avec l'extérieur non atmosphérique**

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

$$P_3 = P_1 + P_2$$

Le niveau R_k dans le réservoir devient alors \hat{R} :

$$\hat{R} = R_k + P_3$$

Un terme d'échange en eau souterrain F a été imposé par les données des nombreux bassins utilisés. Ignorer cette ouverture sur l'extérieur non atmosphérique conduit à une baisse considérable de l'efficacité du modèle. F est alors calculé par :

$$F = (X_2 - 1) \cdot \hat{R}$$

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

$$R'' = X_2 - \hat{R}$$

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

$$Q_k = \frac{R''^2}{R'' + 60}$$

Le contenu du réservoir est enfin actualisé par :

$$R_{k+1} = R'' + Q_k$$

5.2. Paramètres

Le modèle a deux paramètres optimisables :

X1 : capacité du réservoir de production (mm)

X2 : Coefficient d'échanges souterrains (-)

Sur un large échantillon de bassins versants, on obtient les valeurs données dans le (Tab V.5).

Tableau V.5: Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants (Andréassian et al. 2007).

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
X1 (mm)	380	140-2640
X2 (-)	0.92	0.21-1.31

5.3. Calage du modèle GR2M

Dans ce cas nous avons cherché à caler les deux paramètres X1 et X2 du modèle jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination et du critère de Nash. La période choisie pour le calage est celle comprise entre Septembre 1991 à Août 2001.

Après plusieurs manipulations sur le logiciel GR2M, et pour trouver la meilleure simulation nous avons procédé d'entrer les valeurs des précipitations et des débits mensuelles de chaque sous bassin de la Mekerra, ainsi que la totalité du bassin (la moyenne de P mensuelles sur le bassin avec le débit à l'exutoire) Les résultats obtenus sont regroupés dans le tableau V.6.

Tableau V.6 : Résultat du calage du modèle GR2M

Données annuelles	ETP (Thorntwaite)					ETP (Turc)				
	X1	X2	Nash	Bilan	Coeff. de corr. (R ²)	X1	X2	Nash	Bilan	Coeff. de corr. (R ²)
SBV de Haçaiba (P Haç-Q Haç)	817.27	0.53	76.7	65.6	0.914	774.98	0.63	75.3	68	0.89
SBV de S. A. Ben. Y (P SAB-Q SAB)	364.85	0.59	61.4	61	0.946	353.75	0.74	70.3	70.9	0.94.7
SBV de S. B. Abbas (P SBA-Q SBA)	228.37	0.85	77.1	78.3	0.775	262.34	1.03	90.8	99.3	0.82
BV de la Mekerra (P moy -Q SBA)	366.04	0.83	71.7	71.9	0.8	341.19	0.94	78.1	90.1	0.827

D'après les valeurs du critère de Nash et les coefficients de détermination, ainsi que la bonne superposition des courbes des lames d'eaux écoulées calculés et mesurées (Tableau V.6 et les figures V.16-V.23), le calage paraît correct pour

l'ensemble des sous bassins, par ailleurs l'évapotranspiration résultant de la formule de Turc donne un meilleur résultat que celle de Thornthwaite.

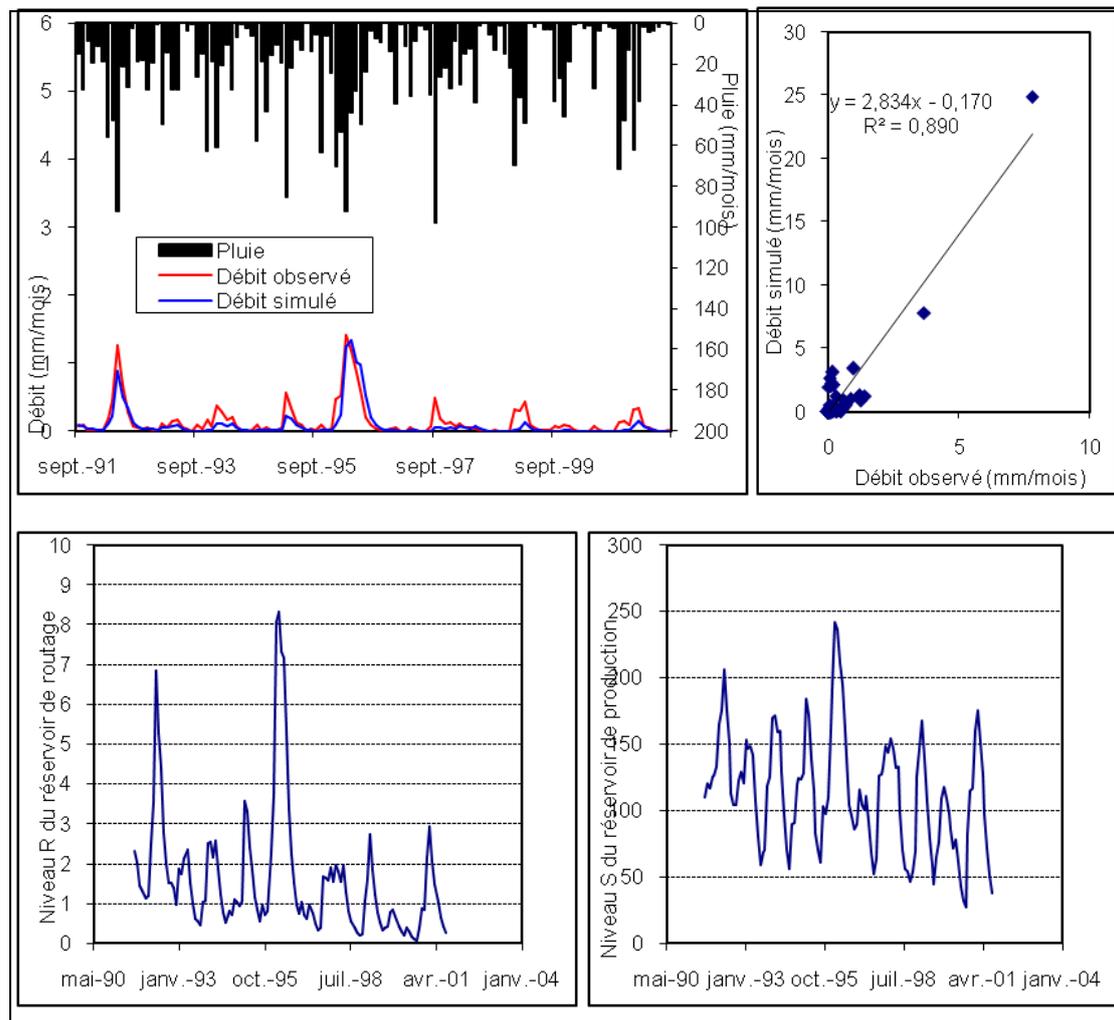


Fig. V.16: Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Turc pour le sous bassin de Haçaiba (09/1991-08/2001)

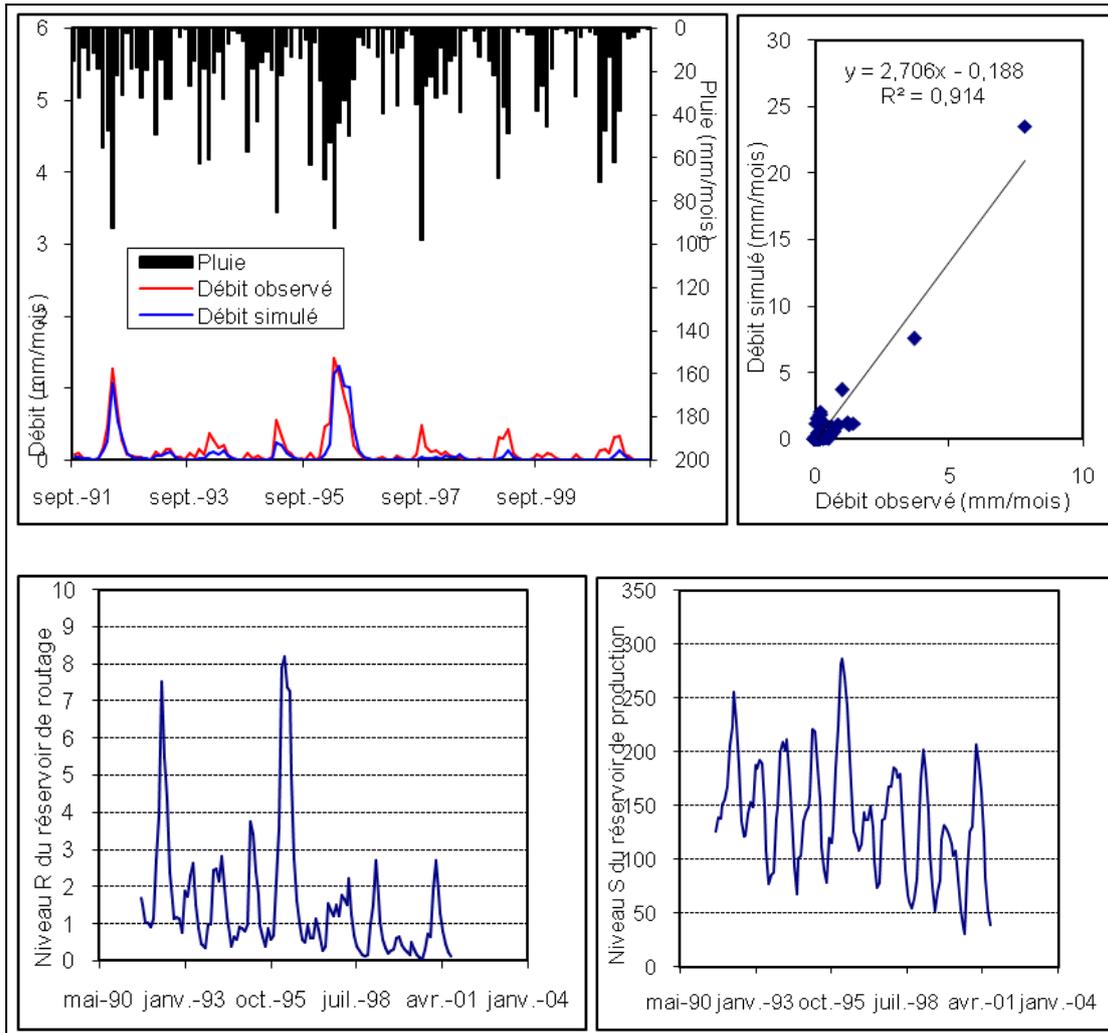


Fig. V.17: Calage du modèle GR2M avec l’ETP de Thornthwaite pour le sous bassin de Haçaiba (09/1991-08/2001)

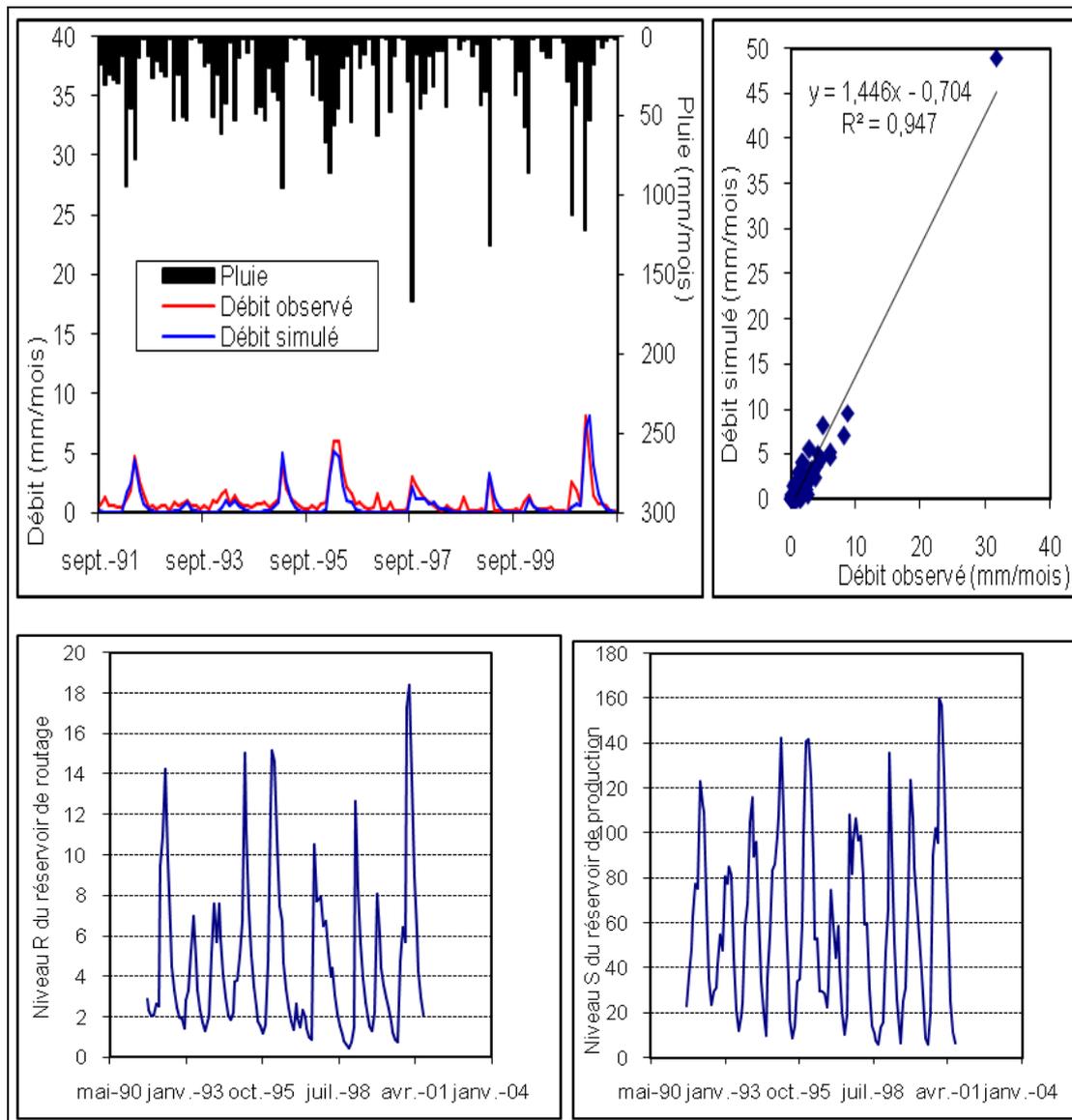


Fig. V.18: Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Turc pour le sous bassin de Sidi Ali Ben Youb (09/1991-08/2001)

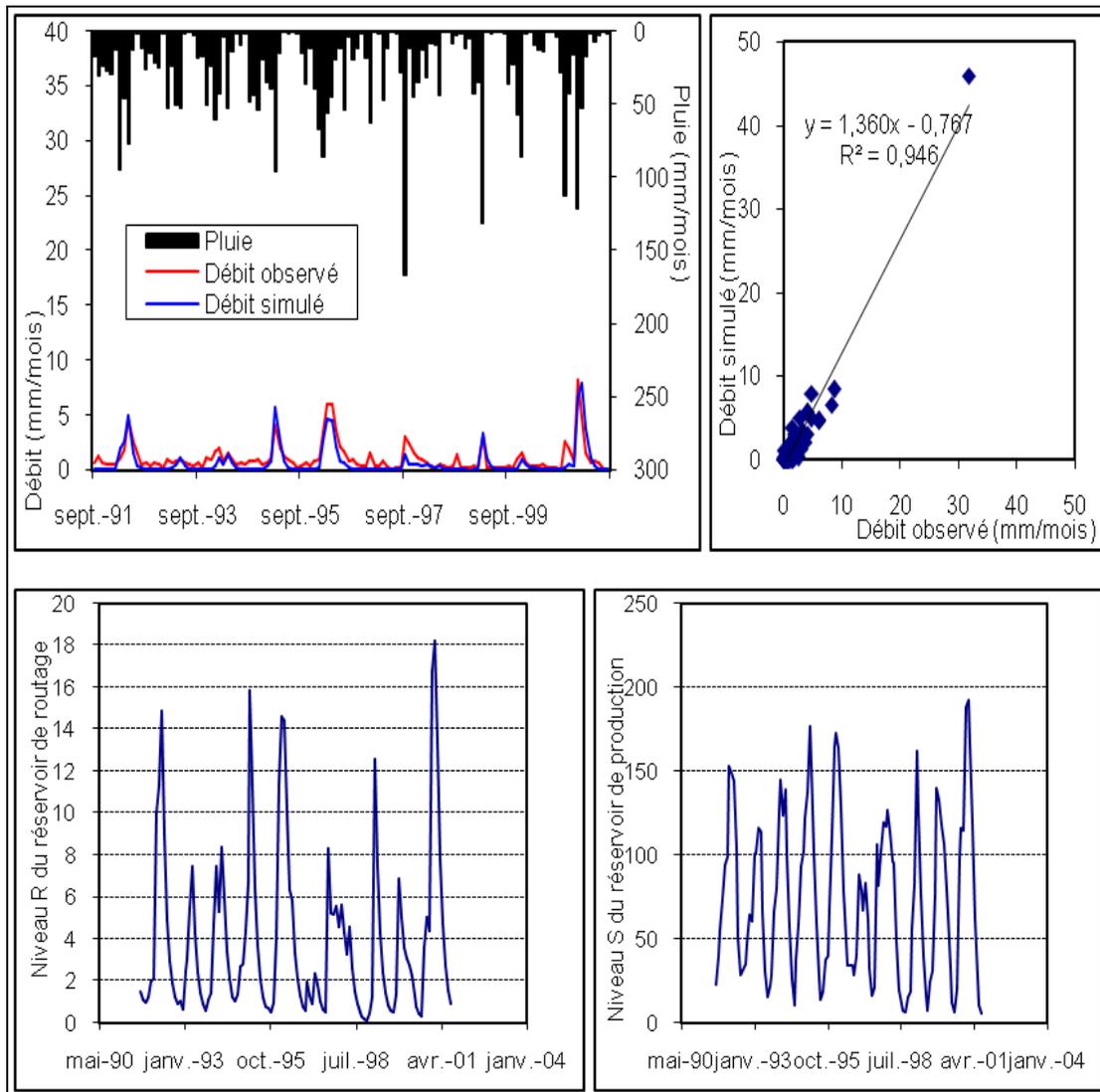


Fig. V.19: Calage du modèle GR2M avec l’ETP de Thornthwaite pour le sous bassin de Sidi Ali Ben Youb (09/1991-08/2001)

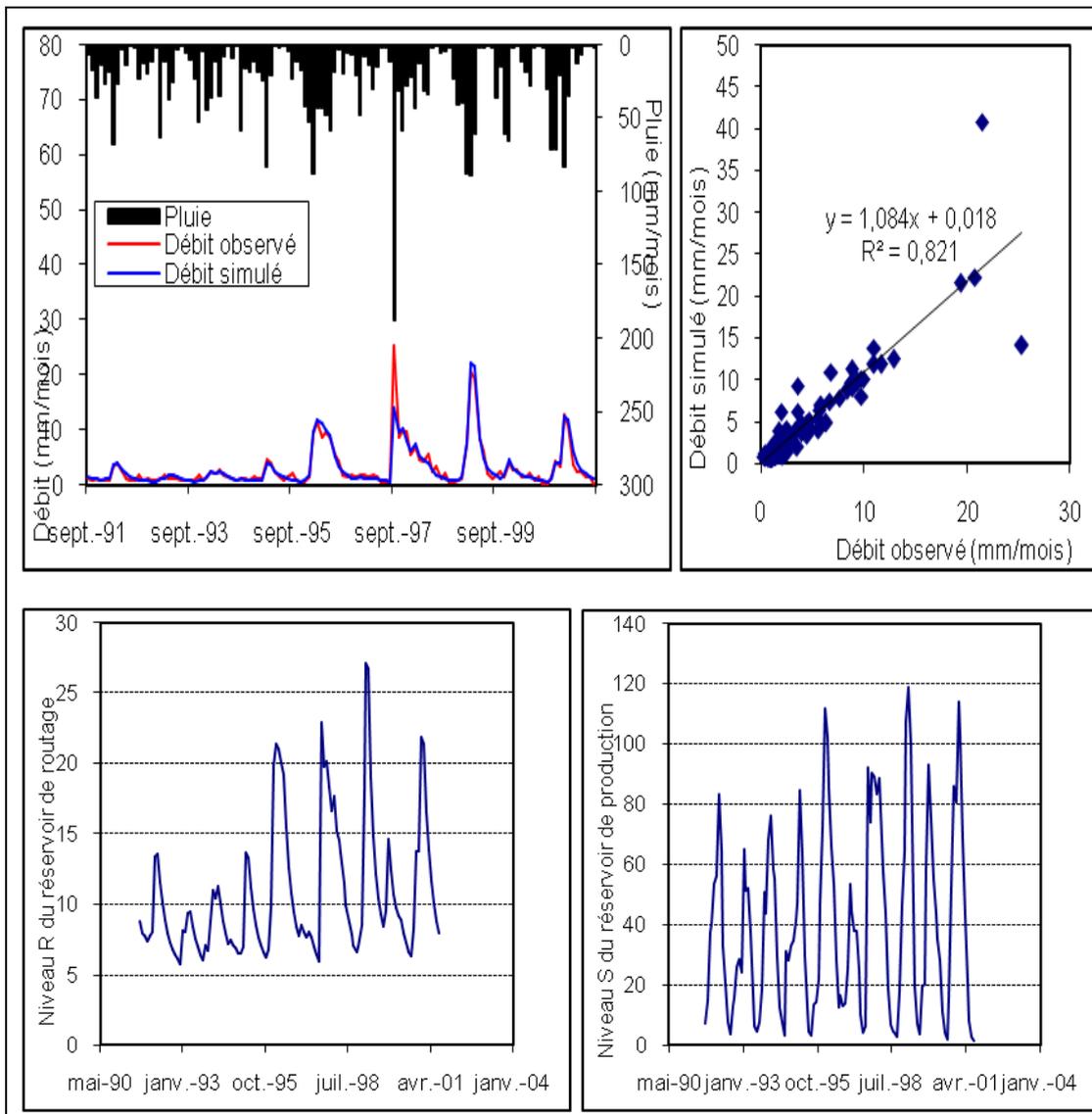


Fig. V.20 : Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Turc pour le sous bassin de Sidi Bel Abbas (09/1991-08/2001)

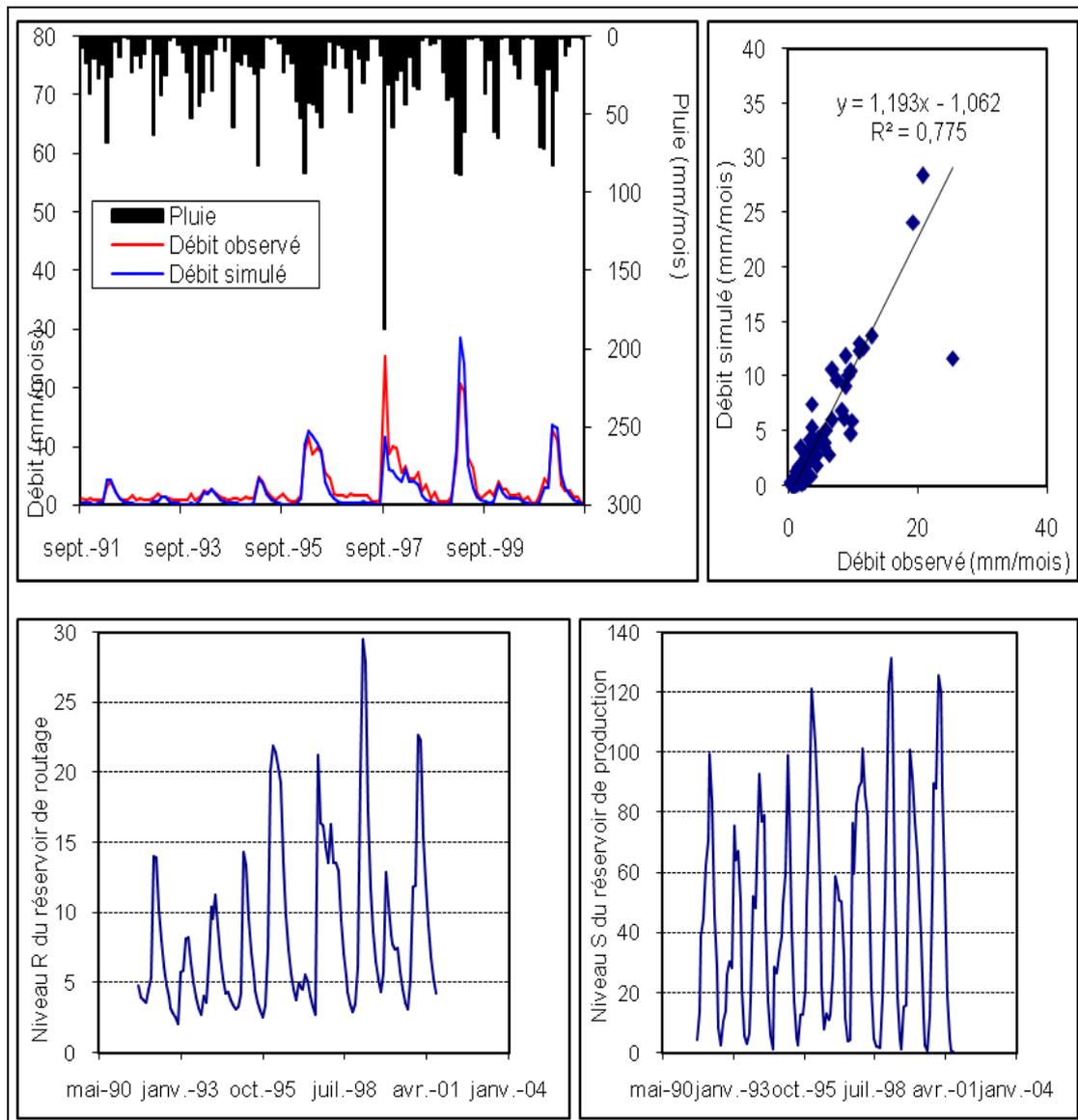


Fig. V.21: Calage du modèle GR2M avec l’ETP de Thornthwaite pour le sous bassin de Sidi Bel Abbes (09/1991-08/2001)

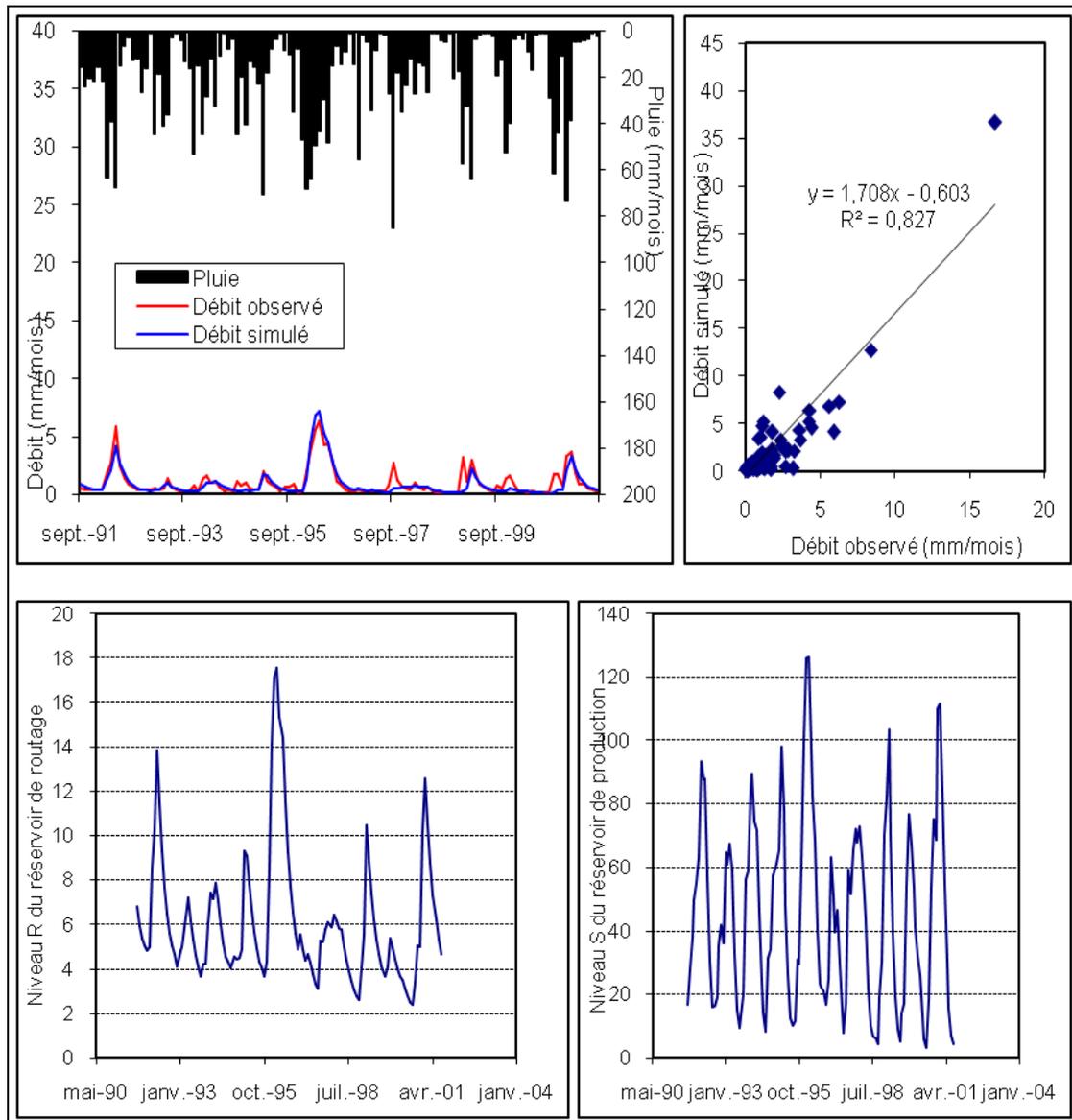


Fig. V.22: Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Turc pour le bassin versant de la Mekerra (09/1991-08/2001)

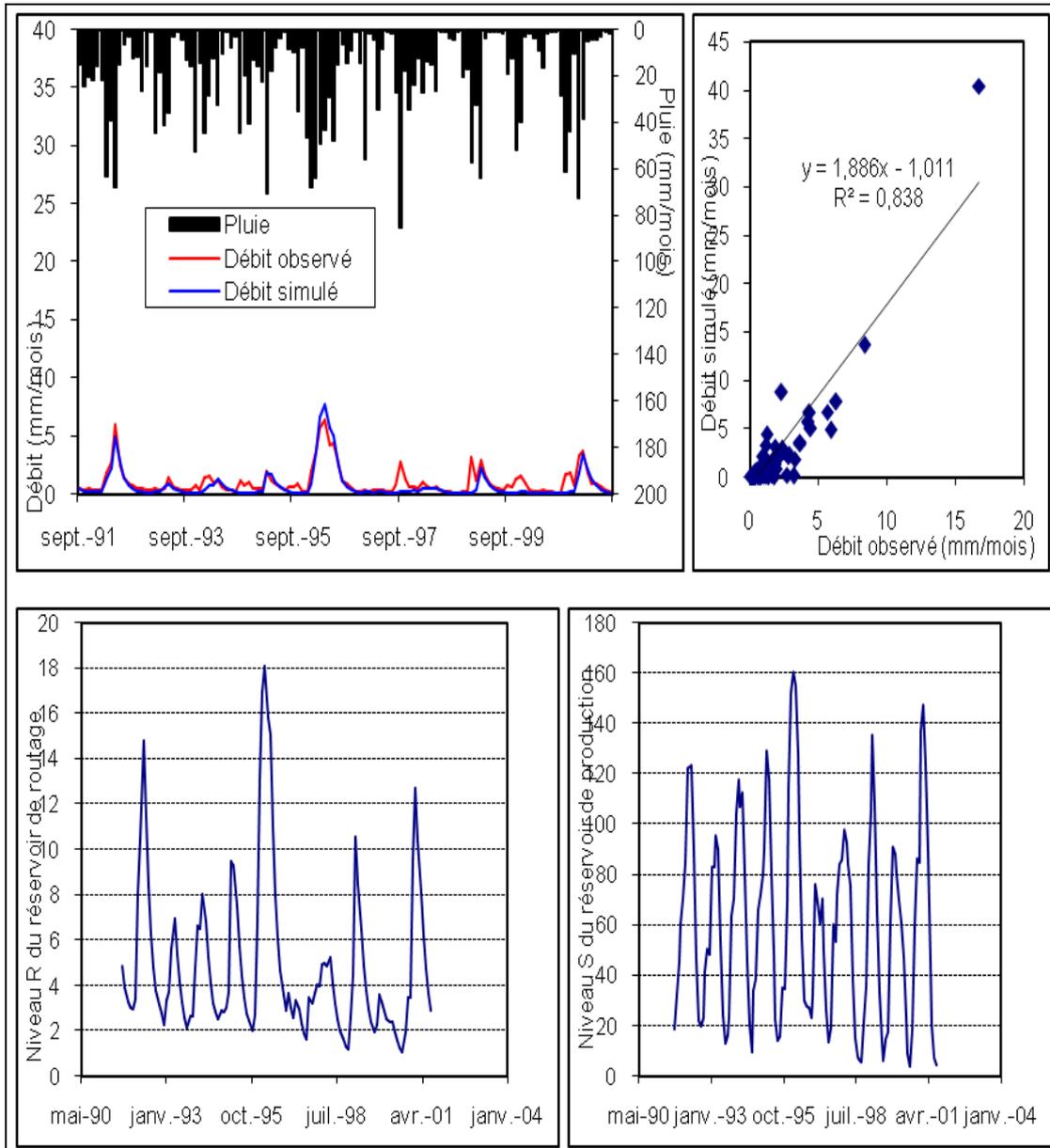


Fig. V.23: Calage du modèle GR2M avec l'ETP de Thornthwaite pour le bassin versant de la Mekerra (09/1991-08/2001)

Selon les graphes de l'évolution du taux de remplissage du réservoir de production (S) (Fig. V.16-V.23 et tableau V.7), nous pouvons dire qu'il ya une variation très importante plus remarquable dans l'amont (SBV d'El Haçaiba) que l'aval du bassin de la Mekerra (SBV de Sidi Bel Abbes) ce qui se traduit par l'importance des pertes par infiltration au niveau du réseau de failles caractérisant surtout la partie amont de la Mekerra qui fait retarder la réponse au niveau de la station hydrométrique.

Ainsi l'évolution du taux de remplissage du réservoir de routage (R) (Fig V.16-V.23 et tableau V.7) peut confirmer le phénomène des pertes dans la partie amont de la Mekerra, à titre d'exemple la capacité du réservoir de routage varie entre 0.05 mm et 8.2 mm pour le SBV d'El Haçaiba (ETP Thornthwaite), par ailleurs dans le SBV de Sidi Bel Abbas la capacité du réservoir de routage varie entre 2.1 mm et 29.47 mm (ETP Thornthwaite).

Alors la réponse des pluies est plus lente due aux formations karstiques (caractérisant la partie amont) qui retardent leur arrivée et les pertes en profondeur,

Tableau V.7 : Valeurs des paramètres après calibration et performance du modèle

Bassin versant	ETP (Thornthwaite)		ETP (Turc)	
	S	R	S	R
SBV de Haçaiba	30.94-286.45	0.05-8.2	27.1-242.29	0.08-8.31
SBV de Sidi Ali Ben Youb	6.64-192.19	0.12-18.23	6.1-160.23	0.46-18.38
SBV de Sidi Bel Abbas	0.44-131.34	2.1-29.47	1.26-118.95	5.72-27.09
BV de la Mekerra	4.1-160.4	1.2-18.05	3.24-126.41	2.37-17.54

5.4. Validation du modèle GR2M

Pour la validation, nous utilisons des séries des données des précipitations et d'évapotranspirations correspondant à la période de Septembre 2001 à Août 2009 et qui n'ont pas été déjà introduites lors du calage.

Le Tableau V.8 montre les variations du coefficient de corrélation par les deux types de données de l'évapotranspiration (Turc et Thornthwaite).

Tableau V.8 : Les variations de coefficients de corrélation de la validation du modèle GR2M

Bassin	Coefficient de corrélation (R ²)	
	ETP (Thornthwaite)	ETP (Turc)
SBV de Haçaiba	0.789	0.827
SBV de S. A. Ben. Y	0.712	0.731
SBV de S. B. Abbas	0.782	0.834
BV de la Mekerra	0.757	0.873

Selon le coefficient de corrélation de la fonction débit observée et débit simulé (Tableau V.8 et figure V.24-V.27) nous pouvons dire que la modélisation pluie-débit par l'utilisation du modèle GR2M, donne des résultats significatifs pour l'ensemble du bassin de la Mekerra.

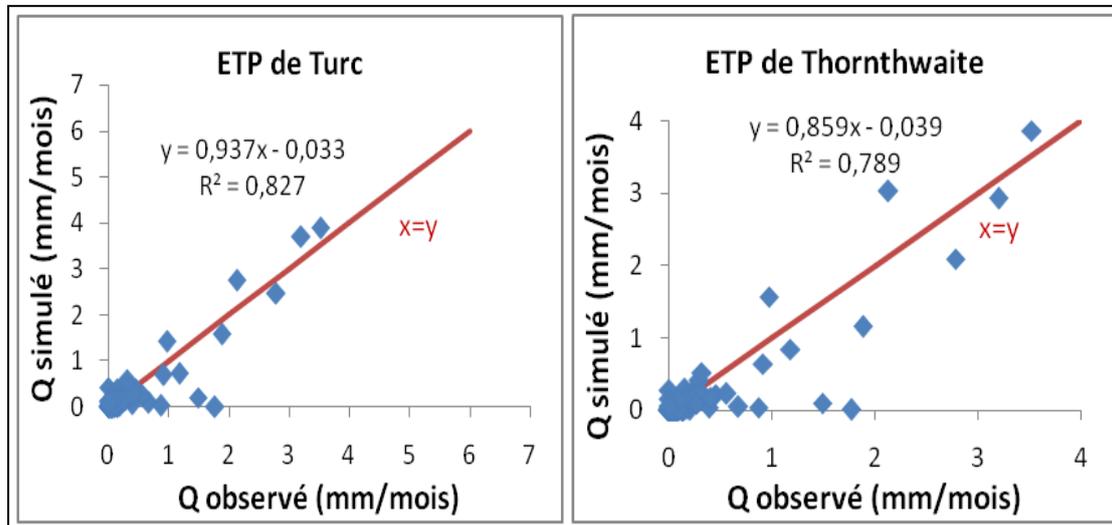


Fig. V.24: Validation du modèle GR2M pour le SBV d'El Haçaiba
(09/2001-08/2009)

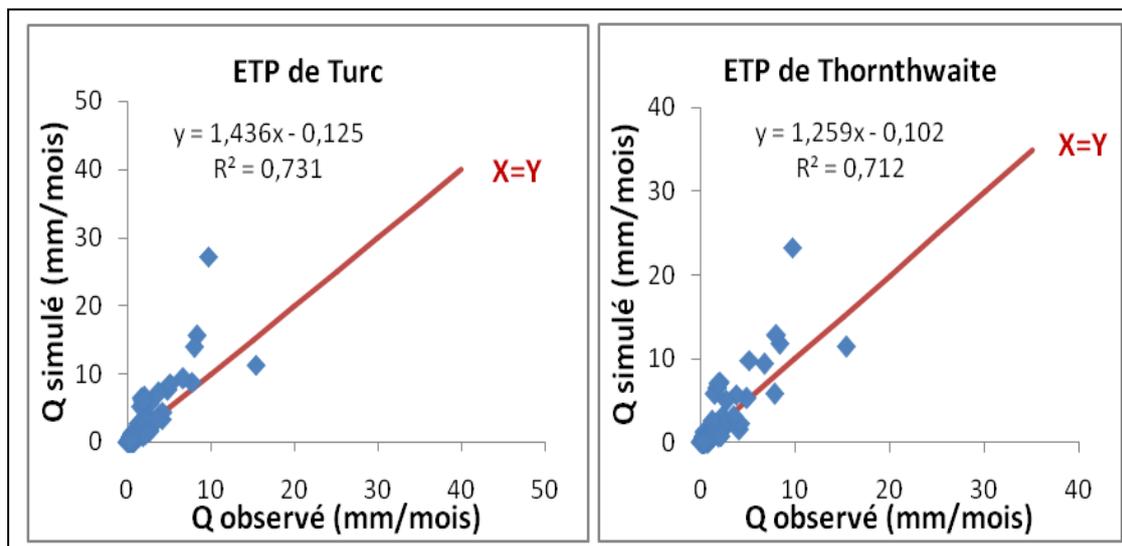


Fig. V.25: Validation du modèle GR2M pour le SBV de Sidi Ali Ben Youb
(09/2001-08/2009)

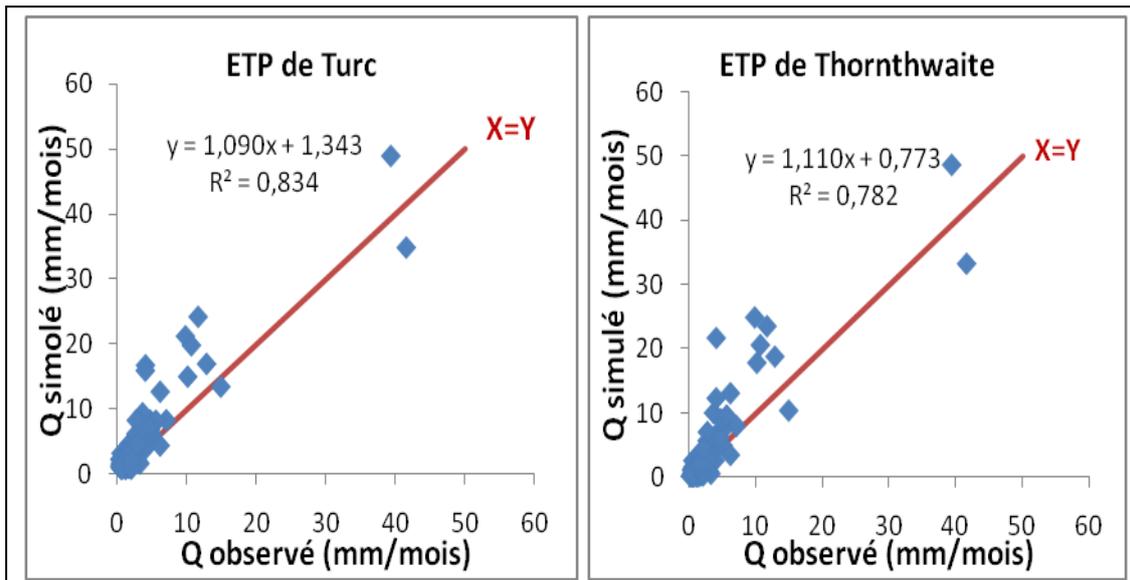


Fig. V.26: Validation du modèle GR2M pour le SBV de Sidi Bel Abbas
(09/2001-08/2009)

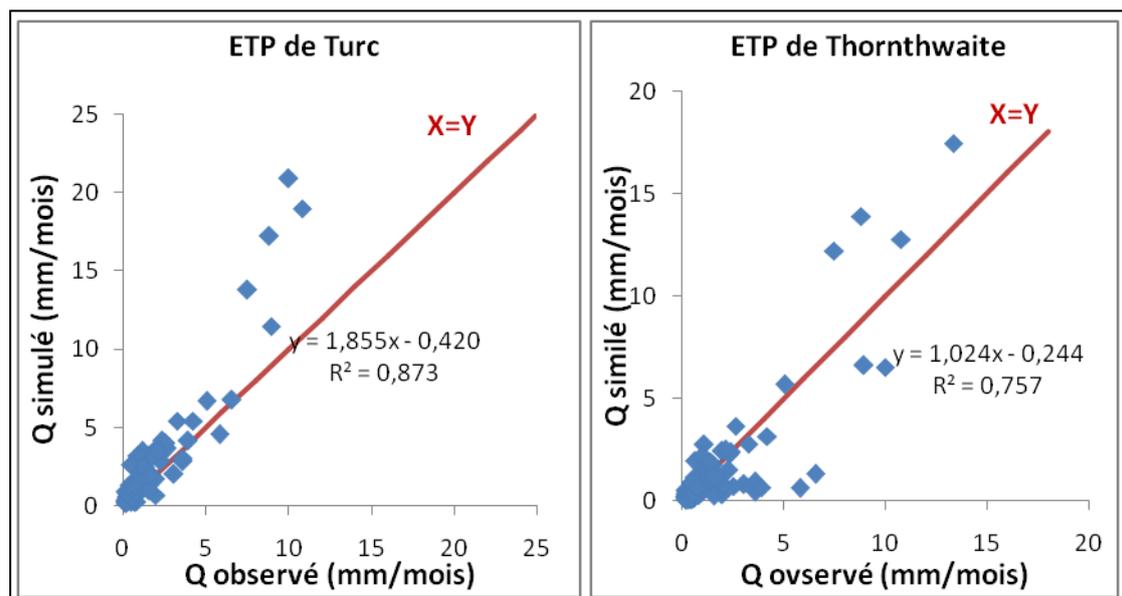


Fig. V.27: Validation du modèle GR2M pour le bassin versant de la Mekerra
(09/2001-08/2009)

L'analyse, graphique (Fig V.24-V.27), montre que l'alignement des points selon la droite d'équation $y=x$ donne de faible résultat (les points ne s'alignent pas bien sur la droite).

6. Modèle journalier (GR4J)

Le modèle GR4j est, quant à lui, un modèle journalier à 4 paramètres de réglage. La version utilisée a été mise au point par Perrin en 2002 et améliorée par Perrin et al. en 2003. Les paramètres de réglages sont les mêmes que pour le modèle mensuel avec en plus deux autres paramètres supplémentaires : la capacité à un jour du réservoir de routage et le délai (temps de base de l'hydrogramme unitaire) (Marion, 2009). Tout comme le modèle GR2M, il contient deux réservoirs, un de routage et un réservoir sol.

Pour prédire le débit journalier nous avons utilisé à l'entrée du modèle des valeurs des pluies journalières observées (mm), l'ETP calculée par la méthode d'Oudin (mm) et des débits journaliers observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm).

Contrairement aux GR1A et GR2M, sur l'échelle journalière la base des données nécessaire pour recouvrir uniformément tout le bassin de la Mekerra (basse, amont et moyenne) est inaccessible et constitue l'un des contraintes majeures contre une étude comparative et analytique entre les trois sous bassins. Alors le manque de données journalières sur l'ensemble du bassin nous a obligé de n'utiliser que les données de la station de Sidi Bel Abbes (01/09/2006 à 31/08/2009).

6.1. Description mathématique du modèle GR4J

Un schéma de la structure est donné à la Figure V.28. P_k est la pluie journalière du jour k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même jour calendaire.

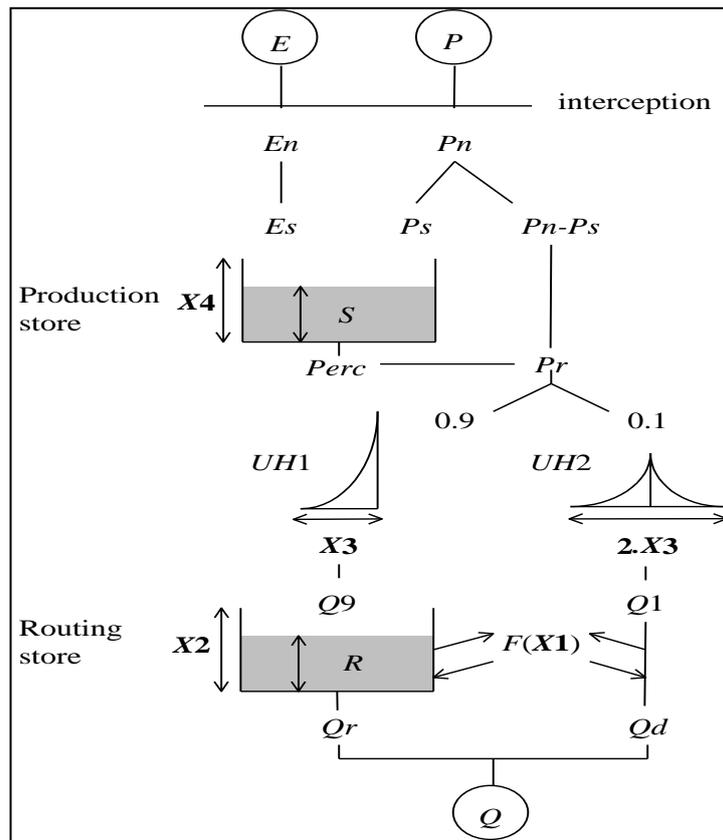


Figure V.28: Schéma de la structure du modèle GR4J. (D'après Perrin, 2000)

- **Neutralisation**

La première opération est la neutralisation de P_k par E pour déterminer une pluie nette P_n et une évapotranspiration nette E_n calculée par :

$$\text{Si alors } P_n = P_k - E \quad \text{et} \quad E_n = 0$$

$$\text{Si alors } P_n = 0 \quad \text{et} \quad E_n = E - P_k$$

- **Fonction de rendement**

Dans le cas où P_n est différente de zéro, une partie P_s de P_n alimente le réservoir de production et est calculée par :

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

Où X_1 (mm) est la capacité maximum du réservoir de production et S_k le contenu du réservoir de production au début du jour k.

Dans le cas contraire, lorsque E_n est différent de zéro, une quantité d'évaporation E_s est retirée du réservoir de production. Elle est donnée par :

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

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

$$\hat{S} = S_k + P_s - E_s$$

- **Percolation**

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

$$Perc = \hat{S} \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4 \hat{S}}{9 X_1} \right)^4 \right]^{-1/4} \right\}$$

Par suite, le contenu du réservoir devient :

$$S_{k+1} = \hat{S} - Perc$$

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

$$P_r = Perc + (P_n - P_s)$$

- **Hydrogrammes unitaires**

P_r Est divisée en deux composantes d'écoulement, 90 % étant routés par un hydrogramme unitaire HU1 et un réservoir de routage et 10 % par un hydrogramme unitaire symétrique HU2. HU1\ et HU2 dépendent du même paramètre X_4 , temps de base de HU1 exprimé en jours.

Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S notées respectivement SH1 et SH2, qui correspondent aux fonctions cumulées de l'hydrogramme. SH1 est définie en fonction du temps par :

$$\text{Pour } t \leq 0 \quad SH1(t) = 0$$

$$\text{Pour } t \ 0 \leq t \leq X_4 \quad SH1(t) = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{5/2}$$

$$\text{Pour } t \geq X_4 \quad SH1(t) = 1$$

SH2 est définie de façon similaire par :

$$\text{Pour } t \leq 0 \quad SH2(t) = 0$$

$$\text{Pour } t \ 0 \leq t \leq X_4 \quad SH2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4}\right)^{5/2}$$

$$\text{Pour } X_4 \leq t \leq 2X_4 \quad SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{5/2}$$

$$\text{Pour } t \geq 2X_4 \quad SH2(t) = 1$$

Les ordonnées de HU1 et HU2 sont alors calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j - 1)$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j - 1)$$

Où j est un entier.

A chaque pas de temps k, les sorties Q9 et Q1 des deux hydrogrammes correspondent à la convolution des pluies antérieures par la clé de répartition donnée par l'hydrogramme discrétisé et sont calculées par :

$$Q9(k) = 0.9 \sum_{j=1}^l UH1(j) \cdot Pr(k - j + 1)$$

$$Q1(k) = 0.1 \sum_{j=1}^l UH2(j) \cdot Pr(k - j + 1)$$

où $l = \text{int}(X_4) + 1$ et $m = \text{int}(2 \cdot X_4) + 1$, avec $\text{int}(\cdot)$ désignant la partie entière

- **Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique**

Un échange souterrain en eau est calculé par

$$F = X_2 \cdot \left(\frac{R_k}{X_3} \right)^{7/2}$$

où R_k est le niveau dans le réservoir en début de pas de temps, X_3 la capacité à un jour du réservoir et X_2 le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul. En fait, l'interprétation physique de cette fonction d'échange n'est pas directe.

Réservoir de routage

Le niveau dans le réservoir de routage est modifié en ajoutant la sortie Q_9 de l'hydrogramme/HU1 et F :

$$\dot{R} = \max(0; R_k + Q_9(k) + F)$$

Il se vidange ensuite en une sortie Q_r donnée par :

$$Q_r = \dot{R} \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{\dot{R}}{X_3} \right)^4 \right]^{1/4} \right\}$$

Le niveau dans le réservoir devient

$$R_{k+1} = \dot{R} - Q_r$$

- **Ecoulement total**

La sortie Q_1 de l'hydrogramme HU2 est soumise au même échange pour donner la composante d'écoulement Q_d

$$Q_d = \max(0; Q_1(k) + F)$$

Le débit total Q est alors donnée par :

$$Q_k = Q_r + Q_d$$

6.2. Paramètres

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler :

X_1 : Capacité du réservoir de production (mm)

X_2 : Coefficient 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)

Sur un large échantillon de bassins versants, Andréassian et al, 2007 ont obtenu les valeurs données dans le (Tab. V.9).

Tableau V.9 : Valeur des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 80%
X_1 (mm)	350	100-1200
X_2 (mm)	0	-5 à 3
X_3 (mm)	90	20 à 300
X_4 (jours)	1.7	1.1 à 2.9

6.3. Formule d'Oudin pour la détermination de l'évapotranspiration potentielle en modélisation hydrologique

Le concept d'évapotranspiration potentielle (ETP) permet de représenter la demande évaporatoire de l'atmosphère. En modélisation pluie-débit, l'ETP est souvent utilisée car, contrairement à l'évapotranspiration réelle (ETR), son estimation ne nécessite que la connaissance de paramètres liés à l'atmosphère. Ces paramètres sont plus homogènes à l'échelle du bassin et plus facilement mesurables que des paramètres tels que la nature du sol et l'état hydrique du sol, dont la connaissance est nécessaire pour estimer l'ETR.

L'évaluation de 27 formulations d'évapotranspiration potentielle (ETP) pour des applications de modélisation pluie-débit a conduit à la mise au point d'une formule d'ETP simple et efficace permettant d'obtenir de meilleurs résultats que

l'ensemble des formulations existantes, en termes de restitution des débits (Oudin, 2004, Oudin et al. 2005).

La formulation est détaillée par Oudin et al. (2004). Elle utilise comme seule donnée d'entrée la température. Elle utilise également le calcul de la radiation extraterrestre détaillée par Morton (1983).

Formule d'Oudin :

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

Si : $T_a + K_2 > 0$

Sinon : $PE = 0$

Avec :

PE : Evapotranspiration 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) ;

P : Densité de l'eau (Kg/m^3).

Les valeurs de l'ETP calculées par la formule d'Oudin sont résumées dans le tableau n°(02) en Annexe IV.

6.4. Calage du modèle GR4J

Dans le but de chercher la meilleure corrélation, nous avons fait entrer dans le modèle les valeurs des précipitations, températures et évapotranspirations moyennes journalières de la station de Sidi Bel Abbes relatives à la période allant de 01/09/2006 à 31/08/2008

La procédure de calage a consisté à déterminer les paramètres optimisés à partir des différents critères de qualité. Nous avons reporté dans le tableau V.10, les paramètres obtenus pour notre station.

Tableau V.10: Résultat du calage du modèle GR4J

Paramètres	Sidi Bel Abbes (01/09/2006 à 31/08/2008)	
ETP d'Oudin	X_1	324.57
	X_2	-3.30
	X_3	37.46
	X_4	1.10
	Nash (%)	78
	Bilan (%)	95.2
	R^2	0.866

X_1 : Capacité du réservoir de production (mm) ;

X_2 : Paramètre d'échange (mm) ;

X_3 : Capacité à un jour de réservoir de routage (mm) ;

X_4 : Délai (Jours) ;

R^2 : Coefficient de corrélation.

D'après les valeurs du coefficient de détermination et du critère de Nash (Tableau V.10), ainsi que la bonne superposition des deux courbes, des débits simulés et calculés (Fig. V.29), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé.

Selon le graphe de l'évolution du taux de remplissage du réservoir de production (Fig. V.29), nous pouvons déduire qu'une partie importante reste sous forme de pertes en profondeur faisant retarder la réponse au niveau de la station hydrométrique.

L'évolution du taux de remplissage de routage, peut expliquer aussi un échange avec les formations adjacentes.

La variabilité journalière de l'écoulement est plus importante que celle annuelle et mensuelle. Cette variabilité des débits journaliers se traduit dans le modèle par le niveau de réservoir de production qui varie entre 0.472mm et 0.008mm et la capacité du réservoir de routage qui varie entre 0.50mm et 0.191mm (Tab. V.11).

Tableau V.11: Valeurs des paramètres après calibration et performances du modèle

Bassin versant	ETP Oudin	
Oued Mekerra	S	R
	0.008-0.472	0.191-0.50

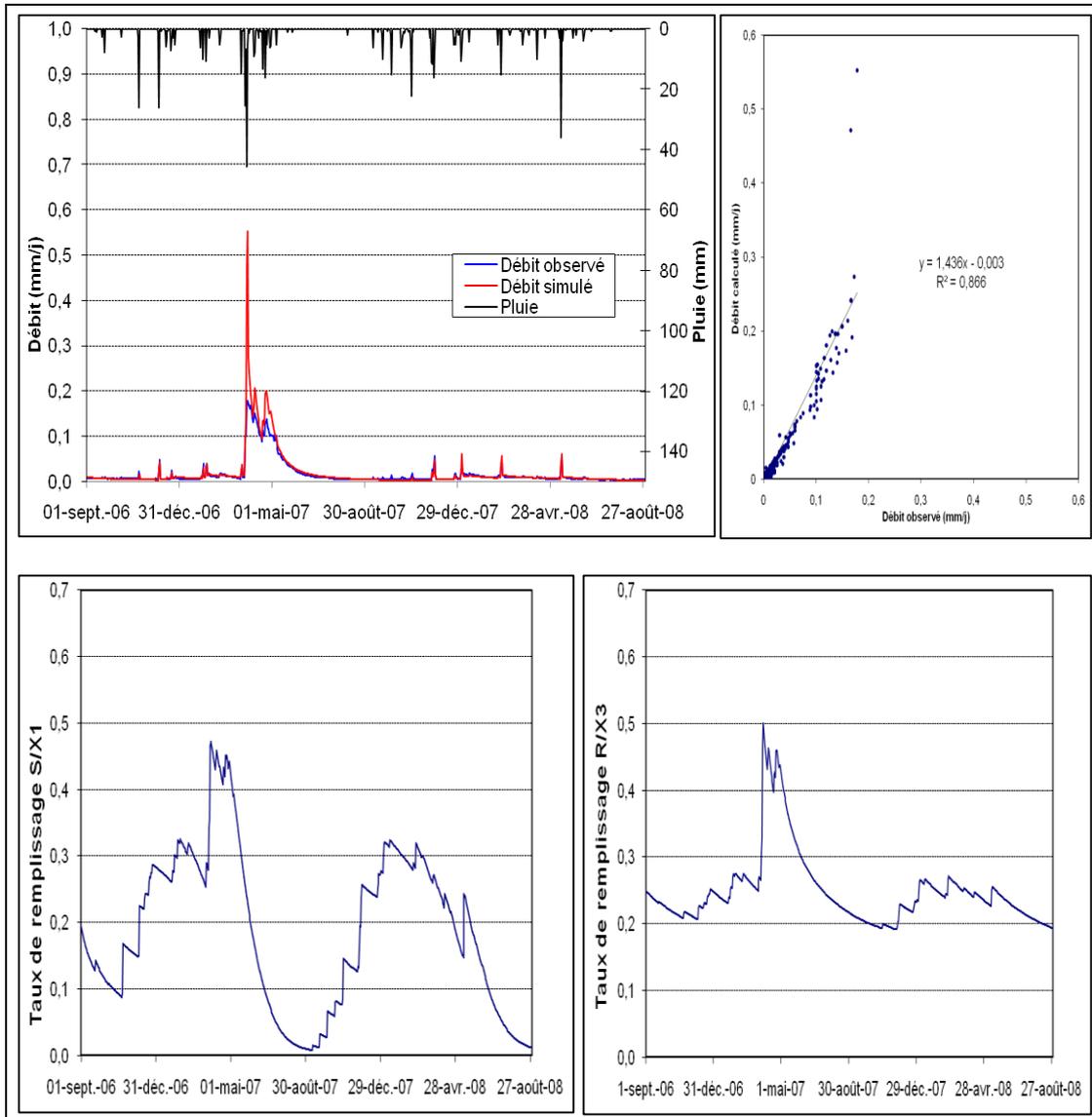


Fig. V.29 : Calage du modèle GR4J pour le bassin de l’Oued Mekerra à Sidi Bel Abbas

6.5. Validation du modèle GR4J

Pour la validation, nous avons utilisé des séries de données des précipitations et d'évapotranspirations calculées toujours par la méthode d'Oudin, qui correspondent à la période du 01/09/2008 au 31/08/2009, et qui n'ont pas été utilisées lors du calage.

Tableau V.12: Coefficient de corrélation entre les débits simulés et calculés au cours de la validation

Données journalières	Coefficient de corrélation (R ²)
Oued Mekerra	0.63

Selon le coefficient de corrélation de la fonction débit observée et débit simulée (Tab. V.12), la modélisation pluie-débit réalisée par l'utilisation du GR4J donne des résultats moyens pour les données du bassin versant d'Oued Mekerra.

L'analyse, graphique (Fig. V.30), montre que les points ne s'alignent pas bien sur la droite d'équation $y=x$.

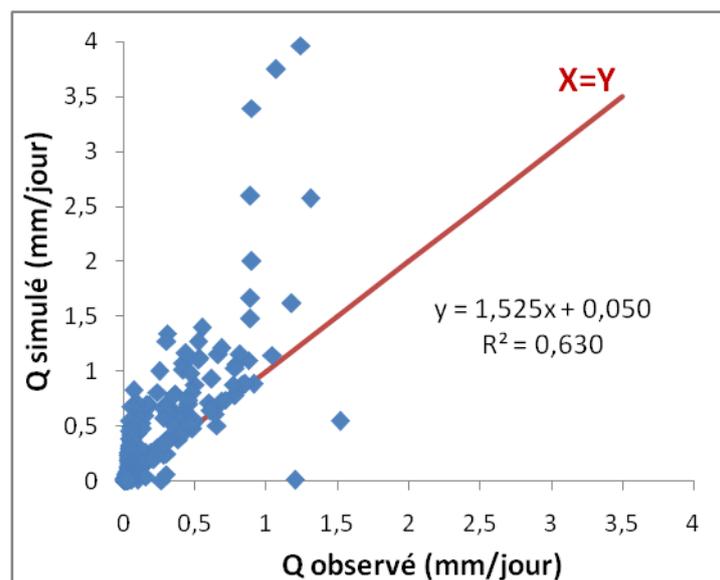


Fig. V.30: Validation du modèle GR4J

IV. Conclusion

Les résultats obtenus par la simulation de la transformation de la pluie en débit par l'utilisation des modèles du Génie Rural GR1A, GR2M et GR4J pour les trois sous bassins de la Mekerra sont plus satisfaisants que la modélisation par approche corrélatoire qui n'étaient pas concluants. En effet le modèle GR prend en compte la succession chronologique des phénomènes d'une part et l'influence des paramètres aussi bien climatiques (évapotranspiration) que celle physico-hydrogéologiques du bassin versant (humidité du sol et échanges externes) ainsi qu'il est apparu que le changement d'échelle de temps a ajouté des gains très importants, non seulement en cohérence de l'ensemble des modèles, mais surtout en performance.

L'application des modèles GR1A et GR2M sur les données de la Mekerra amont, moyenne et aval peuvent nous confirmer le phénomène des pertes par infiltration au Sud du bassin.

D'une manière générale le modèle annuel GR1A donne des résultats très acceptables que GR2M et GR4J, ceci peut s'expliquer par l'irrégularité des précipitations au cours des mois et des jours et surtout de l'état du sol et des conditions géologiques (saturation et occupation).

CONCLUSION GENERALE

Avant de nous lancer dans les mécanismes responsables de la genèse et de la propagation des crues, la compréhension du complexe bassin versant reste une étape importante qui permet de concevoir son fonctionnement vis-à-vis de ce phénomène.

Le bassin versant de la Mekerra, qui fait partie du grand bassin de la Macta, présente une superficie de 3060.37 km² et un périmètre de 496.8 km. En raison de sa grande surface et de sa forme allongée de direction Nord-Sud. Il se subdivise naturellement en trois sous bassins : Haute Mekerra, Moyenne Mekerra et Basse Mekerra, occupant trois domaines géologiquement distincts :

- Domaine de nappes de charriage Oligo – miocène au Nord, représenté par les monts des Tessala,
- Domaine des formations plio-quadernaires, constituant la plaine alluviale de Sidi Bel Abbès ;
- Domaine karstique Jurassico-crétacé fortement plissé et accidenté au Sud de la plaine alluviale, constituant les Monts de Saida, Dhaya et Tlemcen.

Les paramètres physiographiques, montrent que les sous bassins versants de la Mekerra présentent une forme allongée dans l'ensemble ($1,36 < K_c < 1,85$). Ce bassin se caractérise par une réelle dissymétrie topographique, qui se traduit par : le secteur montagneux qui présente les caractéristiques morphométriques favorables à la genèse et la propagation des crues,

L'étude morphométrique a montré que le bassin versant de la Mekerra se caractérise par un relief faible et un réseau hydrographique bien hiérarchisé avec une densité de drainage D_d de 1.27 km/km² et un coefficient de torrentialité C_t de 0,11, indiquant un régime torrentiel où l'érosion des sols est prédominante.

Sur le plan tectonique, le bassin de la Mekerra est caractérisé par :

- Au Sud, une tectonique cassante qui se traduit par un réseau de failles affectant les formations carbonatées Jurassico-crétacées,
- Au Nord, des nappes de charriage d'âge Oligo-miocène.

Conclusion générale

Du point de vue hydrogéologique le bassin de la Mekerra est très mal connu, du fait que plus de 50% de sa surface est occupé par des formations carbonatées, fortement karstifiées d'âge secondaire. Nous nous sommes limités à mettre en évidence les principales caractéristiques de la plaine de Sidi Bel Abbès :

- La présence de deux directions majeures de l'écoulement, NE-SW (direction générale) et E-W dans la vallée Belarbi-Mostapha. (direction secondaire).
- L'alimentation de la nappe alluviale est assurée par les calcaires et dolomies du Jurassico-Crétacé et les grès du Pliocène continental en plus de l'apport direct,
- Le contact permanent entre l'Oued Mekerra et la nappe alluviale. Cette relation Oued-Nappe est confirmée par l'analyse des hydrogrammes moyens journaliers.

La pluviométrie dans le bassin de la Mekerra met en évidence :

Une variation spatiale qui se traduit par :

- Une diminution des pluies d'Ouest en Est et du Nord vers le Sud.
- L'influence des barrières montagneuses des monts de Tessala qui créent des baisses pluviométriques au niveau du bassin

Une irrégularité dans le temps :

On constate qu'il existe deux périodes, l'une humide (1978/79-1980/81) et (2000/01-2008/09), l'autre plus sèche et plus chaude (1981/82-1999/00). Par ailleurs à l'échelle mensuelle Cette irrégularité est bien prononcée, exprimée par les valeurs élevées du coefficient de variation qui atteint son maximum en été ceci explique l'existence d'une saison humide, s'étalant d'Octobre à Mai et une saison sèche entre Juin et Septembre.

Les conditions climatiques du bassin de la Mekerra sont de type semi aride. Les indices d'aridité calculés par les différentes méthodes convergent tous pratiquement vers le même résultat. Les gradients de température importants intensifient le pouvoir évaporant, l'assèchement et la fragilité des sols qui favorisent l'érosion et le transport solide.

Le régime hydrologique de l'Oued Mekerra est caractérisé par une stabilité relative, dont les modules annuels notamment dans la partie aval du bassin ce qui est expliqué par des faibles fluctuations à l'échelle interannuelle ($C_v < 0.86$). L'analyse des variations mensuelles des débits a permis de dégager spécialement à partir des coefficients mensuels des débits, les nuances des régimes hydrologiques à alimentation essentiellement pluviale liés aux régimes climatiques mais plus ou moins modifiés par le rôle de la lithologie. Ils ont fait apparaître la forte opposition entre l'abondance hivernale et l'indigence estivale des cours d'eau.

L'étude des formes extrêmes de l'écoulement axée tout d'abord sur les crues, a mis successivement en évidence : le caractère torrentiel des crues principalement lié à la forte intensité des précipitations, leur mécanisme de propagation et enfin leur répartition fréquentielle régie par la loi de Gumbel et la méthode du Gradex. En plus l'analyse de crues extrêmes (>50 ans) par la méthode de Gradex donne des résultats satisfaisants car les modèles d'ajustement fréquentielles ne permettent guère d'extrapoler qu'à des périodes de retour de l'ordre de deux à trois fois la durée d'observation

L'application des modèles GR (Génie Rural) sur les données de la Mekerra amont, moyenne et aval peuvent nous confirmer le phénomène des pertes par infiltration tout au long de l'oued et particulièrement au Sud du bassin. Ceci justifie la performance du modèle ainsi que leurs résultats très indiqués dans les bassins méditerranéens à climat semi aride.

Globalement ce travail a permis de reformuler, justifier et vérifier les résultats obtenus qu'étaient fortement liées à la performance des modèles et à la précision des données ainsi que leurs étendues. Dans cette optique nous recommandons une extension du réseau de mesures pluviographiques, pluviométriques et hydrométriques de façon à obtenir une bonne répartition sur tout le bassin avec une installation éventuelle de nouvelles stations climatiques, car l'exploitation d'une base de données profonde et précise d'un réseau de mesure bien équilibré permet d'obtenir une bonne prédétermination des crues et par conséquent une bonne protection contre ces dernières.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ACHITE M., MEDDI M., 2004 : " Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien).

AUCLAIR, D et BIEHLER, J. (1967) : Etude Géologiques des Hautes Plaines Oranaises Entre Tlemcen et Saida. Publ. Serv .Géol. Algérie Ann N° 34.

AYRAL, P.A., 2005 : Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair ALHTAÏR. Approches spatiale & expérimentale. Application au bassin versant du Gardon d'Anduze, Université de Provence.

BAAZI (H) 2002 : Etude de la faisabilité d'un ouvrage de substitution dans la vallée de l'oued El ABIOD. Thèse de Magister. Inst d'hydraulique, univ. Batna.

BENFETTA H. et REMINI B. (2008) : La problématique du stockage des eaux de surface dans les régions arides. Cas du barrage de Ouizert (Algérie). *European Journal of Scientific*

BOROCCO J. (1950) - Étude géologique des régions de Mascara, Bouhanifia, Ain Fekan. Édit. S. NREPAL, Alger,

BOUMESSENEGH (A) 2006 : Les inondations dans la ville de BISKRA (causes et Impacts). Univ de Batna.

BORRELL-ESTUPINA, V., 2004 : Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Application à de petits bassins versants du sud de la France, Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse,

BENCHARAB K., 2008 : "Mécanisme du transport solide en amont du barrage Tabia cas du bassin versant de oued Mekerra" Mémoire de Magister, Université de DJILALI LIABES- Sidi Bel Abbès.

BOUCHAKOUR S. (2009) : Hydrogéologie de la plaine de Sidi Bel Abbes (Qualité et vulnérabilité de la ressource) mémoire d'ingénieur.

BOULGHOBRA, N., 2006 : Protection de la ville de Skikda contre les inondations. Essai de P.P.R.I. Mémoire de magister. Université de Batna.

BOUANANI A., BABA-HAMED K., BOUANANI R. 2010 : Utilisation d'un modèle global pour la modélisation pluie-débit : Cas du bassin de l'Oued Sikkak (Tafna – NW algérien).

C.G.G, (1970) : Etude géophysique de la plaine de Sidi Bel Abbes, ANRH Alger.

CHRISTOPHE, B. 2003 : Analyse et modélisation hydrologique de l'événement exceptionnel des 8 et 9 sept 2002 sur le bassin du Gardon d'Anduze. Mémoire de DEA. Univ de Grenoble.

DJERBOUA, A. 2001 : Prédétermination des pluies et crues extrêmes dans les Alpes Franco-italiennes. Thèse de doctorat, Institut national polytechnique de GRONOBLE.

DUFFANT (J) - GUILLOT et ROCHE - HERRIOU (M) 1973 : Détermination des crues de projet par un graphique de travail du comité français des grands barrages. Société Grenobloise d'études et d'applications hydrauliques.

DEMRRH, (1978), carte hydrogéologique de la plaine de Sidi Bel Abbas au 1/100000 avec une notice explicative.

ENAC/STE/HYDRAM, 2004 : Cours hydrologie appliquée « Estimation du débit de pointe de temps de retour 20 et 100 ans par la méthode statistique et celle du Gradex – application au bassin versant de la Viège (VS, Suisse) ». Ecole polytechnique fédérale de Lausanne.

FOURMIGUE P., LAVABRE J. 2005 : Prévission de crues avec le modèle conceptuel pluie-débit GR3H. Revue des Sciences de l'Eau, n° 18.

GAUME E. 2002 : Un parcours dans l'étude des phénomènes extrêmes en hydrologies. Mém. H.D.R., Ecole National des Ponts et Chaussées.

GARAVAGLIA, F. 2011 : Méthode SCHADEX de prédétermination des crues extrêmes. Thèse de Doctorat. Université de Grenoble.

HAOUCHINE, A (2010) : Hydrogéologie en zone semi aride et aride : Région de BISKRA, Doctorat d'Etat, FSTGAT, USTHB.

JAVELLE P. 2001 : Caractérisation du régime des crues : le modèle débit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

KETROUCI K., MEDDI M., MATARI A. et EL MAHI A. (2004) : La sécheresse dans le Nord Ouest algérien sur les deux dernières décennies. Actes du colloque "Terre et Eau" (Annaba, 2004)

KINGUMBI AHMADI 2006 : modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation. Cas du Merguellil en Tunisie central.

KHALDI A., 2005 : Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien (Monts de Tlemcen –Saida) thèse Doctorat d'état, Université d'ORAN,

KABOUYA M., MICHEL C. 1991 : Estimation des ressources en eau superficielle aux pas de temps mensuel et annuel, application à un pays semi-aride. Revue des Sciences de l'Eau, n° 4(4)

LANG M. 2000 : Analyse probabiliste des crues pour la prévention du risque d'inondation. Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches. INPG Grenoble

LAVABRE J, FOLOTON N, ARNAUD P, PASQUIER C 2000 : Prédétermination régionale des débits de crue, Exemple d'application à la Corse

LEQUIEN. A., 2003 :. Analyse et évaluation des crues extrêmes par modélisation hydrologique spatialisée (cas du bassin versant du Vidourle). Mémoire DEA à l'université Montpellier.

M. LANG, B. RENARD, K. KOCHANNEK (Irstea Lyon) P. ARNAUD, Y. AUBERT (Irstea Aix). 2012: Projet ExtraFlo, comparaison de différents cadres d'analyse pour l'estimation de quantiles de crue. « *Rencontre Lyon-Grenoble sur les extrêmes, Tour Irma, Grenoble* ».

M. LANG, 2008 : Méthodes de prédétermination des pluies et crues extrêmes « Rencontre Météo/Math appli, Toulouse, 18-19 septembre 2008 ».

MUSY A., 2005 : Cours d'hydrologie générale. HYDRAM-ISTE-Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), <http://hydram.epfl.ch/e-drologie/>.

MATHIEU COUSTAU 2011 : Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez : modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits

MEDDI M., TALIA A., et MARTIN C., 2009 : Evolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (nord ouest de l'Algérie) " Physio-Géo. Revues.org/686,

MARCHANDISE. A., 2003 : Analyse et modélisation hydrologique de l'évènement exceptionnel des 8 et 9 septembre 2002 sur le bassin versant de Gardon d'Anduze. Mémoire de DEA Université Joseph Fourier Grenoble.

MAHI A. (2002) : Déficit pluviométrique des dernières décennies en Algérie du Nord et son impact sur les ressources en eau. Mémoire de Magister, Centre Universitaire de Mascara

MAKHLOUF Z. 1994 : Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, Univ. Paris.

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).

ODIN L. 2004 : Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Thèse de Doctorat, Cemagref. Ecole Nationale du Génie Rural, des eaux et des forêts, centre de Paris,

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).

SOURISSEAU B. 1973 : Etude Hydrogéologique de la nappe de Sidi Bel Abbés ; rapport de la direction des études de milieu et de la recherche hydraulique.

SELTZER (P) 1946 : Le climat de l'Algérie, travail institut météorologique et physique globe, Algérie.

SOGREAH, 1970 : Etude agropédologique de la plaine de Sidi Bel Abbès. ANRH, Oran.

THIERRY, L. 2008 : Modélisation pluie-débit durée-fréquence. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches. Université de Pierre et Marie-Curie.

YAHIAOUI A., TOUAIBIA B., 2006 : Modélisation du régime de crues des bassins versants: Application et utilité des hydrogrammes synthétiques mono-fréquence HSMF.

YOUANN, A. 2012 : Estimation des valeurs extrêmes de débit par la méthode Shyreg. Thèse de Doctorat. Université de Pierre et Marie-Curie.