

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MIMISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE HASSIBA BEN BOUALI CHLRF

Faculté de Génie Civil et d'Architecture

Département d'hydraulique



MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de

MAGISTER

Spécialité : Hydraulique

Option : Ouvrage hydraulique

Présenté par : BOUTHIBA Farida

Thème

**Fonctionnement Hydrologique d'un bassin
versant semi-aride**

(Cas des bassins versant du Rouina , Ouahrane , Tighazel)

Devant le Jury composé de :

Mr Ezziane. K
Mr Remaoun .M
Mr Saidi .D
Mr Saaed Hamoudi .A
Mr Remini. B

Maitre de conférence
Maitre de conférence
Professeur
Professeur
Professeur

UHB Chlef
UHB Chlef
UHB Chlef
UHB Chlef
USD Blida

Président
Promoteur
Examinateur
Examinateur
Examinateur

Année Universitaire 2011/2012

Dédicaces

Je dédie ce travail à la mémoire de Mon Père que dieu ait son âme.

*À ma chère mère symbole de tendresse qui à veillé de long nuit et apprit des larmes
pour rendre ma vie pleine de joie.*

A mes frères et mes sœurs pour leur encouragement

A mes nièces et mes neveux.

A toute la famille : BOUTHIBA, KELLA et MEKRAZI.

*A tous mes amis d'Université de Hassiba Ben Bouali promotion magister
2007/2008*

Remerciement

Avant tout je remercie Dieu tout puissant qui m'a guidé tout au long de ma vie, qui m'a permis de m'instruire et d'arriver aussi loin dans mes études, qui ma donné courage et patience pour passer tous les moments difficiles, et qui m'a permis de finir ce travail.

Je tiens à témoigner ma reconnaissance à mon encadreur Monsieur REMAOUN Mohamed, maitre de conférences à l'Université de Chlef pour tous ses conseils précieux, ses critiques constructives et ses encouragements.

Mes sincères remerciements vont à Monsieur SAAD HAMOUDI Abdelamîr, Professeur à l'UHB Chlef, Monsieur REMINI Boualam, professeur à l'USD Blida, Monsieur IZZIANE Karim, maître de conférences à l'UHB Chlef, Monsieur SAIDI Djamel , maître de conférences à l'UHB Chlef, de l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant d'être membre de jury de cette thèse.

Je tiens à remercier mes enseignants de la première année magister ainsi que tous mes collègues et tout le personnel du département Hydraulique, pour leur aide si précieuse.

Je remercie aussi Monsieur AISSAT Djilali ET Melle ZEKOUDA Naima, Magister en Hydraulique de leurs aides et orientations surtout concernant les démarches de modèle GR4j, ainsi que Monsieur ABAIDIA Sofiane magister hydraulique.

Enfin à toutes les personnes qui m'ont permis d'en arriver là, à toutes celles qui m'ont écouté et remonté le moral, Merci...

Table de Matière

Remerciement	
Sommaire	
Liste des tableaux	
Liste des figures	
Résumé	
Introduction générale	01

Chapitre I ***Hydrologie en zone semi aride***

I.1. Le cycle de l'eau	04
I.1.1. Régime hydrologique	06
a. Régimes à échelles temporelles	06
b. Régimes à échelles spatiales	07
I.1.2. Le milieu semi- aride	08
I.1.2 .1.Régime pluviométrique	08
I.1.2.2. Evapotranspiration	09
I.1.2.3. Ruissellement de surface	09
I.1.2.4. Pertes par infiltration	10
I.1.3. Cycle de l'eau en milieu semi aride : enjeux et limites	11
I .1.4 Conclusion	13

Chapitre II ***Modélisation Hydrologique***

II.1. Introduction	14
II. 2. Modélisation hydrologique	14
II.2.1. définitions générales	14
II .2.2 Objectifs de la modélisation	16
II .2.3 Etapes d'élaboration d'un modèle	17
II .2.4 Classification des modèles	18
II 2.4.1. Modèles hydrologiques de bassin versant	18
II .2.4.2. Modélisation en milieu semi-aride	24
II.2.5. Critère d'évaluation de la modélisation	24
II .2..5.1 Erreur moyenne	24
II .2.5.2 Erreur quadratique moyenne	25
II.2.5.3 Coefficient de Nash	25
II .2.6 .Conclusion	26

Chapitre III ***Contexte géographique et géologique et*** ***Géomorphologique***

III .1 Contexte géographique	27
III .1.2. Présentation de la région étudiée	27
III.1.2.1. Le bassin versant du Chélif	27
III .1.2.2. Situation géographique des bassins versants	29
III.1.2.2.1. Bassin de Rouina	29
III.1.2.2.2 Bassin de Ouahrane	29
III.1.2.2.3 Bassin de Ti ghazel	29
III .2. Contexte géologique	31
III .2.1 Géologie du bassin du Cheliff	31
III .2.2 Caractères lithologiques des sous bassins versants	36

III .2.2.1 Bassin de Rouina et Tighazel	36
III .2.2.2 Bassins Ouahrane	38
III .3 Contexte géomorphologique	41
III .3.1 Paramètre géométrique	41
III .3.1.1 Paramètre de forme	41
III .3.1.1.1 Indice de compacité de Gravelius (k_G)	41
III .3.1.1.2 Rectangle équivalent	42
III .3.2. Etude de relief	44
III.3.2.1. La courbe hypsométrique	45
III.3.2.2 .Les indices des pentes	47
III.3.3. Caractéristiques du réseau hydrographique	49
III .3.3.1 .Constitution du réseau hydrographique	49
III .3.3.2. Classification des talwegs	49
III .3.3.3 Densité de drainage	50
III .4.Sols et végétations	51
III .4.1. Les zones homogènes et leurs perméabilités	51
III.4.2 Végétation	53
III .5. conclusion	54

Chapitre IV

Etude hydro Pluviométrique Et Climatique

IV.1. Introduction	55
IV .2. Equipement des sous bassins	55
IV .3. Précipitations annuelles mensuelle et saisonnière	56
IV .3.1.Détermination de la lame d'eau précipitée des sous bassins	56
IV .3.2 . La répartition de la pluie annuelle et interannuelle	58
IV.3.3. Répartition mensuelle et saisonnière	61
IV.3.4 .Pluies maximales journalières	64
IV. 4.Variation interannuelle des écoulements moyens et extrêmes	67
IV.4.1. Variation des débits annuels	67
IV.4.2 .Variation des débits mensuels	73
IV.4.3 Variations des débits journaliers	76
IV.5.Relation pluie et écoulement	78
IV.5.1 la relation annuelle des pluies et écoulement moyens	78
IV.5.2 la relation mensuelle des pluies et écoulements mensuels, moyens et maximaux	83
IV .5.3 La relation des pluies et écoulements journaliers	87
IV.6. Paramètres climatiques	93
IV.6.1 Température	93
IV.6.2 Pressions et vents	94
IV.6.3.L'ensoleillement	95
IV.7 Evaporation, Evapotranspiration et déficit d'alimentation	95
IV.7.1 Evapotranspiration réelle et déficit d'écoulement	95
a. Méthode de COUTAGNE	96
b. Méthode de TURC	96
c. Méthode de WUNDT	97
d. Méthode de THORNTHWAITE	99
e. Méthode de P.VERDEIL	105
IV .8. Caractéristiques du Climat	107
IV .8.1.Courbes pluviométriques de " GAUSSEN ET BAGNOULS"	107
IV.8.2. Indice d'aridité annuel de " DE MARTONNE "	109
IV .8.3 Indice d'aridité mensuel de " DE MARTONNE "	110
IV.8.4.Indice de " Louis L.EMBERGER"	112

IV .8.5 Indice d'aridité de la FAO	114
IV .9 Bilan hydrologique	114
IV .9.1 Le Ruissellement	115
IV.9.2 L'infiltration	116
IV .10 Conclusion	117

Chapitre V

Sensibilité Et Application du Modèle GR4j

V.1 Introduction	118
V .2 Les modèles Pluie-débit	118
V.2.2 Origine des modèles pluies-débits	118
V .2.3. Objectifs des modèles pluies débits	119
V .2.4. Les applications de la modélisation pluie-débit	120
V .2.5 Classification des modèles pluies débits	120
V .2.6 Description du modèle pluie-débit journalier GR4J	121
V .2.7 Sélection des structures du modèle	122
V .2.7.1 Description mathématique	123
V .2.7.2. Fonction de production	125
V. 2.7.2.1.Réservoir de production	125
V.2.7.2.2. Percolation	127
V .2.7.3. Fonction de transfert	128
V.2.7.3.1. Hydrogramme unitaires	128
V 2.7.3.2. Fonction d'échange	129
V .2.7.3.3 .Réservoir de routage	129
V.2.7.4. Ecoulement total	130
V.2.8 Optimisation des paramètres de modèle GR4j	130
V .3 . Test du modèle et applications	131
V.3. 1 calages du modèle	131
V. 3.2 Sensibilité entre les paramètres de mécanisme de cycle d'eau (Exemple Bassin de Ouahrane)	140
V .3.3 Les termes du bilan hydrologique à l' échelle du bassin versant	145
V.4 Conclusion	148
Conclusion générale	149
Références Bibliographiques	151
Annexes	154

Liste des Tableaux

Tableau III .1: Répartition des différentes formations géologiques des bassins (Rouina, Tighazel, Ouahrane)	40
Tableau III .2 : Principales caractéristiques des sous-bassins versants (Rouina, Tighazel, Ouahrane)	43
Tableau III.3 : Les principales caractéristiques altimétriques	47
Tableau III.4 : Indices des pentes et classes de relief des sous- bassins	48
Tableau III .5: Densité de drainage des sous-bassins	51
Tableau IV .1 : Caractéristiques des stations pluviométriques (ANRH)	56
Tableau IV .2 : Estimation de la lame d'eau précipitée dans chaque bassin (90/91-2007-2008)	57
Tableau IV .3 : Précipitation annuelle des sous bassins (1990-2008).	58
Tableau IV .4: paramètres statistiques des pluies des bassins (Ouahrane, Tighazel, Rouina)	59
Tableau IV .5 : pluies annuelles des différentes probabilités de 11 postes	60
Tableau IV .6 : répartition de la pluviométrie mensuelle des sous bassins versants (Rouina, Tighazel, Ouahrane)	61
Tableau IV .7 : Indice saisonnier des pluies sur les bassins	62
Tableau IV .8 : Pluies journalières maximales entre (1990/2008)	65
Tableau IV.9 : Valeurs des variables réduites de Gumbel pluies maximales calculées	65
Tableau IV .10 : Variation interannuelle des débits moyen et maximaux de la station d'Ouled taher (bassin de Rouina)	69
Tableau IV.11 : Variation interannuelle des débits moyen et maximaux de la station Tighazel (bassin de Tighazel)	70
Tableau IV .12 : Variation interannuelle des débits moyen et maximaux de la station de Ouled Férès (bassin d'Ouahrane)	71
Tableau IV.13 : variation des débits mensuels moyens et maximaux d'oued Rouina à Ouled Taher, Oued Tighazel à Tighazel et Ouahrane à Ouled férès	73
Tableau IV.14 : variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles du bassin de Rouina (1990/2008)	78
Tableau IV.15: variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles du bassin de Tighazel(1990/2008)	79
Tableau IV.16: variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles du bassin d'Ouahrane (1990/2008)	80
Tableau IV.17 : valeurs des pluies et écoulement moyens et maximaux entre (90/08) du bassin de ROUINA	83
Tableau IV .18 : valeurs des pluies et écoulement moyens et maximaux entre (90/08) du bassin de TIGHAZEL	84
Tableau IV.19 : valeurs des pluies et écoulement moyens et maximaux entre (90/08) du bassin OUAHRANE	85
Tableau IV.20 : Répartition les écoulements maximaux et des pluies journalières maximales (Bassin d'Oued Rouina)	88
Tableau IV.21 : Répartition les écoulements maximaux et des pluies journalières maximales (Bassin d'Oued Tighazel)	89
Tableau IV.22 : Répartition les écoulements maximaux et des pluies journalières maximales (Bassin d'Oued Ouahrane)	90
Tableau IV.23: Répartition géographique des températures moyennes d'après les données de l'ANRH de moyen Cheliff (1983-2008)	93
Tableau IV .24 : Tableau récapitulatif la vitesse des vents (m/s) d'après ONM (1999-2008)	94
Tableau IV .25: Déficit d'écoulement d'après la formule de « M.TURC »	96
Tableau IV.26 : Déficit d'écoulement par la méthode de WUNDT	97

Tableau IV .27: Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique Selon la méthode de THORNTHWAITE	103
Tableau IV .28 : Tableau récapitulatif des résultats du Déficit d'écoulement. « Verdeil»	105
Tableau IV .29 : Résultats de calcul des courbes pluviométriques de "GAUSSEN et BAGNOULS"	107
Tableau IV .30: Indice d'aridité annuel dans la région étudiée d'après " DE MARTONNE "	109
Tableau IV.31 : Indice d'aridité mensuel des stations de la zone d'étude	110
Tableau IV .32 : Indice de L.EMBERGER pour la région de Chlef	112
Tableau IV .33 : Résultats de calcul de (I. aridité de la FAO.	114
Tableau IV .34 : Les résultats du ruissellement obtenus par la méthode de Tixeront- berkaloff période (1990/2008)	115
Tableau IV 35 : Les résultats des infiltrations dans les bassins versants du moyen Chélif	116
Tableau V.1 : Résultats du calage avec la version de Perrin et al (2003) (Tighazel , Rouina , Ouahrane)	132
Tableau V .2 : Résultats du calage avec la version de Perrin et al (200 3) (Bassin d'Ouahrane) (1985-1987et 2000-2002)	140

Liste des Figures

Figure I.1 : Le cycle hydrologique. Les flux moyens annuels sont représentés en pourcentage du volume total annuel des précipitations sur les terres émergées (d'après Maidment, 1992)	04
Figure I.2 : Cycle hydrologique schématique (Gaume ; 2002)	05
Figure I.3: Supports spatial (en m) et temporel (en année) suivant l'étendue : Sol, parcelle ou bassin Versant	06
Figure I.4: Répartition de la fréquence d'événements pluvieux selon leur durée en milieux semi aride et tempéré. D'après Güntner (2002) (Chaponnière ; 2005)	09
Figure I.5 : Ruissellement Hortonien (d'après Chow <i>et al.</i> , 1988)	10
Figure I.6: Schématisation de la relation entre nappe et cours d'eau : a) nappe contributive ; b) Nappe alluviale libre alimentée par le cours d'eau et c) nappe alluviale captive alimentée par le cours d'eau. Dans les cas b) et c) ont lieu des pertes par infiltration dans le lit du cours d'eau	11
Figure I.7: Schématisation courbe de tarage	12
Figure II.1 : Les variables d'un modèle hydrologique (d'après Game ,2002)	15
Figure II.2 : schéma d'un modèle hydrologique (d'après Gaume ,2002)	16
Figure II.3 . Transformation de la pluie brute en hydro gramme de crue (Hydrologie Générale – Musy, 2002) (CARINA YUMI FURUSHO 2008)	16
Figure II.4 Schématisation des principaux flux verticaux pris en compte dans les modèles hydrologiques de bassin versant (Chaponnière ; 2005)	19
Figure II.5 : Schématisation des principaux flux latéraux pris en compte dans les modèles hydrologiques de bassin versant(Chaponnière ; 2005)	20
Figure II.6: Positionnement des modèles dans l'espace à deux dimensions délimité par l'échelle spatiale du modèle (globale, semi-distribuée ou distribuée) et par le type de formalismes adoptés (empiriques, conceptuels ou à base physique (Chaponnière ; 2005)	23
Figure III.1: Bassins versants Algériens	27
Figure III.2: Carte de situation du bassin du Chélif	28
Figure III.3 Localisation des sous- bassins étudiés dans le bassin du moyen chelif (REMAOUN 2007)	30
Figure III.4 : Cadre géologique (Perrodon 1967-Mattauer 1958)	32
Figure III.5 : Schéma géologique du Moyen Chelif Occidental (Remaoun 2007)	35
Figure III.6 : Schéma lithologique du bassin de Rouina. Etabli à partir de la carte géologique de M. MATTAEUR (1958) (REMAOUN 2007)	37
Figure III.7: Schéma lithologique du bassin de Tighazel. Etabli à partir de la carte géologique de M. MATTAEUR (1958) (REMAOUN 2007)	38
Figure III.8 : Schéma lithologique du bassin Ouahrane. Etabli à partir de la carte géologique de M. MATTAEUR (1958) (REMAOUN 2007)	39
Figure III.9 : Rectangle équivalent à trois dimensions des Oueds (Rouina, Tighzel et Ouahrane) (Remaoun .M 2007)	44
Figure III.10 : courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin O.Tighazel	45
Figure III.11: courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin O. Ruina	45
Figure III.12 : courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin O. Ouahrane	46
Figure III.13 : Carte de réseau hydrographique dz la zone d'étude	49
Figure IV.1: Position des stations Hydrométriques et Pluviométriques de la zone d'étude	55

Figure IV.2 : Carte pluviométrique des sous bassins versants	57
Figure IV.3 : Histogramme des répartitions des pluies annuelles dans les sous bassins	59
Figure IV.4 : précipitation moyenne mensuelle période (1990-2008)	61
Figure IV.5 : Variation des précipitations mensuelles des bassins versants (Rouina , Tighazel ; Ouahrane)	63
Figure IV.6: Ajustement des pluies journalières maximales à loi de Gumbel	66
Figure IV.7a: Variation des débits interannuelle d'Oued Rouina, à Ouled taher, (1990/2008)	67
Figure IV.7b: Variation des débits interannuelle d'Oued Tighazel, à Tighazel (1990/2008)	67
Figure IV.7c : Variation des débits interannuelle d'Oued Ouahrane , à Ouled Féres (1990/2008)	68
Figure IV.8 : Ajustement des débits moyens annuels des stations (ouled taher- tighazel - ouled féres) entre (90/07)	72
Figure IV.9: variation des débits mensuels moyens et maximaux de la station de Ouled Taher , Tighazel et Ouled féres	75
Figure IV.10: variation journalière du débit des bassins de Ruina, Tighazel et Ouahrane	77
Figure IV.11 : variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles (Bassin de Rouina)	79
Figure IV.12 : variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles (Bassin de Tighazel)	80
Figure IV.13: variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles de(Bassin Ouahrane)	81
Figure IV.14: Ecoulement moyen annuel en fonction de la pluie (Bassin de Rouina ; Tighazel et Ouahrane)	82
Figure IV.15: Variation des pluies et des écoulements mensuels maximaux et moyens entre (90/08) du bassin de ROUINA.	83
Figure IV.16: Variation des pluies et des écoulements mensuels maximaux et moyens entre (90/08) du bassin deTIGHAZEL.	84
Figure IV.17 : Variation des pluies et des écoulements mensuels maximaux et moyens entre (90/08) du bassin de OUAHRANE.	85
Figure IV.18: corrélation (moy et max) de l'écoulement mensuel en fonction de la pluie mensuelle (Bassin Rouina, Tighazel et Ouahrane.	86
Figure IV.19: Variation des pluies et des écoulements journaliers maximaux des stations (Touaibia, Rouina mine).	88
Figure IV.20: Variation des pluies et des écoulements journaliers maximaux des stations (Tighzael, El abadia).	89
FigureIV.21: Variation des pluies et des écoulements journaliers maximaux des stations (Benairia , ouled féres).	90
Figure IV.22: Corrélation des pluies et des écoulements journaliers maximaux (Stations des bassins versants).	92
Figure IV.23: Variations mensuelles des températures (1983/2008).	93
Figure IV.24: Abaque de WUNDT modifiée par COUTAGNE	98
Figure IV.25 : Bilan hydrologique des bassins étudiés, par la méthode de Thornthwaite pour la période (1990/1991 -2007/2008).	104
Figure IV.26 : Abaque pour calcul du déficit d'écoulement (D'après P. VERDEIL ; 1988)	106

Figure IV.27: Courbes pluviométriques de « GAUSSEN et BAGNOULS »	108
Figure IV.28: Abaque de l'indice d'aridité annuel de De Martonne(1923)	110
Figure IV.29: Abaque de l'Indice d'aridité mensuel de De Martonne (1923)	111
Figure IV.30: Climmagramme de L.EMBERGER.	113
Figure V.1 : Schématisation d'un modèle pluie-débit global (D'après Ludovic Oudin ; 2004).	119
Figure V.2 : Organigramme du model GR4j.	124
Figure V.3: Fonctionnement du réservoir de vidange.	127
Figure V.4 : Débit simulé de Bassin Tighazel.	132
Figure V.5: Taux de remplissage du réservoir de production (bassin de Tighazel)	133
Figure V.6: Taux de remplissage du réservoir de Transfert (Bassin de Tighazel)	133
Figure V.7: Comparaison entre les débits observés et calculés (Bassin de Tighzel).	134
Figure V.8 : Débit simulé de Bassin Rouina.	134
Figure V.9: Taux de remplissage du réservoir de production (bassin de Rouina)	135
Figure V.10: Taux de remplissage du réservoir de Transfert (Bassin de Rouina).	135
Figure V.11 : Comparaison entre les débits observés et calculés (Bassin de Rouina)	136
Figure V.12 : Débit simulé de Bassin Ouahrane.	136
Figure V.13 : Taux de remplissage du réservoir de production (bassin de Ouahrane).	137
Figure V.14: Taux de remplissage du réservoir de Transfert (Bassin de Ouahrane).	137
Figure V.15: Comparaison entre les débits observés et calculés (Bassin de Ouahrane)	138
Figure V.16 A : Influence entre la pluie et la percolation des stations (Ouled féres , Benairia)	141
Figure V.16 B: Influence entre l'infiltration et le Taux de remplissage (R/X3) des stations (Ouled féres , Benairia)	141
Figure V.16 C : Influence entre le Taux de remplissage (S/X1) et l'évapotranspiration (Es) des stations (Ouled féres , Benairia)	142
Figure V.16 D : Influence entre le Taux de remplissage (S/X1) et la percolation des stations (Ouled féres , Benairia)	142
Figure V.16E : Influence entre le Taux de remplissage (RX3) et la pluie efficace (Pr) des stations (Ouled féres , Benairia)	143
Figure V.16 F : Influence entre la pluie efficace (Pr) et l'infiltration (F) des stations (Ouled féres , Benairia)	143
Figure V.16 G : Influence entre le débit (Q) et l'infiltration (F) des stations (Ouled féres , Benairia)	144
Figure V.17 (A,B ,C,D,E,F) : Influence entre les versions de modèle GR4j (Bassin de Ouahrane).	144
Figure V.18 : Calcul d'un terme d'échanges : méthodes globales utilisant un paramètre unique agissant sur un stock ou un flux (. Nicolas Le Moine ; 2005)	146

RESUME

Notre travail s'intéresse à l'étude du fonctionnement hydrologique dans la région du Moyen Cheliff; pour cela nous nous sommes intéressés à une étude hydrologique détaillée de trois (3) sous/bassins versants semi-arides (Rouina, Ouahrane, Tighazel) appartenant au grand bassin du Cheliff. L'objectif de ce travail de thèse est de comprendre et de modéliser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant en s'attachant au réalisme des processus intermédiaires simulés.

Notre objectif est de trouver la démarche des modèles conceptuellement réalistes qui renonce à décrire finement le fonctionnement complexe du cycle de l'eau.

Le contexte spécifique de l'étude est tout d'abord présenté ainsi que le modèle utilisé dans le travail (GR4j Génie rural à 4 paramètres au pas de temps journalier. C'est un modèle conceptuel à réservoir basé sur le principe de l'hydrogramme unitaire utilisé pour la simulation des débits dans des sous bassins non jaugés. Ce travail a permis d'aboutir à une modélisation réaliste des principales composantes de l'écoulement dans cette zone. Il a aussi mis en évidence les performances de l'outil retenu pour différents processus.

Mots Clés: modélisation hydrologique, hydrologie semi-aride, Sous bassins versants (Rouina, Ouahrane , Tighazel) , modèle GR4j.

ABSTRACT

Our work focuses on the study of hydrological functioning in the Middle Cheliff area; For that purpose we were interested in a detailed hydrological study of three (3) semi-arid watersheds (Rouina, Ouahrane, Tighazel) belonging to the large bassin of Cheliff.

The objective of this thesis is to understand and model the hydrological functioning of a watershed by focusing on the realism of the simulated process intermediates.

Our goal is to find the approach conceptually realistic models attempt to describe the complex workings of fine water cycle

The specific context of the study is first presented and the model used in the work (GR4j rural Engineering 4-parameter at a daily time scale. It is a conceptual model based on the principle reservoir of the hydrogram unit used for the simulation of flows not measured slopes basins.

This work has resulted in a realistic modeling of the main components of the flow in the area. It also highlighted the performance of the tool chosen for different processes.

Key Words: hydrologic modeling, hydrology semi-arid, watersheds (Rouina, Ouahrane, Tighazel), model GR4j

ملخص

بتعلق هذا العمل بصورة خاصة على دراسة سير الحركة الهيدرولوجية لمنطقة شلف الأوسط, ولهذا الغرض اهتمنا بدراسة مفصلة لثلاثة أحواض شبه قاحلة (روية , تيكزال , وهران) تابعة لحوض الشلف . الهدف من هذه الدراسة هو فهم و نمذجة السير الهيدرولوجي لمستجمعات المياه من خلال التركيز على واقعية عمليات المحكاة الوسيطة . هدفنا كذلك هو العثور على نهج النماذج التصورية المستخدمة لوصف طريقة عمل معقدة من الدورة المائية . و على هذا السياق. فالنموذج الذي استعمل في هذه الدراسة هو نموذج يحتوي على أربع معاملات ذات نطاق زمني يومي, وهو عبارة عن نموذج تصويري ذو خزانات يعتمد على مبدأ الهيدروغراف يستعمل من اجل محاكاة التدفق في الأحواض التي لم يتم فيها القياس.

هذه الدراسة تسمح بنجاح النمذجة الواقعية للمكونات الرئيسية لسيلان هذه المنطقة ، و كذلك يهدف إلى نجاح النموذج من اجل آليات مختلفة .

الكلمات الدلالية: النمذجة الهيدرولوجية،الهيدرولوجية الشبه قاحلة، نموذج GR4j

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale et problématique

À chaque instant les Terres émergées reçoivent des précipitations issues de l'évaporation de l'Océan Mondial sous forme de pluies ou plus rarement de neiges. La plus grande partie de cet apport hydrique est ré évaporée et regagne l'atmosphère, mais le solde suit deux voies : il s'infiltré vers les nappes phréatiques, et il s'écoule à la surface du sol (ou dans les horizons supérieurs). C'est alors qu'il se concentre en chenaux qui vont constituer l'ensemble des réseaux hydrographique qui, à quelques cas d'endoréisme près, vont reconduire cette eau à l'Océan mondiale.

L'hydrologie est insuffisamment comprise et quantifiée par rapport aux enjeux de gestion de contrôle des flux et de la ressource en eau que posent l'aménagement du territoire et le développement (en particulier agricole) des zones concernées.

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

80% de l'eau douce de surface de la planète est recueillie par les zones de relief, qui ne représentent que 20% de la surface terrestre, grâce aux barrières orographiques naturelles qu'elles constituent face aux masses d'air. Depuis le début du siècle dernier les montagnes sont soumises à une pression démographique sans cesse grandissante. Elles abritent aujourd'hui plus d'un dixième de la population mondiale (dans certaines régions montagneuses d'Asie une

densité de population de plus de 400 habitants au km² est observée) : agriculture, foresterie, élevage sont la cause d'une dégradation accélérée de l'environnement dans ces zones.

L'objectif de ce travail de thèse est de comprendre et de modéliser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant en s'attachant au réalisme des processus intermédiaires simulés.

Cette étude est un travail préliminaire au développement d'un modèle hydrologique adapté à ce type des bassins versants de moyen Chélif. Elle s'intéresse uniquement à la fonction de transfert, partie du modèle hydrologique qui consiste à transférer jusqu'à l'exutoire l'eau qui ruisselle à la surface des versants ainsi que l'eau en rivière. De nombreuses méthodes, des plus simples aux plus complexes, existent pour déterminer cette fonction de transfert qui dépend à la fois de la distance à parcourir jusqu'à l'exutoire ainsi que de la vitesse. Pour cette étude, nous avons souhaité (préférez) à partir des méthodes simples que nous avons raffinées au fur-et-à mesure de l'étude, en fonction des résultats obtenus.

Problématique et objectifs

Les enjeux d'une meilleure gestion de l'eau sont critiques en région semi-aride. Il est nécessaire de développer notre compréhension et nos capacités de simulation de ces zones pour répondre au double défi que s'est lancé la communauté internationale en 2000 lors de la déclaration millénaire de l'ONU (ONU/WWAP, 2003) à savoir la « réduction de moitié, d'ici 2015, de la proportion des personnes qui n'ont pas accès à l'eau potable ou qui n'ont pas les moyens de s'en procurer » et la fin de « l'exploitation irrationnelle des ressources en eau, en formulant des stratégies de gestion de l'eau au niveaux régional, national et local permettant notamment d'assurer aussi bien un accès équitable qu'un approvisionnement adéquat ».

Dans ce travail, nous cherchons d'une part à comprendre le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant semi-aride et d'autre part à le reproduire au mieux. Pour améliorer nos connaissances du cycle de l'eau de cette zone, nous avons fait appel à un grand outil : c'est la modélisation. Nous avons développé des méthodes nous permettant de suivre l'évolution temporelle de plusieurs processus hydrologiques. En termes de modélisation, le but poursuivi n'est pas simplement la restitution optimale du débit à l'exutoire mais aussi la simulation la plus réaliste possible de la contribution des différents réservoirs au débit. La capacité globale de restitution du débit d'un outil de modélisation (GR4j) dans ce contexte climatique particulier sera testée dans un premier temps.

Quels sont les processus que cet outil restitue convenablement et ceux pour lesquels il ne permet pas une bonne reproduction et pourquoi?

Quatre principaux objectifs fixés à ce travail peuvent être énumérés :

- 1) comprendre au mieux le fonctionnement hydrologique de la zone d'étude ;
- 2) explorer et développer des méthodes permettant de suivre certaines composantes du cycle hydrologique ;
- 3) évaluer la pertinence de l'outil GR4j dans le contexte spécifique de l'étude pour la Simulation du débit mais aussi des processus hydrologiques intermédiaires ;
- 4) spécifier les limites des données disponibles et celles requises pour la modélisation en définissant l'instrumentation à mettre en place sur ce bassin pour améliorer les résultats de simulation.

Le manuscrit de ce travail est organisé en cinq chapitres :

- Le chapitre I présente l'hydrologie en zone semi aride
- Le chapitre II présente les spécificités du contexte général de la thèse : la modélisation hydrologique dans un contexte semi aride
- Le chapitre III traite le contexte géographique et géomorphologique des sous bassins.
- Le chapitre IV aborde les aspects relatifs à l'hydro climatologie dont le but est d'établir un bilan hydrologique. De plus, On présente les données du milieu physique disponibles et l'interprétation que nous pouvons faire en fonctionnement hydrologique des sous bassins versants, et présente aussi la relation entre la pluie et l'écoulement pour comprendre le comportement hydrologique des sous bassins.
- Le cinquième et dernier chapitre présente l'application du modèle GR4j sur le fonctionnement hydrologique de bassin versant exemple Oued Ouahrane.

Chapitre I

Hydrologie En Zone Semi-aride

I. Hydrologie en zone semi-aride

I.1. Le cycle de l'eau

L'objet d'étude de l'hydrologie continentale est le cycle de l'eau sur ou à proximité des terres émergées. Ce cycle est illustré dans la Figure (I. 1) : les flux moyens annuels sont reportés en pourcentage du volume annuel moyen des précipitations. Ce volume représente 119.000 km³ soit une lame d'eau de 800 mm sur les 149.400.106 km² de terres émergées. Un grand nombre de processus et de réservoirs sont mis en jeu au cours de ce cycle et la prise en compte des entrées et sorties d'eau dont ces processus sont responsables permet l'établissement du bilan de l'eau. L'hydrologie consiste, selon Dooge (Dooge, 1988) qui mentionne que l'affaire de l'hydrologie est de résoudre l'équation du bilan de l'eau. L'hydrologie continentale, qui s'intéresse plus particulièrement à la partie du cycle de l'eau sur ou proche des terres émergées, peut être aussi définie comme la science de l'eau qui traite de la circulation, de la distribution, de la dynamique et des propriétés de l'eau sur Terre au travers du cycle hydrologique (Eagleson , 1991). Ses thèmes d'étude sont les précipitations, l'évaporation, l'infiltration, le ruissellement, les écoulements dans les nappes et les cours d'eau, et le transport de substances dissoutes ou en suspension.

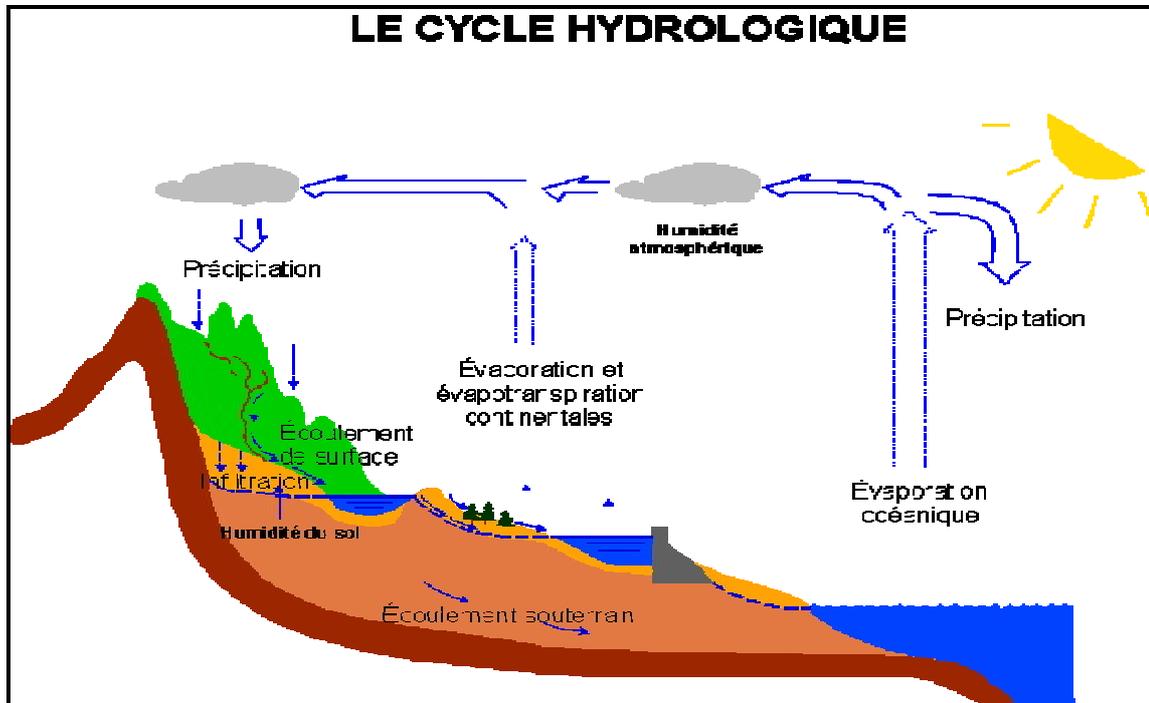


Figure I.1 : Le cycle hydrologique. Les flux moyens annuels sont représentés en pourcentage du volume total annuel des précipitations sur les terres émergées (D'après Maidment, 1992).

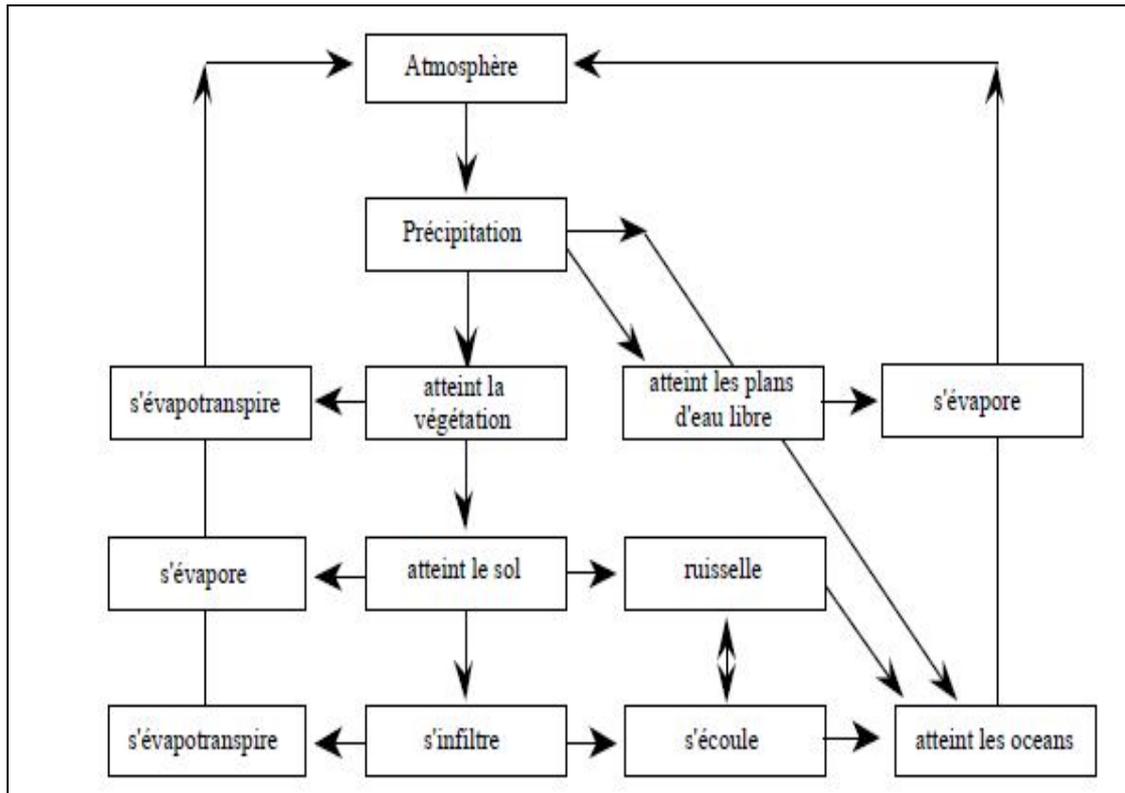


Figure I.2 : Cycle hydrologique schématique. (Gaume ; 2002)

Chaque processus du cycle hydrologique est caractérisé par une échelle spatiale et une échelle temporelle. Dans ce travail, nous attribuons aux termes d'échelle, de support et d'étendue les définitions suivantes : nous emploierons le terme « échelle » de façon assez générique pour définir l'unité spatiale ou temporelle à laquelle l'information est disponible ou requise (Bierkens et al, 2000).

L'« étendue » est définie selon Mc Bratney (Mc Bratney, 1998) comme l'unité de temps et l'unité d'espace à laquelle l'étude est menée et les observations acquises. Le « support » est défini (Mc Bratney, 1998) comme la plus grande unité d'espace et de temps pour laquelle l'objet étudié (un flux, une propriété) est considéré comme homogène : le support est donc une unité contenue dans l'étendue.

La Figure 1-3 schématise la taille de support, dans ses dimensions spatiale et temporelle, en fonction de l'étendue : bassin versant, parcelle ou profil de sol.

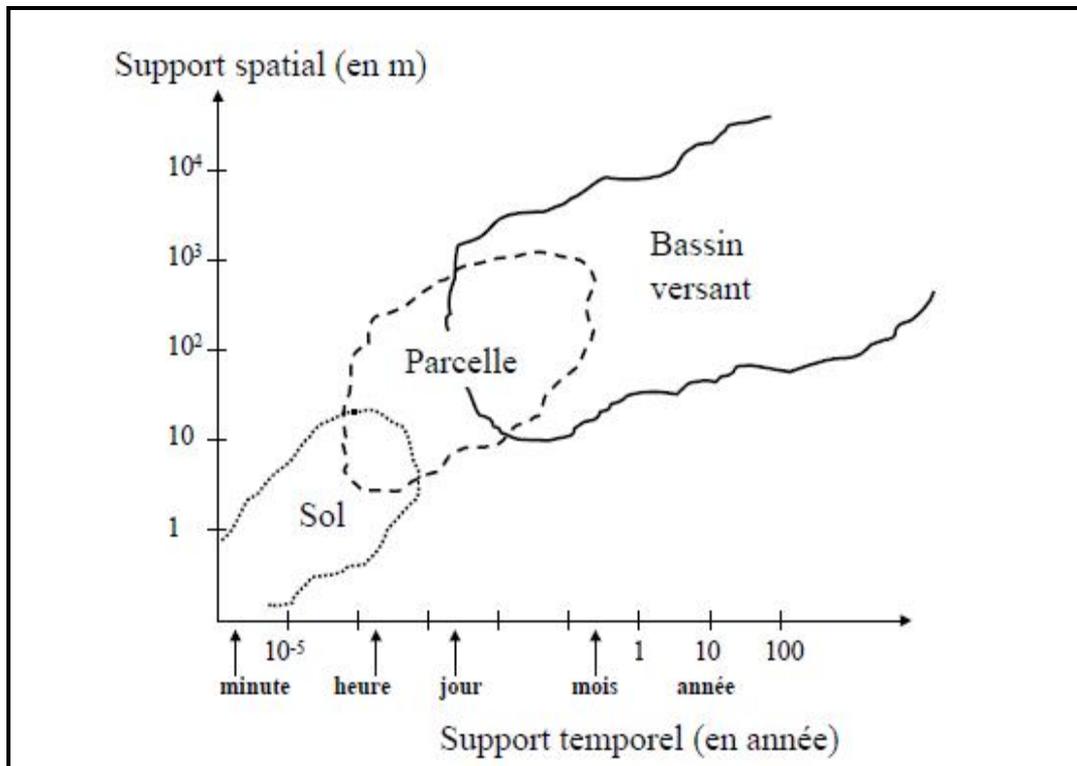


Figure I 3 : Supports spatial (en m) et temporel (en année) suivant l'étendue : Sol, parcelle ou bassin Versant.(Chaponnière 2005)

I.1.1 Régime hydrologique

Le régime hydrologique est la variation du débit d'un fleuve. Les relevés de débit d'une rivière pendant une longue série d'années montrent des variations saisonnières systématiques (position des basses et hautes eaux) en fonction des principaux facteurs influençant l'écoulement : le régime de précipitation, la nature du bassin versant, sa situation géographique, infiltration, etc.

a. Régimes à échelles temporelles

A l'origine des variations des écoulements, se trouvent les phénomènes physiques qui les provoquent. Il s'agit des précipitations, de l'évapotranspiration ainsi que des phénomènes de stockage et de transfert dans les réservoirs superficiels et souterrains. La durée sur laquelle chacun de ces rythmes est observable, varie considérablement d'un phénomène physique à un autre. Ainsi selon les cas, ces durées peuvent être de l'ordre :

- De quelques heures à quelques jours pour des variations brutales du débit, lors des crues provoquées par de fortes pluies sur de petits bassins.
- Du mois pour des crues lentes provoquées par des précipitations sur de grands bassins ou bien dues à la fonte nivale.
- De la saison pour les variations liées aux évapotranspirations qui agissent sur les niveaux des nappes et indirectement sur les écoulements en rivière (réservoir sol...).
- De l'année ou d'avantage, lorsqu'il s'agit d'évolutions d'origine anthropique ou liées à des variations climatiques.

Par conséquent, la caractérisation du régime hydrologique passe nécessairement par une synthèse de la variabilité observée. Cette synthèse doit se faire en fonction de l'échelle temporelle des événements que l'on cherche à caractériser. On ne procède pas de la même façon si l'on désire étudier le régime des crues, des étiages ou encore celui des variations saisonnières du débit.

b. Régimes à échelles spatiales

Lorsqu'on travaille à grande échelle, le débit de pointe de la crue observée varie de l'amont à l'aval du cours d'eau sous l'effet des apports des différents affluents. La répartition de la pluie sur le bassin versant peut parfois mener à observer une crue moins forte à l'aval qu'à l'amont.

Le plus souvent c'est la répartition spatiale de la pluie qui explique cette variabilité. Mais même avec une pluie répartie de façon homogène sur le bassin versant, on peut observer une variabilité spatiale de la fréquence. En effet, une pluie courte et intense va générer une crue forte à l'amont, mais pas forcément à l'aval. Et au contraire, une pluie peu intense mais assez longue ne donnera pas lieu à une crue importante à l'amont, mais qui peut être forte à l'aval (KREIS N 2004).

Nous avons vu que les processus du cycle de l'eau sont caractérisés par une échelle spatio-temporelle. Par ailleurs, ils sont intimement liés au contexte environnemental qui les entoure (pédologie, végétation, topographie, climat). Selon les spécificités du milieu, un processus peut - au sein du cycle hydrologique - exercer un poids fort ou ne pas même exister. Il convient donc de présenter dans les paragraphes suivants les particularités du cycle de l'eau dans le contexte spécifique de notre étude : le milieu semi-aride

I.1.2. Le milieu semi- aride

En milieu semi-aride le cycle hydrologique présente des spécificités importantes. Pilgrim et al. (Pilgrim et al. 1988) et Güntner (Güntner, 2002) proposent une analyse exhaustive des différences entre le cycle hydrologique en milieu tempéré et en milieux aride et semi-aride. Nous détaillerons ici les spécificités des processus majeurs : la pluviométrie, l'évapotranspiration, le ruissellement et enfin les pertes par infiltration dans le lit du cours d'eau.

1.1.2.1 Régime pluviométrique

Les précipitations en milieu aride sont souvent de type convectif : courte durée, forte intensité et hétérogénéité spatiale les caractérisent. Une hétérogénéité spatiale sur une surface inférieure au km² au Niger a été reportée à l'échelle de l'évènement ainsi qu'à l'échelle de la saison occasionnant des différences de 15% dans les volumes précipités (Taupin, 1997). La variabilité temporelle est également remarquable : sur la côte nord-ouest de l'Australie, une station dont la pluviométrie moyenne annuelle est de 250 mm a enregistré sur quatre années consécutives des cumuls de 570, 70, 680 et 55 mm (Pilgrim et al. 1988).

Güntner (2002) compare les jeux de données de deux stations :

L'une, située au nord est du Brésil, en climat semi-aride et l'autre située au sud de l'Ecosse, en climat tempéré humide. La fréquence d'évènements pluvieux de différentes durées est illustrée sur la Figure 1.4. Une large majorité (64%) des évènements en milieu semi-aride présente une durée inférieure ou égale à une heure tandis qu'en milieu tempéré la fréquence de ce type d'évènement n'atteint que 47%. En outre, une décroissance exponentielle de la fréquence des évènements est observée avec l'augmentation de la durée de ceux-ci en milieu semi-aride alors qu'en milieu tempéré une décroissance moins forte est observée. Les évènements de durée supérieure ou égale à 7h sont beaucoup plus fréquents en milieu tempéré (fréquence de 13%) qu'en milieu semi-aride (fréquence de 3%). La brièveté des évènements caractérise le régime pluviométrique du milieu semi aride.

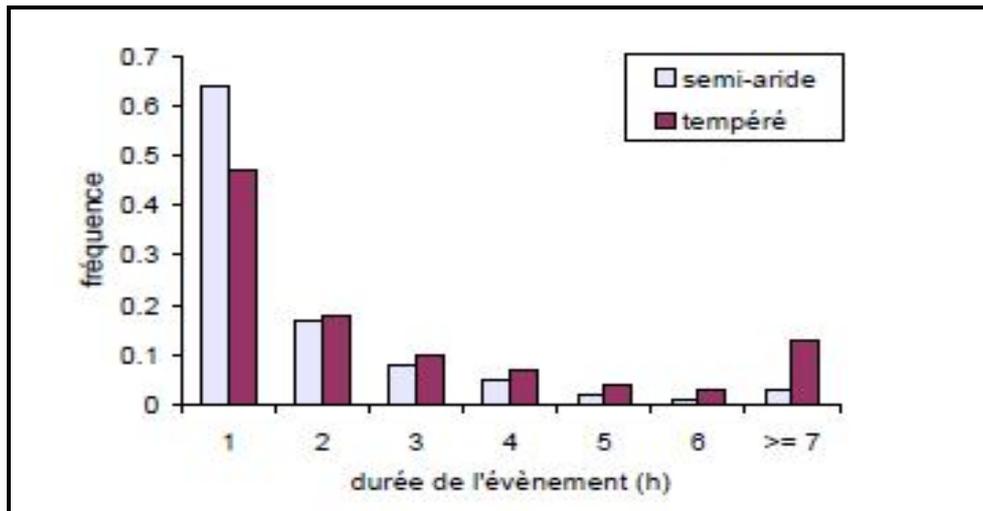


Figure I.4 : Répartition de la fréquence d'événements pluvieux selon leur durée en milieux semi aride et tempéré. D'après Güntner (2002) (Chaponnière ; 2005)

I.1.2.2. Evapotranspiration

L'évapotranspiration en milieu semi-aride représente une composante majoritaire du cycle hydrologique (Hernandez, 2000). Pilgrim et al. (1988) rapportent que l'évapotranspiration recycle 80% des précipitations en milieu semi-aride et 95% en région aride. L'évaporation du sol nu a souvent un poids supérieur à la transpiration des plantes du fait de la large portion de sol nu et d'une couverture végétale souvent discontinue et peu abondante. L'évapotranspiration joue donc un rôle majeur et ne peut pas être négligée sous ce type de climat.

I.1.2.3. Ruissellement de surface

En milieu semi-aride, le ruissellement de surface rapide -qui a lieu pendant et juste après un événement pluvieux- contribue au débit de façon majoritaire. Le ruissellement de surface peut être dû à un dépassement de la capacité d'infiltration du sol (génération de ruissellement Hortonien -(Horton, 1933)) ou à un dépassement du seuil de saturation du sol (génération de ruissellement de Dunne -(Dunne et Black, 1970)). Les fortes intensités des événements, conjuguées à la faible capacité d'infiltration des sols (due à des sols souvent compactés et recouverts d'une croûte et une végétation peu abondante) expliquent la prépondérance du ruissellement hortonien dans les zones semi-arides. Le ruissellement par saturation est négligeable, la nappe étant souvent située loin en profondeur, déconnectée de l'hydrologie de

surface (Pilgrim et al, 1988). En milieu tempéré par contre, le ruissellement de Dunne est nettement majoritaire par rapport au ruissellement hortonien.

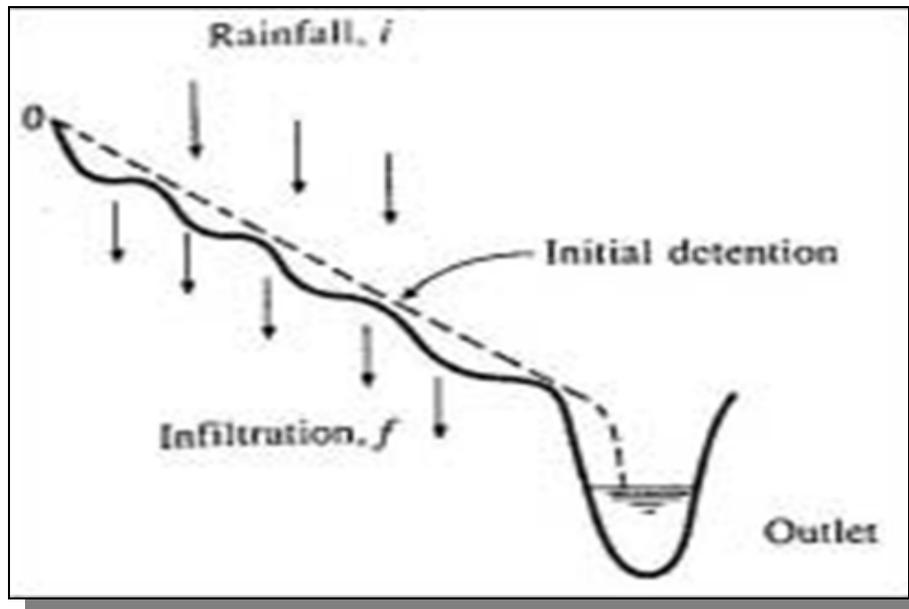


Figure I .5 : Ruissellement Hortonien (d' après Chow *et al.*, 1988).

I.1.2 4. Pertes par infiltration

Propres aux milieux arides et semi-arides, les pertes par infiltration dans le lit des cours d'eau peuvent représenter des volumes d'eau importants et le principal mécanisme de recharge des aquifères. Elles expliquent parfois une diminution avale du débit. Les relations entre la nappe et le cours d'eau peuvent être de différentes natures : l'eau circule dans la nappe dans le sens des charges hydrauliques décroissantes jusqu'à atteindre un exutoire - généralement un point bas de la topographie (rivière, source) : la nappe contribue alors à l'alimentation du cours d'eau (Figure I. 6a). Lorsque l'aquifère est contenu dans des alluvions nous parlons de nappe alluviale. Ces nappes peuvent être alimentées par la rivière. Si la nappe est libre il y a infiltration directe de l'eau du cours d'eau dans la nappe (Figure I 6b). Pour les nappes captives (surmontées par une formation peu ou pas perméable) l'alimentation par la rivière (Figure I. 6c) provoque une légère élévation du niveau de nappe sous le cours d'eau.

En milieu semi-aride ou aride, sous l'effet d'évaporation intense et de prélèvements importants, les nappes sont souvent captives, l'oued alimente la nappe.

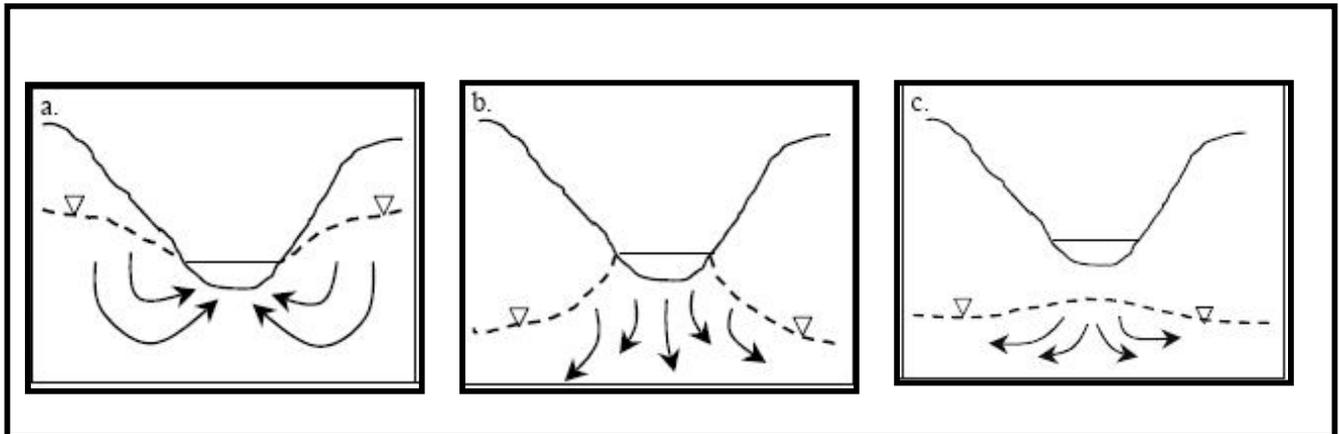


Figure I.6: Schématisation de la relation entre nappe et cours d'eau : a) nappe contributive ; b) nappe alluviale libre alimentée par le cours d'eau et c) nappe alluviale captive alimentée par le cours d'eau. Dans les cas b) et c) ont lieu des pertes par infiltration dans le lit du cours d'eau.

I.1.3. Cycle de l'eau en milieu semi aride : enjeux et limites

Les caractéristiques hydrologiques du milieu semi-aride à aride ont été brièvement décrites. En zone semi-aride, par définition, l'eau est ressource limitante. Les montagnes y jouent de ce fait un rôle primordial : elles représentent les châteaux d'eau de zones fragiles. Pourtant, peu d'études portent sur ces montagnes semi-arides où les enjeux d'une gestion optimale sont importants. Cinq raisons expliquent la rareté des études se concentrant sur ces zones :

1. la complexité de leur fonctionnement hydrologique ;
2. leurs difficultés d'accès ;
3. leurs caractéristiques de surface ;
4. la forte variabilité spatio-temporelle des paramètres de forçage météorologique et plus particulièrement des précipitations ;
5. l'instabilité physique du milieu.

L'instabilité physique du milieu rend la mesure de débit délicate. En effet, le débit est rarement acquis en continu. En général, le suivi des variations de hauteur d'eau en un point est disponible. Pour convertir un limnigramme en un hydrogramme (courbe $Q=f(t)$, suivi des variations de débits du cours d'eau au cours du temps en un point) l'établissement d'une courbe de tarage est nécessaire (courbe $Q=f(H)$). Cette courbe de tarage est déterminée lors de campagnes de mesures de débits (campagnes de jaugeages). (Figure I-7).

En milieu montagneux semi-aride les précipitations sont majoritairement de type convectif ; elles génèrent des crues éclairs violentes qui modifient fréquemment la section d'un cours d'eau, soit par remblai, soit par érosion. Une fois la section modifiée, la courbe de tarage n'est plus valable et les mesures de débit ne sont plus fiables. La grande instabilité des cours d'eau de montagne semi-aride nécessite l'établissement de trois à quatre courbes de tarage par an alors qu'en milieu non montagneux tempéré une courbe de tarage est souvent conservée pendant plusieurs années. Pour disposer d'une mesure de débit fiable dans ces zones, il faut réaliser soit des campagnes de jaugeages fréquentes soit un prétraitement de la donnée.

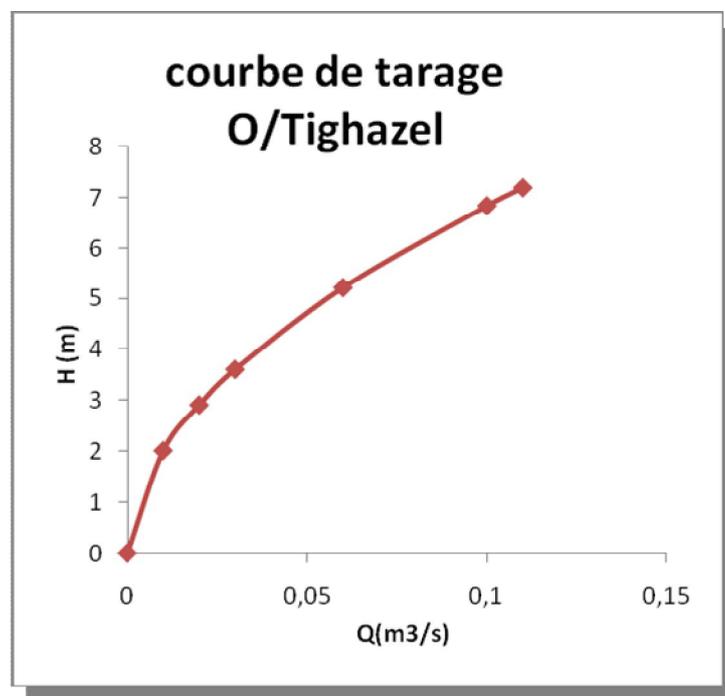


Figure I.7 : Schématisation courbe de tarage

Du fait de la complexité des processus et de la forte variabilité spatio-temporelle des précipitations, une compréhension fine du fonctionnement hydrologique nécessite la mise en place d'un réseau d'observation très dense. La densité de ce réseau combinée à l'isolement du milieu rend le coût de l'instrumentation et de l'entretien élevé. Si au coût de ce réseau est ajouté le coût nécessaire à l'obtention de données de débit fiables, nous aboutissons à une instrumentation jugée souvent trop lourde et coûteuse à mettre en place. Ceci explique la rareté des études se consacrant à ces zones et par conséquent la connaissance limitée de ces systèmes. Quelques études s'y attachent cependant.

Poursuivant l'objectif d'une approche intégrée du fonctionnement hydrologique d'un bassin, les travaux de Güntner (2002) sur un bassin versant semi aride en moyenne montagne au Brésil et les travaux de Caballero (Caballero, 2001) sur un bassin semi-aride de haute montagne en Bolivie peuvent être cités. Dans ses travaux, Y. Caballero illustre en particulier la très faible disponibilité des mesures hydrométéorologiques dans ce type de zone, ce qui rend toute analyse et modélisation hydrologique délicate.

Dans ces zones ressources, des outils de gestion de l'eau à l'échelle du bassin versant sont une nécessité. Ces outils peuvent aider à comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin, le poids relatif et les interactions des différents processus. La réponse du bassin versant à une modification de l'une ou l'autre de ses composantes peut être simulée. L'identification des différents processus en jeu n'est donc pas le but final de l'étude mais la première étape : le défi suivant est la simulation du fonctionnement du système. C'est là le rôle de la modélisation.

1.2 Conclusion

Le cycle de l'eau étant l'une des principales manifestations du climat, nous avons présenté dans cette partie les principales variables susceptibles de caractériser ce cycle et qui pourraient ainsi permettre de caractériser le climat. Ensuite le point a été fait sur les différentes méthodes statistiques utilisées à l'heure actuelle pour étudier l'évolution de ces variables.

Chapitre II

Modélisation Hydrologique

II. Modélisation Hydrologique

II.1. Introduction

La conception d'un schéma théorique, dans le but de simuler le comportement hydrologique d'un bassin versant, en réponse à un événement pluvieux, est loin d'être simple. En effet, l'appréhension des différents processus qui interviennent dans le fonctionnement du système physique est toujours complexe. Cependant, il est toujours possible d'approcher la réalité autour d'hypothèses assez simplificatrices, et qui permettent d'étudier au plus près le système.

Les études sur les complexités des bassins versant et l'explication du comportement des hydro systèmes ont été nombreuses et diversifiées. Le but général de ces études est le développement d'outils de compréhension et d'aide à la décision, en particulier la gestion des ressources en eau. Parmi ces outils, les modèles permettent de répondre hydrologiques relativement aux questions qui se posent au niveau d'un bassin versant. Certains de ces modèles ont fait preuve d'une bonne performance en allant de la prévision et l'annonce de crues jusqu'à l'évaluation et la gestion des ressources en eaux.

Mais la question qui reste à résoudre est la suivante: quel modèle concevoir ou choisir parmi tous les modèles disponibles sur le marché et comment savoir relier les choix aux objectifs ?

La réponse est certainement liée à l'expérience de l'hydrologie d'une part, et à la disponibilité des données réelles et du modèle convenable, d'autre part.

II. 2. Modélisation hydrologique

II.2.1. définitions générales

Pour comprendre la notion d'un modèle hydrologique, il est indispensable de connaître l'ensemble d'éléments qui le constituent. Comme il a été présenté par Bonn (2003), un modèle est une représentation simplifiée, relativement abstraite, d'un processus, d'un système, en vue de le décrire, de l'expliquer ou de le prévoir.

Cette représentation se fait grâce à l'ensemble d'équation mathématique qui est appelée à reproduire le système. On distingue quatre types de variables qui peuvent exister en totalité ou en partie au niveau de chaque modèle figure (II .1) :

- **Variables d'entrées** : le modèle fait appel à ces variables qui dépendent du temps et /ou de l'espace (pluie, ETP, caractéristiques physiques et hydrodynamique du milieu,...).
- **Variables de sortie** : le modèle répond par un ensemble de variables (débit, flux ou concentration en polluants,...).

- **Variables d'état** : Elles permettant de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps (niveau de remplissage des réservoirs d'eau d'un bassin versant, taux de saturation des sols, profondeur des sols, pentes, ...).
- **Paramètre de calage** : En plus des variables, la modélisation fait intervenir des variables dont la valeur doit être déterminée par calage (conductivité hydraulique à saturation,...) (Gaume, 2002).

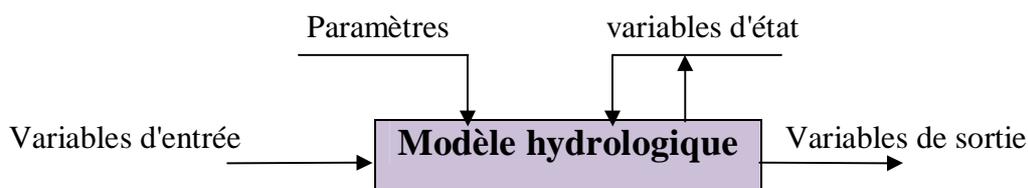


Figure II .1 : Les variables d'un modèle hydrologique (d'après Gaume ,2002)

Les variables cités ci- dessus interviennent dans la modélisation hydrologique par l'intermédiaire de deux fonctions : **une fonction de production** et **une fonction de transfert** figure (II .2).

- **La fonction de production** : c'est une représentation simple mais réaliste, des différentes voies que suivra l'eau de pluie, entre le moment où elle atteint le sol et celui où elle rejoint le cours d'eau (Morin, 1991). Elle exprime la transformation de la pluie brute en pluie nette, définie comme la fraction de pluie brute qui contribue effectivement au ruissellement. En d'autres termes, elle permet de calculer la quantité d'eau qui va s'écouler à l'exutoire d'un bassin ou sous-bassin versant.
- **La fonction de transfert** : c'est la fonction qui permet de transférer, comme son nom l'indique, la quantité d'eau déterminée par la fonction de production, vers le cours d'eau. Elle permet la transformation de la pluie nette en un hydro gramme à l'exutoire d'un bassin versant , donc, de donner une forme à la crue dont le volume a été déterminé par la fonction de production , en simulant l'hydro gramme de crue à l'exutoire .

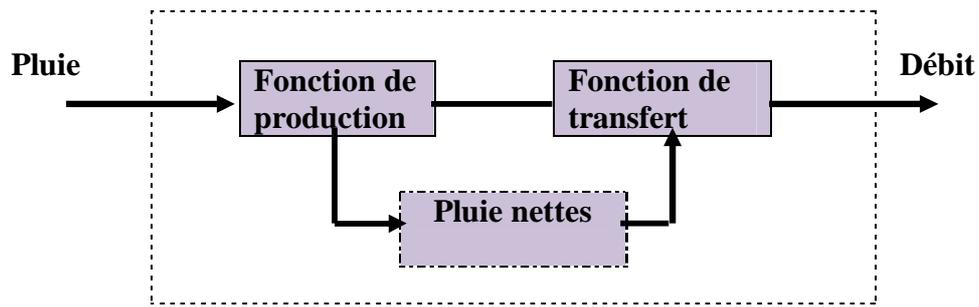


Figure II .2 : schéma d'un modèle hydrologique (d'après Gaume ,2002)

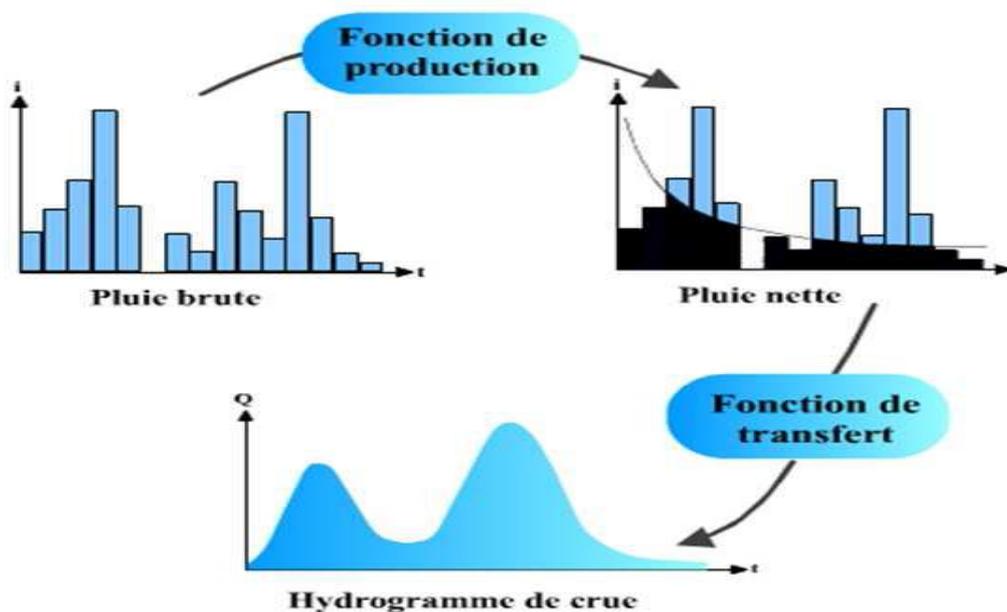


Figure II.3 .Transformation de la pluie brute en hydro gramme de crue (Hydrologie Générale – Musy, 2002) (CARINA YUMI FURUSHO 2008)

II.2.2. Objectifs de la modélisation

La représentation d'un système physique par un modèle mathématique, est une démarche courante qui, en hydrologie, vise à répondre à l'un des objectifs suivants (Wery, 1990 ; InEulleuch, 1999):

- **la prévision :**

Grâce à la mesure en temps réel des variables ou signaux d'entrée, il est possible d'évaluer les futurs débits à l'exutoire d'un bassin versant.

- **La simulation**

C'est l'analyse du comportement du système pour un signal particulier (par exemple pour une averse exceptionnelle). Dans ce cas, les mesures antérieures du débit ne sont pas disponibles et sont remplacées par des valeurs calculées. En hydrologie, la simulation est utilisée dans le but de compléter des données manquantes, de faire la prédétermination des crues (évaluation du débit de pointe) ou de générer des séries des données utiles à la gestion d'ouvrage de retenues.

- **Le contrôle**

Le contrôle, qui consiste à agir sur le signal d'entrée pour obtenir un signal de sortie ayant certaines caractéristiques, n'a trouvé que peu d'application en hydrologie.

En plus de ces objectifs, la modélisation est souvent utilisée comme **outil d'analyse** ; la comparaison des résultats des modèles qui reposent sur des hypothèses différentes, peut servir à l'évaluation.

II .2.3 Etapes d'élaboration d'un modèle

L'élaboration d'un modèle hydrologique comporte certaines étapes essentielles :

- **Définir** le modèle et ses objectifs en termes de précision (Ambroise, 1999).

Cette définition permettra de déterminer les choix à faire par la suite et donc de préciser les chemins à suivre dans l'élaboration des étapes suivantes.

- **Identifier** le modèle (Roche,1988b; Llamas,1993; Young et al,1997; In Cudennec,2000) , pour pouvoir définir et caractériser le système , ses frontières et sa structure ; définir l'événement , les variables et les paramètres ; et émettre les hypothèses et le choix des échelles de temps et d'espace caractéristiques des processus de base .

- **Elaborer** l'algorithme à incorporer dans un outil informatique capable de procéder aux instructions. Cet algorithme doit être suivi de la vérification de logiciel lui-même (De Marsily, 1994 ; Ambroise ,1999).

- **Caler** le modèle, par estimation des paramètres du modèle, non mesurables, selon des critères déductifs ou des observations des entrées et des sorties. Il existe deux façons d'estimer les paramètres à partir d'un échantillon : la méthode passive (en prend tous les couples entrées-sorties disponibles, et par des méthodes statistiques, on évalue les coefficients des équations) et la méthode active (en donnant un poids spécifique plus grand à certaines observations ou groupe d'observations). le calage peut être manuel ou automatique (cudennec, 2000).

- **Evaluer** le modèle, en comparant la réponse simulée par le modèle à une sollicitation expérimentale et la réponse réelle, à partir des données différentes de celle utilisées pour le calage (Refsgaard et storm, 1995).
- Définir le **domaine de validité** du modèle élaboré (Ambroise, 1999). En fait la formulation mathématique du modèle est basée sur des équations simplifiées, selon certaines hypothèse concernant les conditions initiales et aux limites.

II .2.4 Classification des modèles

La modélisation consiste à mettre un processus en équation. La modélisation hydrologique revient à la traduction mathématique du cycle de l'eau : ses réservoirs et processus doivent être conceptualisés et simplifiés sous forme d'équations. Les objectifs de modélisation sont multiples : prévisions (crues, sécheresse, gestion de l'irrigation, d'ouvrages hydroélectriques, recharge d'aquifères) ou simulations de scénarii (changement climatique ; aménagements de bassins – d'un point de vue qualité ou quantité d'eau).

II.2.4.1 Modèles hydrologiques de bassin versant

La modélisation hydrologique de bassin versant s'intéresse au cycle de l'eau sur un bassin, elle inclut donc des fonctions de production (liées aux transferts verticaux) et des fonctions de transfert (liées aux redistributions latérales).

Un modèle est construit afin de répondre à une question posée dans un milieu donné et suivant une formulation de la réalité choisie. Il doit aussi tenir compte des données de forçage et de validation disponibles ainsi que de la résolution spatio-temporelle de ces données.

Existe une très grande variété de modèles hydrologiques car les processus pris en compte et l'approche adoptée pour les conceptualiser diffèrent selon les auteurs. Les modèles les plus complets prennent en compte les processus verticaux et latéraux.

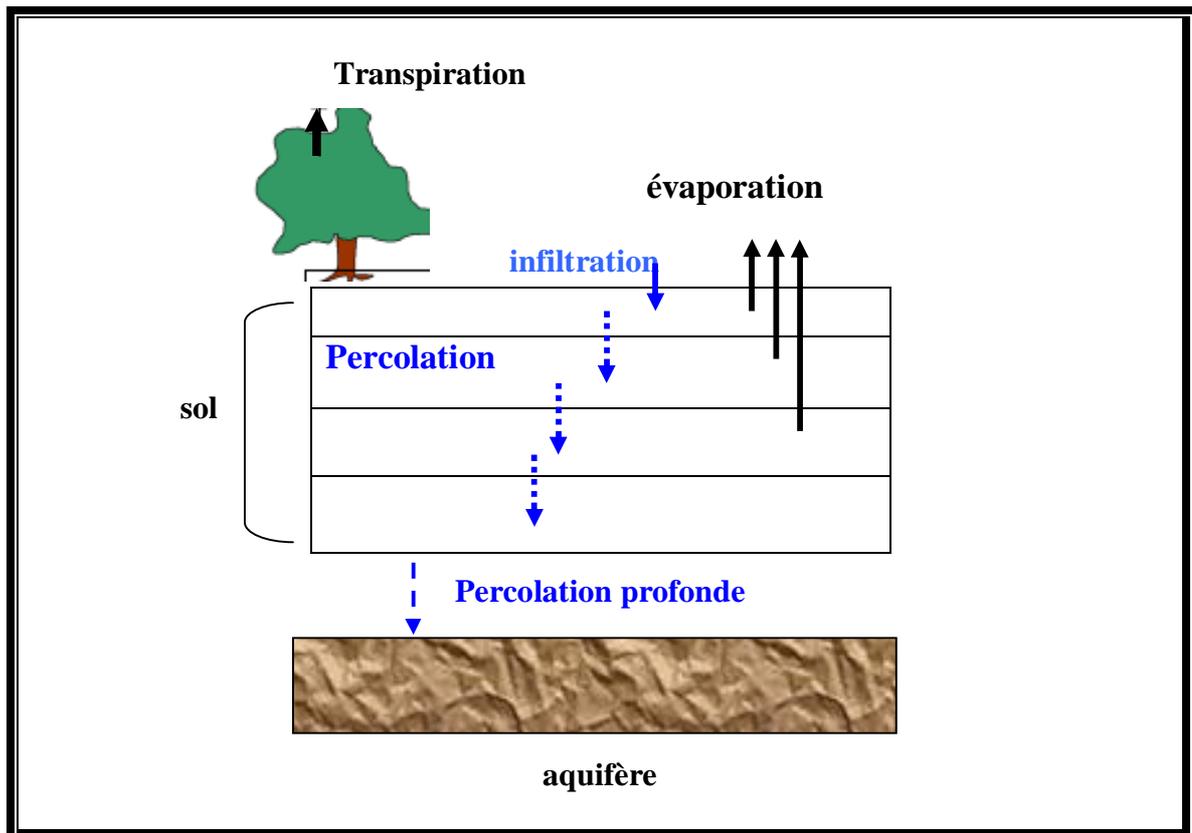


Figure II.4 Schématisation des principaux flux verticaux pris en compte dans les modèles hydrologiques de bassin versant. (Chaponnière ; 2005)

Dans la **dimension verticale** les cinq principaux transferts à prendre en compte sont l'interception, l'évapotranspiration, l'infiltration, la percolation au sein du profil de sol et la percolation profonde vers les aquifères (voir Fig. II.4). L'interception et la percolation profonde sont modélisés de façon assez uniforme : l'interception est un réservoir dont la capacité dépend du type de couvert (capacité variable si le modèle a un module de croissance de la végétation) et qui se remplit et se vide en fonction des précipitations et de l'évaporation potentielle ; la percolation est supposée suivre une loi de Darcy. L'évapotranspiration est calculée suivant des formalismes de complexité variée : Penman-Monteith (Penman, 1948), Kimberly-Penman (Wright, 1982), Priestley-Taylor (Priestley et Taylor, 1972), Turc (Turc, 1961), Doorenbos-Pruitt (Doorenbos et Pruitt, 1977), Hargreaves (Hargreaves, 1975), Blaney – Criddle (Blaney et Criddle, 1950), etc. Enfin, l'infiltration et la percolation dans le sol sont soit calculées par des lois à « base physique » ((Green et Ampt, 1911), (Richards, 1931)) soit considérées comme le remplissage et la vidange d'une succession de réservoirs (les couches de sol) dont les capacités de stockage varient.

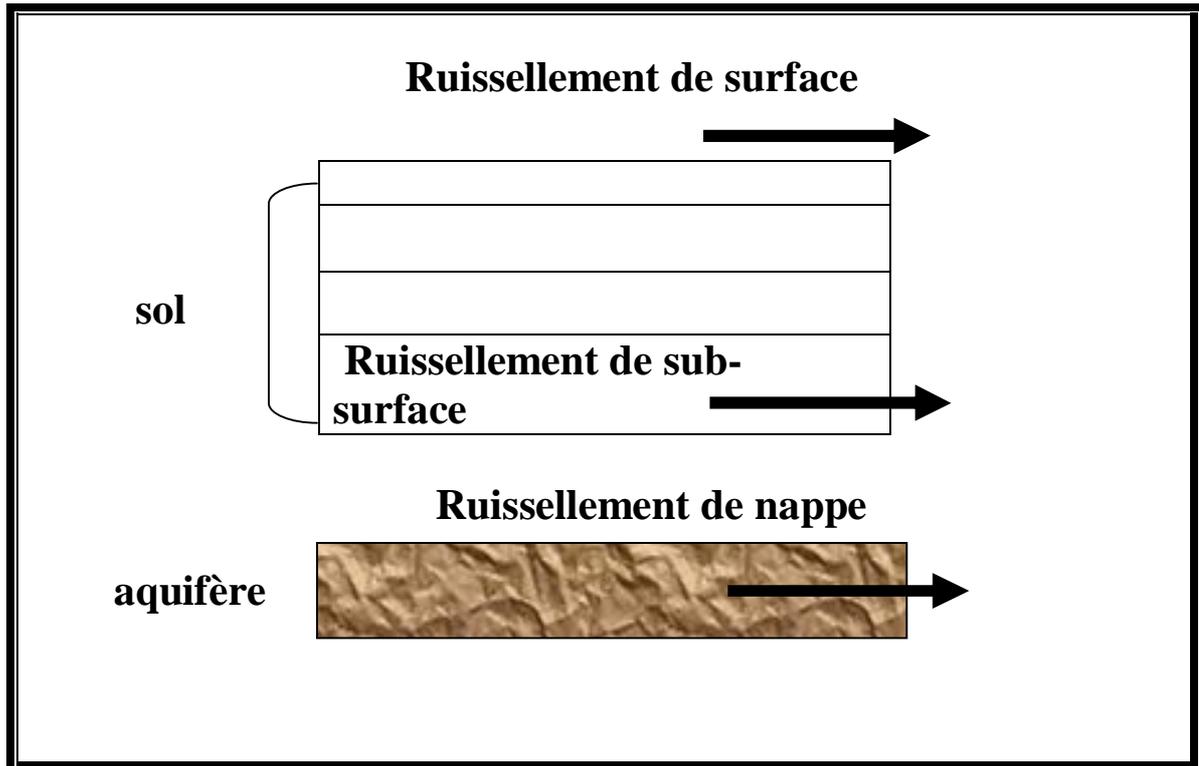


Figure II .5 Schématisation des principaux flux latéraux pris en compte dans les modèles hydrologiques de bassin versant (chaponnière ; 2005)

Dans la **dimension latérale**, il s'agit surtout de conceptualiser les transferts -du lieu de production vers le cours d'eau- de trois flux (. Fig. II.5.) : Le ruissellement de surface (généralisé soit par excès d'infiltration -ruissellement hortonien- soit sur surface saturée -ruissellement de Dunne), le ruissellement de sub-surface (apparaissant typiquement dans les premiers mètres en dessous de la surface du sol sur une couche imperméable où se sont accumulés des flux de percolation –formant une « nappe perchée ») et le ruissellement de nappe (flux latéral au niveau des aquifères à plusieurs dizaines de mètres de profondeur). Suivant la localisation du bassin (géologie et climat) l'importance relative des trois flux diffère : certains modèles, adaptés à un type de fonctionnement hydrologique donné, négligent l'un ou l'autre de ces flux. Signalons par exemple TOPMODEL « Topography based hydrological MODEL » (Beven et Kirkby, 1979) et le modèle VIC « Variable Infiltration Capacity » (Wood et al, 1992) basés sur le ruissellement sur surfaces saturées.

Une fois les trois flux transférés de l'unité de production au cours d'eau, le modèle peut simuler explicitement le transfert de la lame d'eau au sein même du réseau hydrographique ou faire l'hypothèse qu'aucune modification n'a lieu au cours du cheminement de l'eau dans le réseau.

Pour modéliser ces processus de production et de transferts, les hydrologues ont développé un très grand nombre d'outils. L'abondance des modèles témoigne de la variété des approches possibles pour conceptualiser les processus (approche dépendant du bassin et de l'objectif d'étude). Différentes « grilles de lecture » peuvent être utilisées pour distinguer les modèles entre eux. Nous proposons ici trois « grilles de lecture » qui nous paraissent pertinentes pour classer quasiment l'intégralité des modèles existants. N'ayant pas pour but de répertorier et classer tous les outils existants, nous illustrerons les différents niveaux de lecture en nous appuyant sur huit modèles classiques de bassins versants.

✚ Un premier critère de distinction entre les modèles réside dans le choix des formalismes des processus simulés : des formulations à base plus ou moins physique peuvent être adoptées, permettant de classer le modèle comme étant :

- « **à base physique** » : citons dans cette catégorie le modèle S.H.E. « Système Hydrologique Européen » (Abbott et al, 1986), P.O.W.E.R. « Planner Oriented évaluative Watershed model for Environmental and socio-economical Responses » (Reggiani et al, 1998), TOPOG (O'Loughlin, 1986) et SWAT « Soil and Water Assessment Tool » (Arnold et Allen, 1996). En effet, ces modèles reposent sur une physique assez complète. Il est possible de distinguer des « niveaux de physique » parmi ces trois modèles qui illustrent leur complexité croissante : à un premier niveau nous plaçons SWAT, à un deuxième niveau TOPOG, puis POWER et enfin SHE. Cependant dans SWAT si la plupart des modules sont à base physique, certains sont conceptuels comme le module de sol qui repose sur le concept de réservoir pour simuler les écoulements verticaux dans le sol, ainsi SWAT pour quelques modules, pourrait être rangé dans la seconde classe de modèle : la classe de modèles « conceptuels ».

- « **conceptuel** » : les modèles de ce type reposent sur des concepts leur permettant de simplifier les formulations de processus qui restent néanmoins fonction de paramètres physiques. Le concept de zones contributives est à la base des modèles TOPMODEL et VIC. Là encore, nous estimons une « hiérarchie » dans les modèles : VIC est très simple, TOPMODEL plus détaillé.

- « **empirique** » : leurs paramètres n'ont aucune signification physique et sont déterminés par calibration. CEQUEAU (Morin et al, 1981) est entièrement basé sur des réservoirs qui se vident et se remplissent en fonction de la hauteur de l'exutoire du réservoir et GR4J (Edijatno et al., 1999) est un modèle pluie débit simple à seulement quatre paramètres.

✚ Une deuxième grille de lecture est l'échelle spatiale du modèle. Les fonctions de production sont calculées sur chaque « unité de production ». Au sein du bassin versant peuvent être considérées :

- Une seule « unité de production », l'échelle spatiale du modèle sera qualifiée de « globale » (comme dans GR4J ou CEQUEAU) ;

- plusieurs unités de production dont les localisations géographiques ne sont pas connues : le modèle est « semi-distribué ». C'est le cas du modèle VIC : la fonction de production est dépendante de la profondeur du réservoir qui n'est pas homogène sur le bassin. En effet, une fonction de distribution de la profondeur affecte des portions du bassin à telle ou telle profondeur de sol : ainsi, la variable est distribuée mais la localisation de la portion du bassin présentant une profondeur donnée n'est pas connue. L'établissement de cartes des variables hydrologiques n'étant pas possible, le modèle ne sera pas qualifié de « distribué », par contre il est « semi-distribué » car il considère que le bassin n'a pas le même fonctionnement en tout point.

- Plusieurs unités de production localisées explicitement: le modèle est « distribué ». Ces unités peuvent être déterminées par une grille découpant le bassin (une maille = une unité), c'est le cas du SHE et de TOPOG. Elles peuvent également être regroupées en classe dont le fonctionnement hydrologique est considéré comme identique : au lieu d'être calculé en chaque point, le bilan hydrologique est établi pour chaque classe. Chaque modèle a ses propres critères pour définir les classes hydrologiques (critères topographiques, critères de couverture sol/ végétation). C'est la démarche adoptée par POWER, SWAT et TOPMODEL (les « Unités de Réponse Hydrologique » de SWAT, les classes d'indices topographiques de TOPMODEL et les « colonnes élémentaires représentatives » de POWER). Le modèle est qualifié de distribué car il est possible d'établir, à chaque pas de temps, des cartes des variables hydrologiques (soit directement pour les modèles maillés soit en redistribuant le bilan hydrologique pour les modèles dont les unités de fonctionnement identique ont été regroupées).

Etant donné qu'une à trois fonctions de transfert doivent être définies par unité de production, la complexité et le nombre de fonctions de transfert croissent très vite lorsque les modèles sont spatialement de plus en plus explicites.

La caractérisation des modèles par ces deux premiers critères permet de les placer dans un graphique à deux axes : l'axe « formalismes » qui comporte trois niveaux : empiriques, conceptuels

et physiques et l'axe « échelle spatiale » qui se décline en globale, semi-distribuée et distribuée. Les huit modèles peuvent être reportés dans ces coordonnées (Figure II .6).

Enfin, une dernière grille de lecture s'attache à la nature probabiliste ou déterministe des variables intégrées au modèle. Nous entendons par modèles probabilistes des modèles affectant aux variables des valeurs suivant une distribution donnée, comme le modèle VIC pour la profondeur de sol. Par modèles déterministes nous entendons ceux qui cherchent à affecter une valeur à une variable en fonction du terrain (c'est le cas des sept autres modèles évoqués). L'utilisation d'un modèle probabiliste est adaptée si l'objectif n'est pas une connaissance réaliste du fonctionnement du bassin mais une reproduction optimale de ses variables de sortie (souvent, seul le débit est analysé). Ils sont typiquement employés en prévision. Les modèles déterministes sont adaptés à des analyses dont le but est par exemple de comprendre les processus menant à un certain débit, et d'exploiter les informations (cartes pédologiques par exemple) disponibles a priori.

Formalismes

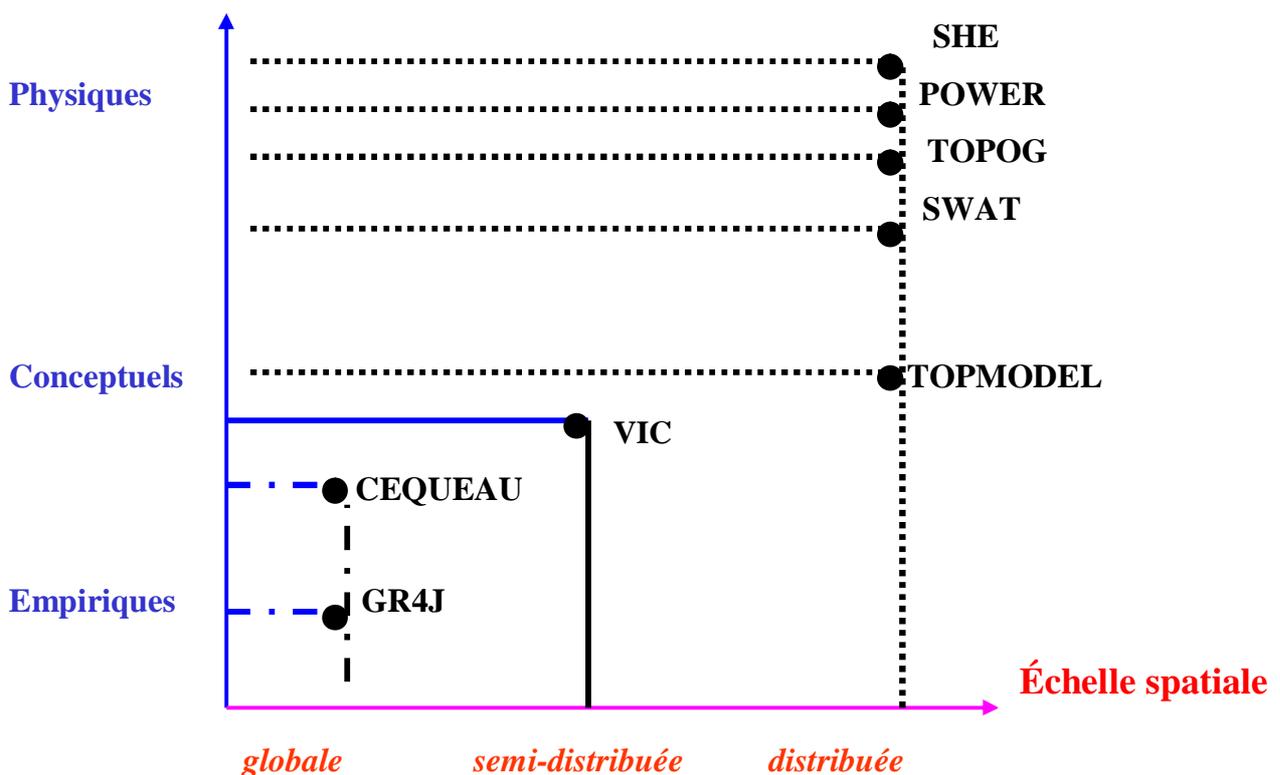


Figure II.6 : Positionnement des modèles dans l'espace à deux dimensions délimité par l'échelle spatiale du modèle (globale, semi-distribuée ou distribuée) et par le type de formalismes adoptés (empiriques, conceptuels ou à base physique)(Chaponnière ;2005).

II .2.4.2. Modélisation en milieu semi-aride

De nombreux modèles et méthodes empiriques ont été développés pour ce type de milieu : reliant des caractéristiques du bassin aux caractéristiques d'écoulement, ils ne considèrent pas la physique des processus générant l'écoulement. Cependant, ils font parfois appel à une grande expertise d'analyse des effets de propriétés observables du bassin sur l'écoulement. Casenave et Valentin (Casenave et Valentin, 1992) ont ainsi développé une méthode basée sur la classification du paysage en fonction de ses caractéristiques de sol et de végétation. Cette classification détermine l'écoulement par classe via une fonction établie expérimentalement et en fonction de la pluie et de l'humidité du sol.

Des modèles conceptuels ont également été développés : le modèle conceptuel de stockage de Pitman (Pitman, 1973), avec un pas de temps mensuel, a été largement utilisé en région semi-aride du sud de l'Afrique pour réaliser des études à l'échelle interannuelle. Pour les bassins semi-arides (Lane, 1982) a proposé un modèle distribué événementiel dont les paramètres sont empiriques. Hugues (Hugues, 1995) estime que tout modèle pour le milieu semi-aride se doit de prendre en compte les pertes par transmission et une dynamique de végétation dépendante de la pluie. Le développement de WASA « Water Availability in Semi-Arid environments » (Güntner, 2002), modèle déterministe à base physique et semi-distribué, s'est fait autour des particularités de l'hydrologie semi-aride.

II .2.5 .Critère d'évaluation de la modélisation

L'évaluation ou la mesure des performances d'un modèle se fait selon les objectifs qu'on se fixe, et par conséquent, le critère qu'on choisit. Un même modèle peut être évalué de plusieurs façons, l'unique contrainte étant l'objectif du jugement.

Pour satisfaire les différents objectifs, plusieurs critères d'évaluation ont été développés, qui sont soit des critères **graphiques**, soit des critères **analytiques**. Les plus utilisés en hydrologie sont :

II. 2.5.1 Erreur moyenne

Elle est notée ε et définie par la moyenne des écarts entre les débits observés et les débits calculés (Habaieb, 1992):

$$\varepsilon = \frac{1}{n \sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})} \quad \text{Equation II .1}$$

Avec **n** : nombre d'observation
Qci : débit calculé
Qoi : débit observé

Plus cette erreur quadratique tend vers zéro, plus l'estimation des débits est considérée meilleure. C'est le critère le plus utilisé en hydrologie pour quantifier l'erreur

II.2.5.2 Erreur quadratique moyenne

Cette erreur se calcule comme étant la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre les débits observés et les débits calculés (Habaieb, 1992);

$$EQM = \sqrt{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2 \right)} \quad \text{Equation II .2}$$

Plus cette erreur quadratique tend vers zéro, plus l'estimation est meilleure. C'est le critère le plus utilisé en hydrologie pour quantifier l'erreur

II.2.5.3 Coefficient de Nash

Ce critère, note Nash, varie entre $-\infty$ et **1**. Il tend vers 1 lorsque le débit calculé tend vers le débit observé. Une valeur du critère négative indique que le modèle donne des résultats moins bons que l'utilisation de la moyenne de l'échantillon.

Il est donné par la formule suivante (Nash et Sutcliffe, 1970) :

$$N = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_m)^2} \quad \text{Equation II .3}$$

Avec **Qm** : débit moyen observé

Cette formule traduit un certain rendement du modèle comparable au coefficient de détermination de régression. On considère généralement qu'un modèle hydrologique donne des résultats acceptables si la valeur du critère de Nash est supérieure à 0.8 (Gaume, 2002).

II .3 Conclusions

Les principaux concepts de la modélisation hydrologique ont été présentés. L'appréhension des éléments du cycle de l'eau étant le but de toute modélisation hydrologique, nous avons commencé par présenter ce dernier. Les hydrologues ont développé certains concepts pour simplifier la représentation des processus qui influent sur le cycle de l'eau et pouvoir ainsi déterminer ses principales composantes. Les concepts de bassin versant hydrologique et hydrogéologique ont ainsi vu le jour. Sur ces bassins, des méthodes permettant la détermination des différents éléments du bilan ont été développées.

Chapitre III

Contexte Géographique, Géologique Et Géomorphologique

Contexte géographique

III .1 Introduction

Cette première partie est consacrée à une description générale des différents bassins versants analysés afin de donner les indications géographiques, physiographiques et géologiques, bases indispensables à la compréhension future des mécanismes hydrologiques. En effet l'altitude, la pente et la forme d'un bassin versant reliées à la lithologie renseignent sur le type de réponse hydrologique du bassin

III.2.Présentation de la région étudiée

III .2.1 . Le bassin versant du Chélif

Le bassin du Cheliff occupe une superficie totale de 44.630 km², il est situé entre 34° et 36°30' de latitude Nord, 0° et 3°30' de longitude Est et affecte en gros la forme d'un fer de hache d'axe Nord-Sud.

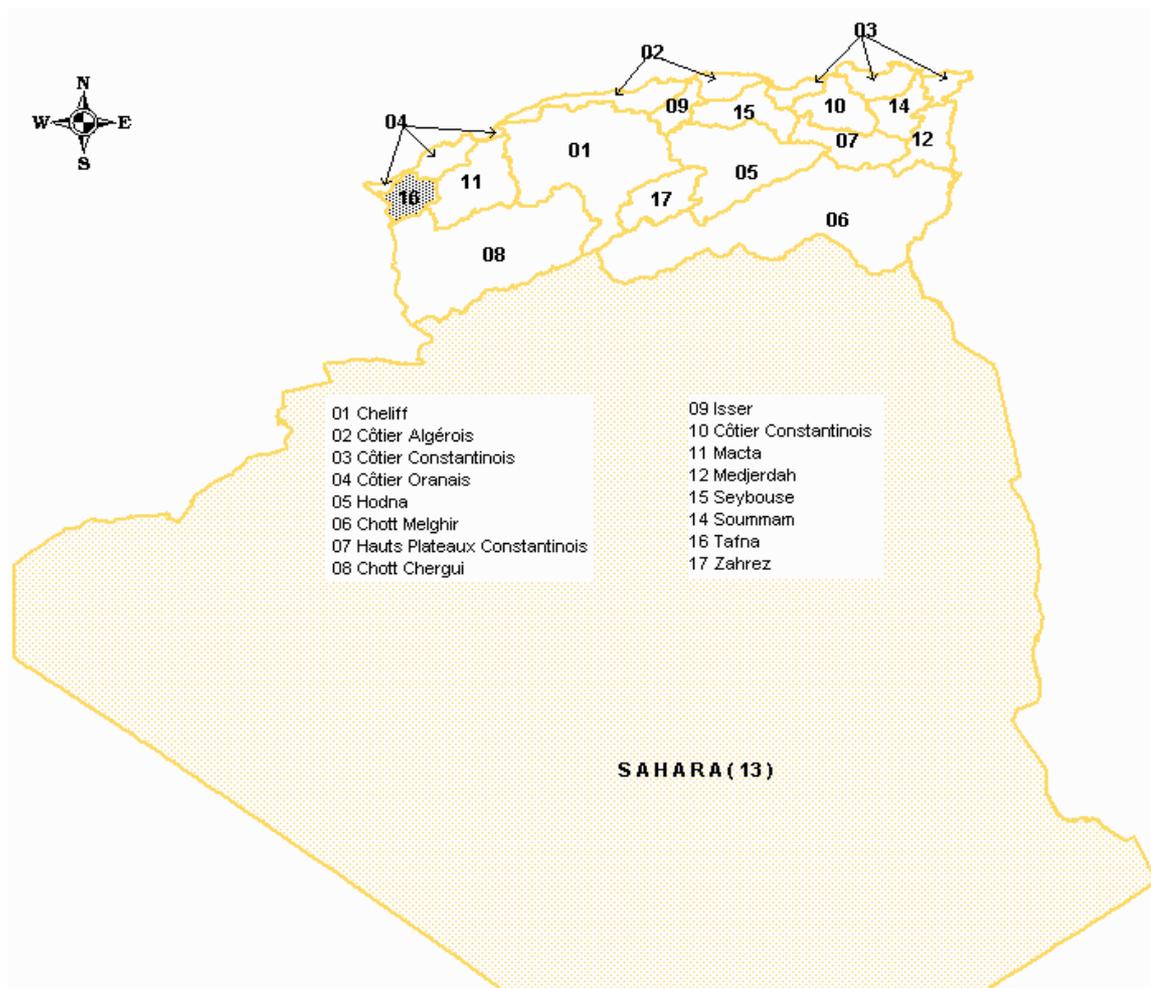


Figure III .1 : Bassins versants Algériens

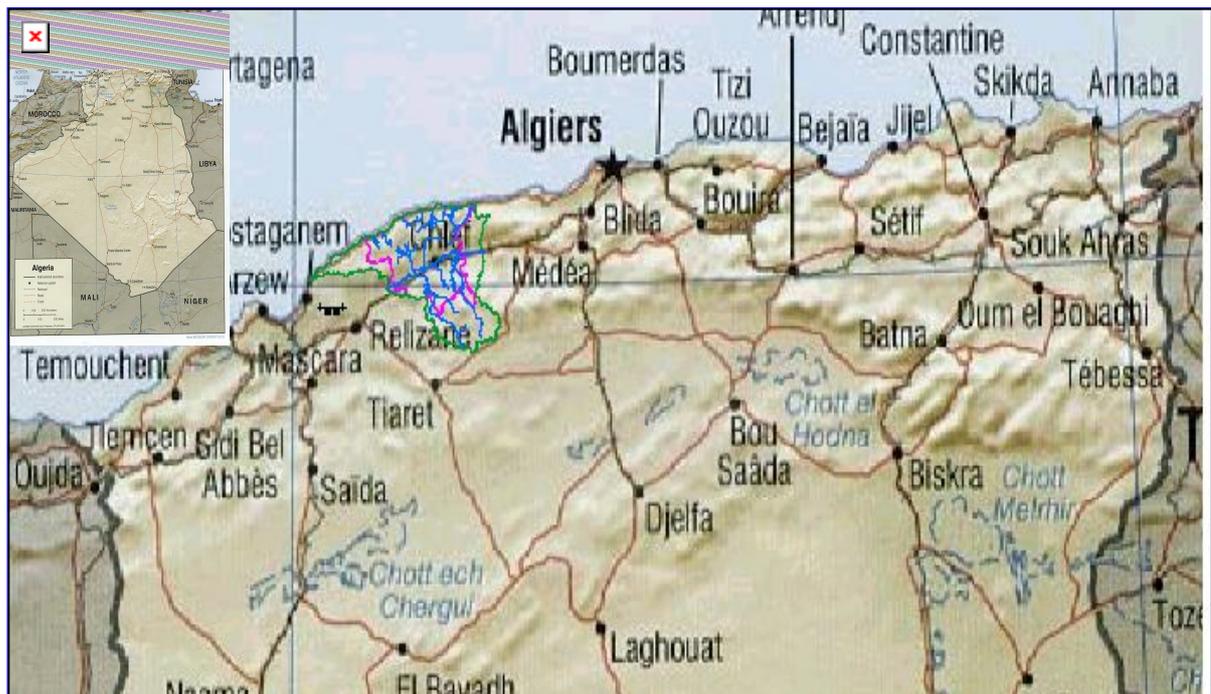


Figure III .2: Carte de situation du bassin du Chélif (Remaoun, 2007)

Cette région correspond sensiblement au centre de ce que les géographes appellent le Maghreb. Les divisions classiques de ce pays y sont particulièrement nettes : toute cette région est en effet limitée au nord par les crêtes de l'atlas tellien littoral et occupe successivement et parallèlement du Nord au Sud la dépression inter tellienne, l'Atlas Sud Tellien, les hautes plaines, soulevées en leur milieu par l'aire anticlinale des monts du Nador et de Chellala, sa limite Sud coïncide avec les crêtes de l'atlas Saharien.

A l'Est et à l'Ouest, les limites du bassin sont liées aux aléas du ruissellement : l'Atlas Sud Tellien a été soulevé au centre (massif de l'Ouarsenis), entre les vallées de l'oued Rhiou et de l'Oued Deurdeur; seuls deux oueds, dont la position est encore excentrique, l'oued Mina et l'Oued Chélif, ont pu franchir cette barrière et capter dans leur cours supérieur les eaux de ruissellement du versant Sud ainsi qu'une partie des eaux tombées sur les hauts plateaux.

La Mina draine les eaux du plateau de Frennda et le Cheliff draine celles du Sersou par l'intermédiaire de l'oued Nahar - Ouassel. Le bassin versant comporte encore une dernière zone où les eaux du plateau de l'Oued Touil, issues du Djebel Amour, massif le plus élevé de l'Atlas Saharien franchissent l'aire anticlinale des Nador - Chellala et drainent au profit du Cheliff la partie des hauts plateaux qui partout ailleurs en Algérie est occupée par les chotts: le Chott Ech-Chergui à l'Ouest et le Zahrez au Centre.

III .2.2 Situation géographique des bassins versants

Les bassins versants étudiés appartiennent la plaine due moyen Chélif. Il s'agit du :

III. 2.2.1 Bassin de Rouina

Le bassin de Rouina s'étend sur 872.57 km² au Sud du village de Rouina et au Nord de la ville de Theniet el Had. Ce bassin appartient à l'ensemble des bassins qui sont situés dans la zone de dépression du relief relativement très large entre la chaîne de l'atlas Tellien septentrional et l'atlas Tellien méridional. Il présente une succession de dépressions comblées de formations quaternaires et de reliefs miocène du Cheliff (Miocène inf et miocène sup.), l'altitude maximum est de 1700m.

III.2.2.2 Bassin de Ouahrane

Le bassin de Ouahrane s'étend sur 270.7 km² au Sud de la ville de Ténès et au Nord de la ville de Chlef, et appartient à l'ensemble des bassins de la plaine du Chélif. C'est une zone relativement large limitée par l'embouchure du Chélif et le Massif du ZACCAR. Il forme une unité géographique homogène et appartient à la chaîne de l'Atlas méridional. L'essentiel des affleurements appartient au Pliocène et au Miocène, d'altitude modérée ne dépassant pas 900m. Cette région est soumise à un climat méditerranéen tempéré.

III .2.2.3 Bassin de TIGHAZEL

S'étendant sur 128.97 km² au sud de la ville d'El Attaf, il appartient à l'ensemble des bassins de la plaine du grand Cheliff relativement très large au sein de l'Atlas tellien méridional. Les principaux reliefs sont constitués par une succession de massifs pliocènes d'altitude ne dépassant que rarement 1000m, le climat est semi-aride et tempéré.



Figure III .3 : Localisation des sous- bassins étudiés dans le bassin du moyen Chélif

(REMAOUN 2007)

III .2. Contexte géologique

Le bassin du Cheliff correspond à une vaste cuvette intra montagneuse au N.W de l'Algérie septentrionale qui s'étire parallèlement à la cote méditerranéenne dont il est séparé par les massifs du Dahra (altitude moyenne entre 800 à 1000 m). Au Sud, ce bassin s'adosse à l'imposante chaîne de l'Ouarsenis (1985 m).

Les dépôts néogènes s'arrêtent au niveau des premiers reliefs crétacés formant les bordures de ce bassin qui englobe cinq grandes plaines qui sont d'Est en Ouest :

- La plaine El Khemis
- La plaine Ain Defla
- La plaine Ech-Cheliff
- La plaine d'Inkerman
- La plaine Ighil Izzane

III .2.1 Géologie du bassin du Cheliff

Le bassin de Cheliff est un bassin néogène post-nappe, la chaîne tellienne constitue le substratum de ce bassin, on y distingue :

- Un substratum tellien anté-néogène ;
- Un bassin néogène post- nappe.

La chaîne tellienne est constituée d'une suite de reliefs parallèles à la côte méditerranéenne, formés essentiellement de terrains jurassiques et crétacés.

Les structures étant allongées Est-Ouest, la tectonique est complexe. Les principaux éléments de cette chaîne sont :

- Des noyaux autochtones : le Doui, Rouina et le temoulga ; qui sont des massifs épi-métamorphiques à Schistosité (O.Kiréche ; 1977)
- Des ensembles allochtones (nappe de charriage) : recouvrant une grande surface .Ils forment la majeure partie des formations qui se sont mise en place lors des différentes phases tectoniques alpines (Éocène moyen et miocène inférieur).

On distingue trois grands types de nappes (Mattauer ; 1958)

- **Les nappes A** : Ce sont les plus externes, elles constituent le substratum au sud du bassin, en formant une partie des monts de l'Ouarsenis. Le crétacé inférieur est prédominant. Les faciès sont marno-gréseux et trias gypsifère.

• **Les nappes B** : couvrent de grandes surfaces de part et d'autre du bassin du Cheliff. Les faciès sont flyschoïdes à marneux avec des blocs de quartzites et de calcaires emballés.

Au Nord, les terrains néogènes reposent sur des flyschs de la nappe B formés essentiellement de terrains du Crétacé supérieur, une alternance marno - gréseuse des formations éocènes oligocènes et miocènes font partie de ces nappes B.

▪ **Les nappes C** : ce type de la nappe repose sur tous les édifices des nappes antérieures On les rencontres dans le Dahra et surtout dans l'Ouarsenis Occidental.

Il s'agit de terrains oligo - miocènes grés - misasses à dragées de quartz et de calcaires argileux du Crétacé supérieur.

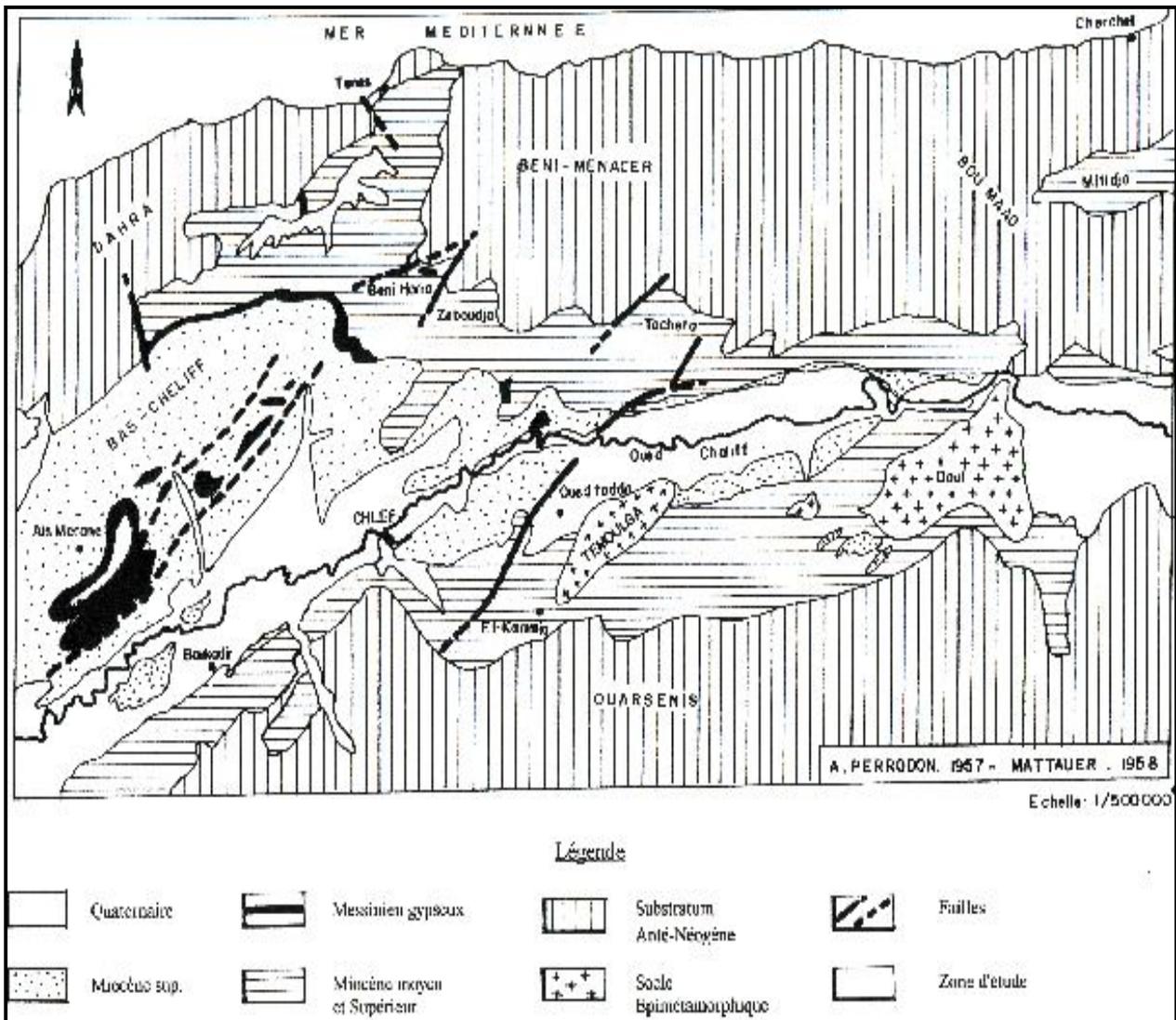


Figure III.4 : Cadre géologique (Perrodon 1967-Mattauer 1958)

Après la dernière phase de tectonique tangentielle que l'on situe au miocène moyen, bassin sédimentaires allongés d'Est en Ouest se sont mis en place. Parmi eux, le bassin de Cheliff.

Depuis le Miocène moyen et suite à la tectonique tangentielle, la région connaît une suite de phases tectoniques avec la transgression de la mer du miocène supérieur et du pliocène. La subsidence forte contrôlée par des failles, l'érosion des reliefs environnants et la tectonique en compression encore active. Elle est essentiellement marine excepté pour la période Pliocène supérieur à l'actuel qui se caractérise par des ensembles continentaux.

Le remplissage post nappes comporte : un Miocène (Serravalien – Tortonien - Messinien), un Pliocène, un Quaternaire.

a) **Le Miocène** est subdivisé en deux grands ensembles:

▪ **Le Miocène inférieur** (Burdigalien) :

Le Miocène inférieur est généralement transgressif sur les différents termes de la série stratigraphique. Il est représenté par une série de marnes bleues pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Ce faciès passe latéralement et verticalement à des grès marneux marins, à des marnes bariolées ou à des conglomérats marins ou continentaux. Le miocène inférieur affleure largement le long du massif de l'Ouarsenis et le domaine du Dahra.

On peut admettre globalement que le miocène inférieur rassemble trois grands ensembles :

- Une série conglomératique à la base
- Une série marneuse intermédiaire
- Une série sableuse et conglomératique au sommet

• **Le Miocène supérieur** (Vindobonien) :

Le miocène supérieur est représenté par une série marine transgressive sur la série continentale précédente et discordante sur les terrains plus anciens.

Il est représenté par quatre termes principaux :

- Les gypses et les marnes gypseuses
- Les Tripolis et marnes à Tripolis
- Les marnes bleues avec leur niveau généralement détritique.

Les marnes gypseuses et les gypses massifs affleurent principalement au nord du synclinal d'Ouled - Fares. Cette formation est très importante car responsable de la salure de certaines eaux de ruissellement et par conséquent de la salure des aquifères.

Les marnes à Tripolis occupent des surfaces d’affleurement importantes au nord de la plaine dans le Dahra mais disparaissent à l’Est au delà du seuil d’Oum-Drouh. Les formations médianes comprennent des marnes bleues qui forment une large bande sur la bordure méridionale du Dahra passant localement à des calcaires à algues, sables et grès.

b) Le Pliocène :

• **Le pliocène inférieur** (Pliocène marin) :

Il comporte des marnes bleues très comparables aux marnes bleues du Miocène. Cette formation affleure à l’ouest de Oued Ras au nord de la plaine .La série marneuse débute le plus souvent par des niveaux détritiques, des grès ou des sables parfois même des conglomérats. Dans leur partie supérieure, elle passe très progressivement à des marnes sableuses et à des sables argileux, l’épaisseur de cet ensemble varie de 0 à plus de 700m.

L’astien affleure assez largement sur les plateaux de Medjadjas (sud–est de Dahra). Il se redresse au niveau des montagnes rouges.

▪ **Le Pliocène supérieur continental** : (Villafranchien)

Le Pliocène continental est formé de conglomérats à éléments gréseux à grésocalcaires et de sables non consolidés. Au nord de Chlef, dans la plaine de Mouafkia, cette formation est la plus complète et la plus épaisse (>50m).

Parfois les conglomérats du Pliocène supérieur n’existent pas et les formations rouges du Villafranchien se trouvent alors en contact des grès astiens, d’ailleurs, au sud de Chlef sur la bordure de l’Ouarsenis, le Pliocène disparaît complètement. A ce niveau, le quaternaire vient recouvrir directement les calcaires gréseux du Miocène supérieur.

c) Le Quaternaire

Les dépôts quaternaires sont prédominants dans la plaine de Mouafkia et la dépression de Chlef – Oum-Drou où ils affleurent largement.

On distingue un quaternaire ancien et un quaternaire récent.

• **Quaternaire ancien** :

Le Quaternaire ancien est constitué par des alluvions grossières essentiellement conglomératiques, représentées par des galets, des graviers et des sables.

Il affleure les Medjadjas, la montagne rouge et la bordure sud de la dépression Chlef- Oum Drou. L’épaisseur de ces dépôts est en moyenne de 100 à 120m mais ils peuvent atteindre localement des épaisseurs beaucoup plus grandes (au synclinal de Boukadir, Ouled-Farés ils font 200m d’épaisseur).

• Quaternaire récent :

Généralement, le Quaternaire récent correspond à des alluvions dont le caractère essentiel est la prédominance des éléments fins (limons) dérivés principalement des marnes miocènes, son épaisseur atteint 70m dans la plaine de Mouafkia.

Des alluvions actuelles formées de limons, de sables, de galets et de cailloutis au fond des talwegs et dans les zones de confluence des oueds.

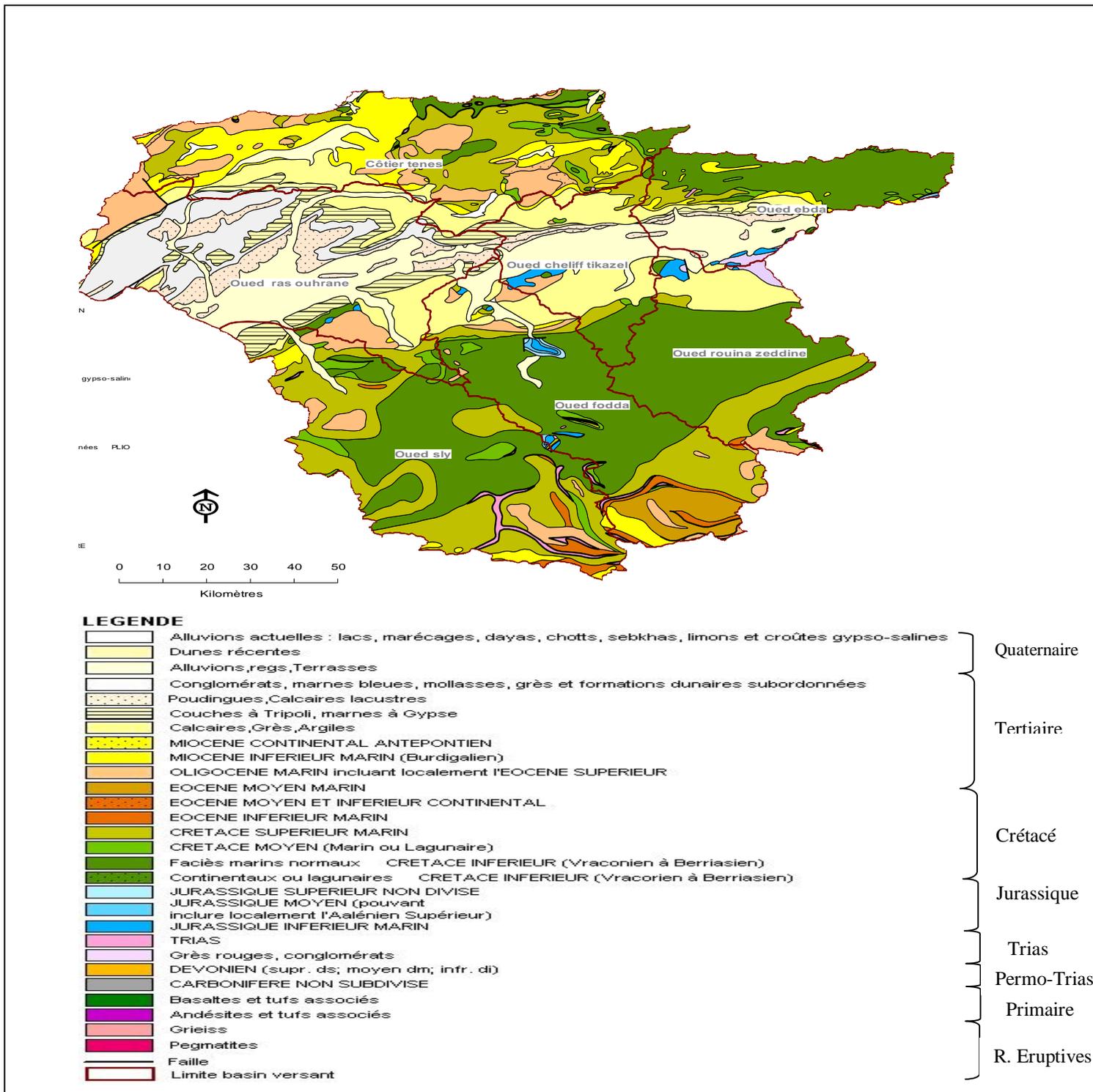


Figure III .5 : Schéma géologique du Moyen Cheliff Occidental (Remaoun 2007).

III .2.2.Caractères lithologiques des sous bassins versants

La lithologie influe sur l'écoulement de surface ainsi que sur l'écoulement souterrain, où la nature des formations superficielles et des sols déterminent l'importance du premier et les capacités de stockage déterminent le deuxième. En matière des crues, il est important de connaître et de classer les niveaux de perméabilité des formations lithologique des bassins.

La lithologie des sous bassins est résumée comme suit :

III .2.2.1 Bassin de Rouina et Tighazel

La série volcanique du DOUI, caractérisée par des tufs et des brèches volcaniques auxquelles on associe des intrusions de rhyolithes (GLAUGEAUD 1952) est surmontée, en concordance, de schistes violacés ou lie de vin parfois à intercalations métriques (jusqu'à 10m), de grés quartzites roses et de conglomérats à ciment quartzeux.

a) Le Jurassique est représenté par des calcaires compacts cristallins gris bleus surmontés de 2 à 3m de calcaire détritique à galets de roches éruptives puis d'une trentaine de mètres de schistes. Le sommet de cette série qui appartient au Jurassique supérieur contient des calcaires à débris d'ammonites.

b) Le Crétacé est représenté par une lithologie variée de calcaires marneux, argileux intercalés de marnes. C'est donc un ensemble globalement imperméable où le facteur ruissellement sera prépondérant.

c) Le Miocène, le Pliocène présente une tendance beaucoup plus gréseuse que marneuse et Argileuse et des conglomérats à galets bien roulés à ciments formés de grés friables et de marnes.

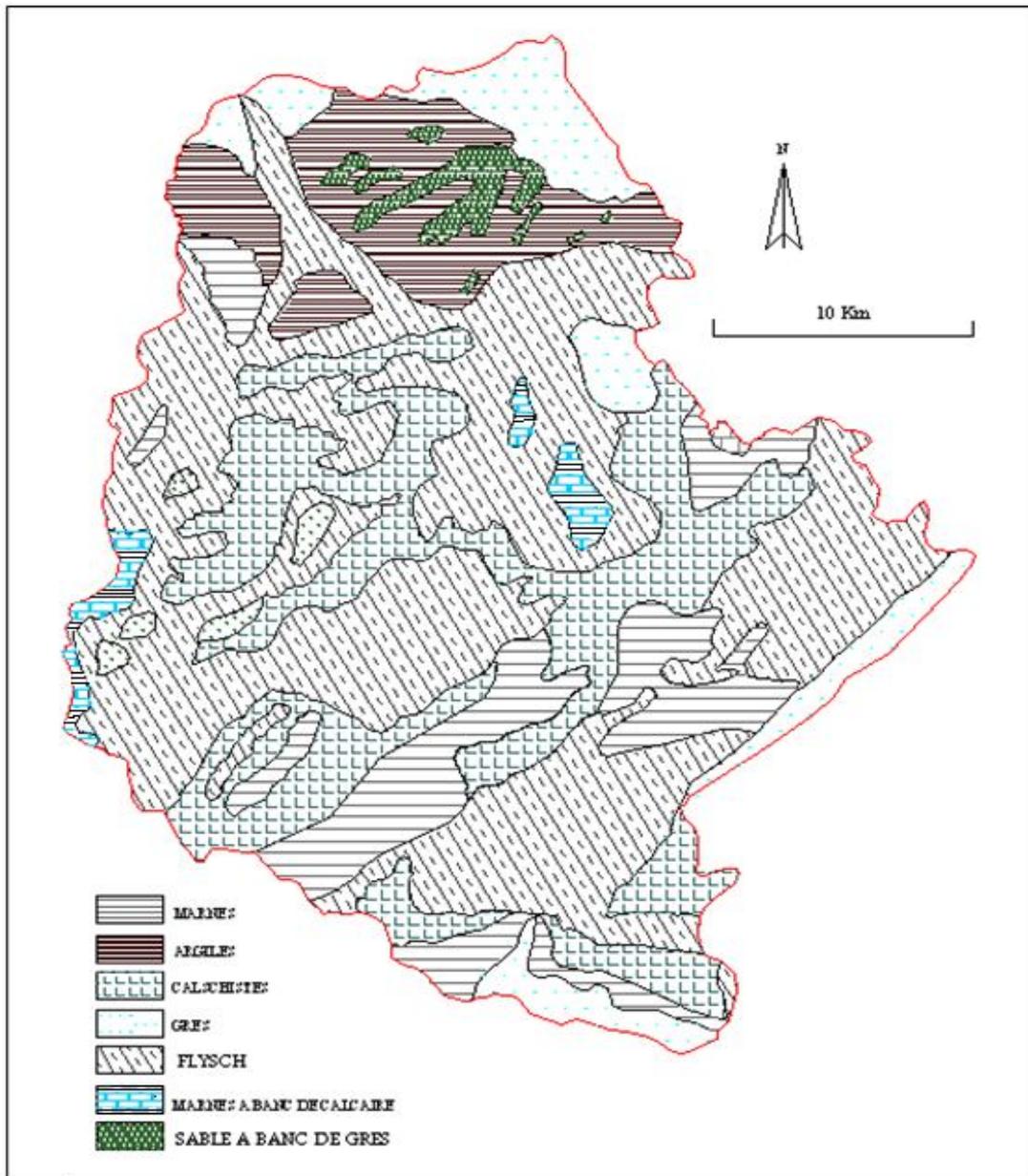


Figure III .6 : Schéma lithologique du bassin de Rouina. Etabli à partir de la carte géologique de M. MATTAEUR (1958) (Remaoun ; 2007)

Pour le bassin de Rouina, on constate que seules les formations carbonatées peuvent présenter de bonnes capacités d'infiltrations, elles ne représentent que 15. % de la superficie de ce bassin. Pour le bassin de Tighazel, on observe le même comportement hydrologique que le bassin de Rouina, sauf que les formations perméables représentées par les affleurements carbonatés ne constituent que 5% de la superficie du bassin.

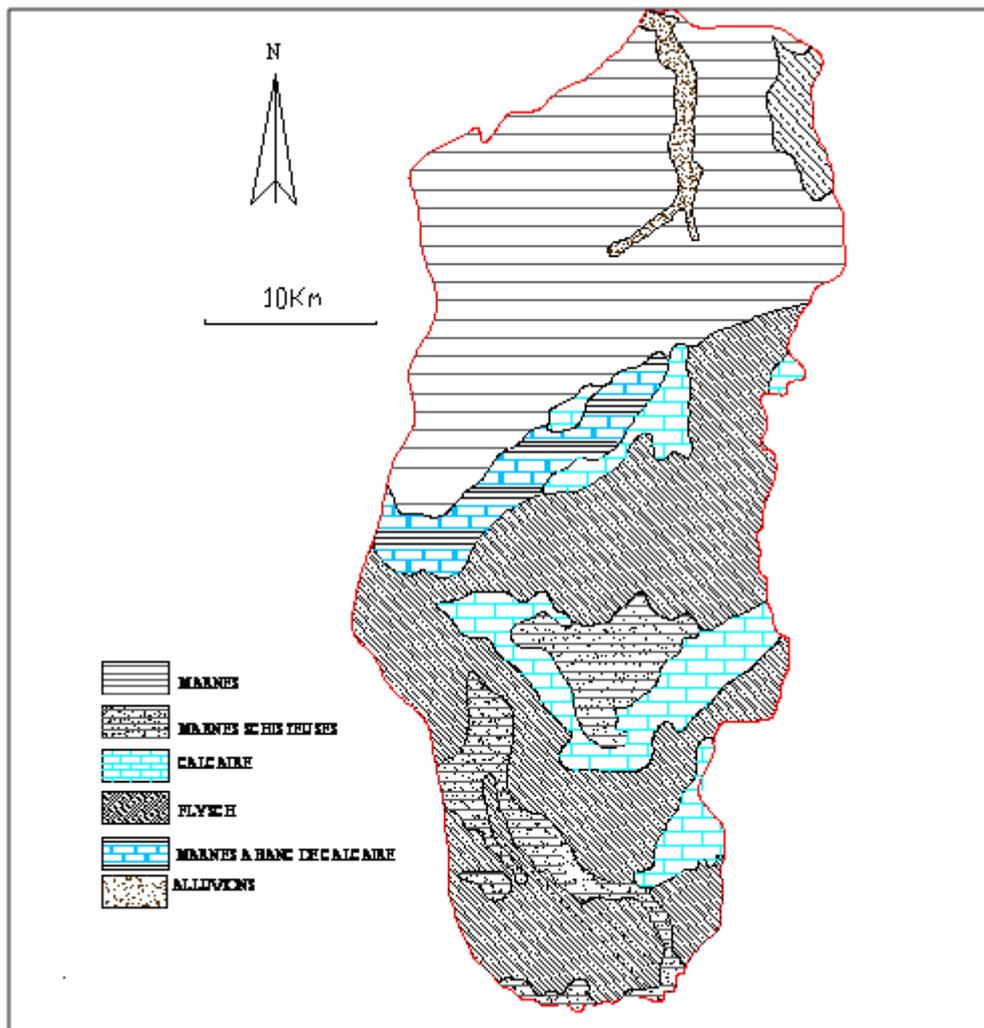


Figure III .7 : Schéma lithologique du bassin de Tighazel. Etabli à partir de la carte géologique de M. MATTAEUR (1958) (Remaoun ; 2007)

III.2.2.2 Bassins Ouahrane

a) **Le Miocène, Le Pliocène:** Ces formations sont essentiellement marneuses et argileuse et qui correspondent aux formations imperméables

b) **Le Quaternaire** est essentiellement constitue de calcaire et présente une bonne perméabilité et favorise une bonne infiltration.

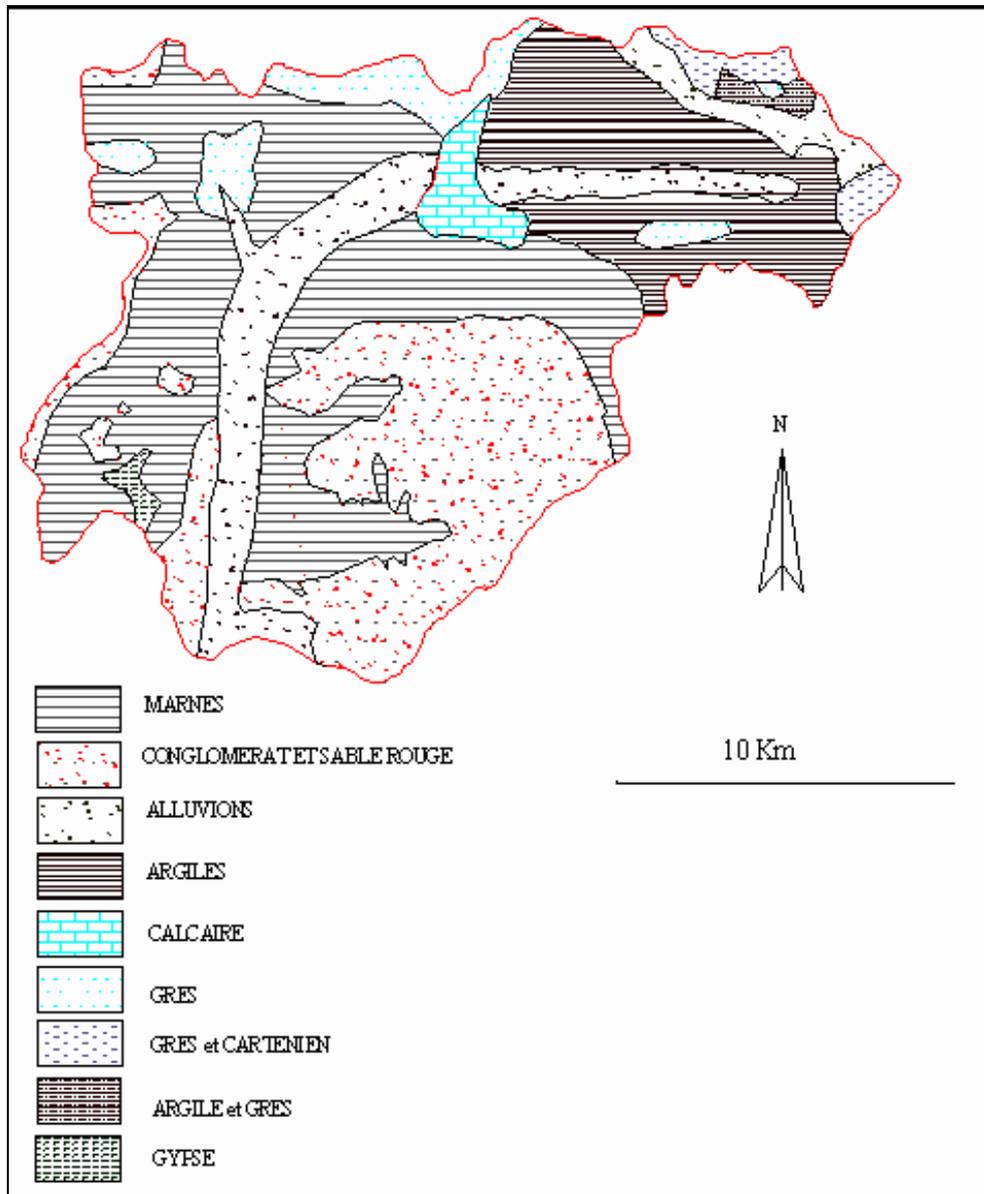


Figure III .8 : Schéma lithologique du bassin Ouahrane. Etabli à partir de la carte géologique de M. MATTAEUR (1958) (Remaoun ; 2007)

Le Tableau (III -1) illustre la répartition des différentes formations géologiques constituant les bassins des oueds (Rouina , Tighzel et Ouahrane).

Tableau III .1 : Répartition des différentes formations géologiques des bassins (Rouina, Tighzel, Ouahrane)

Bassins	Ouahrane		Tighazel		Rouina		Perméabilité des formations
	surface	%	surface	%	surface	%	
roches						
Alluvions	39.75	14.76	6.44	5	perméable
Marnes	110.1	40.90	29.892	23.14	75.826	8.69	Imperméable
Conglomérats Et sable rouge	49.48	18.53	Perméable moyenne
Gypse	0.85	0.31		Très perméable
Grés	10.73	3.98	15.476	12	60.03	6.88	Perméable moyenne
Calcaire	4.65	1.73			Très perméable
Argiles	44	16.34	89.10	9.18	Imperméable
Grés du cartenien	6.97	2.59		Perméable moyenne
Flysh	5.15	4	418.83	48	Perméable Faible
Calcschiste	111.95	12.83	Perméable faible
Marne à banc de Calcaire	9.814	7.61	87.257	10	Imperméable
Sable à banc de grés	36.904	4.23	Perm moyenne
Argiles et grés	2..32	0.86	Perméable faible
Marnes et schiste	62.22	48.25	Imperméable

III .3 Contexte géomorphologique

Les principales caractéristiques physiographiques et géomorphologiques d'un bassin versant étudié ont une importance majeure car elles interviennent, et souvent d'une façon combinée, dans les modalités de l'écoulement superficiel. Les caractéristiques physiques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique, et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage.

Le comportement hydrologique d'un bassin versant est influencé par les facteurs physiographiques suivants :

III .3.1 Paramètre géométrique

a. Surface

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont donc être en partie reliés à sa surface. Celle-ci correspond à l'aire délimitée par l'ensemble des points les plus hauts qui constituent la ligne de partage des eaux. La surface (A) du bassin versant, exprimée en km², peut être déterminée à l'aide d'un planimètre ou mieux par les techniques de la digitalisation.

b. Périmètre

Le périmètre représente toutes les irrégularités du contour ou de la limite du bassin versant, il est exprimé en km. Le contour du bassin est constitué par une ligne joignant tous les points les plus élevés.

Il n'influence pas l'état d'écoulement du cours d'eau au niveau du bassin versant. Le périmètre peut être mesuré à l'aide d'un curvimètre ou automatiquement par des logiciels.

III .3.1.1 Paramètre de forme

La forme des bassins versants traduite par l'indice de compacité a une influence directe sur l'écoulement : un bassin versant allongé ne réagira pas de la même façon qu'un bassin versant de forme ramassée.

III .3.1.1.1 Indice de compacité de Gravelius (k_G)

L'indice de compacité (K_G) renseigne sur la forme du bassin versant qui a une grande influence sur l'écoulement global du cours d'eau et surtout sur l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin, résultant d'une pluie donnée. Il est établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Il s'exprime par la formule suivante (ROCHE, 1963) :

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Equation III .1

Avec :

K_G : Indice de compacité de Gravelius

P : Périmètre stylisé en km du bassin versant

A : Superficie du bassin versant en km²

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface. Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée. Un bassin versant circulaire est mieux drainé qu'un bassin allongé.

$K_G=1 \Rightarrow$ Bassin circulaire

$1 < K_G < 1.4 \Rightarrow$ Bassin compact

$K_G > 1.4 \Rightarrow$ Bassin allongé

III .3.1.1.2 Rectangle équivalent

Le rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius correspond à une transformation purement géométrique du bassin versant. Il prend alors une forme rectangulaire tout en gardant la même superficie, le même périmètre, le même indice de compacité et donc par conséquent la même répartition hypsométrique. Dans ce cas, les courbes de niveau deviennent parallèles aux cotés du rectangle équivalent. La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité de drainage restent inchangées entre les courbes de niveau.

Plus un rectangle équivalent est allongé moins il sera drainé. Les dimensions du rectangle équivalent sont déterminées par les formules suivantes (ROCHE, 1963) :

La longueur L

$$L = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{K_G} \right]^2} \right]$$

Equation III .2

La largeur l :

$$l = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{K_G} \right]^2} \right] = \frac{A}{L}$$

Equation III .3

Avec :

K_G : Indice de compacité de Gravelius

A : Superficie du bassin versant en (Km²)

L : Longueur du rectangle équivalent en (km)

l : Largeur du rectangle équivalent en (km).

Les résultats des principales caractéristiques de ces sous bassins figurent dans le tableau suivant :

Tableau III .2 Principales caractéristiques des sous-bassins versants

BASSIN VERSANT	Code du sous- bassin	A (Km ²)	P (km)	K _G	RECTANGLE EQUIVALANT		Forme du bassin
					L (Km)	l (Km)	
Oued Rouina	0119	872.57	150	1..54	60.47	14.53	Forme allongée
Oued Ouahrane	0122	270.7	88	1.49	36.55	7.37	Forme allongée
Oued Tighazel	0120	128.97	62	1.74	25.83	05.17	Forme allongée

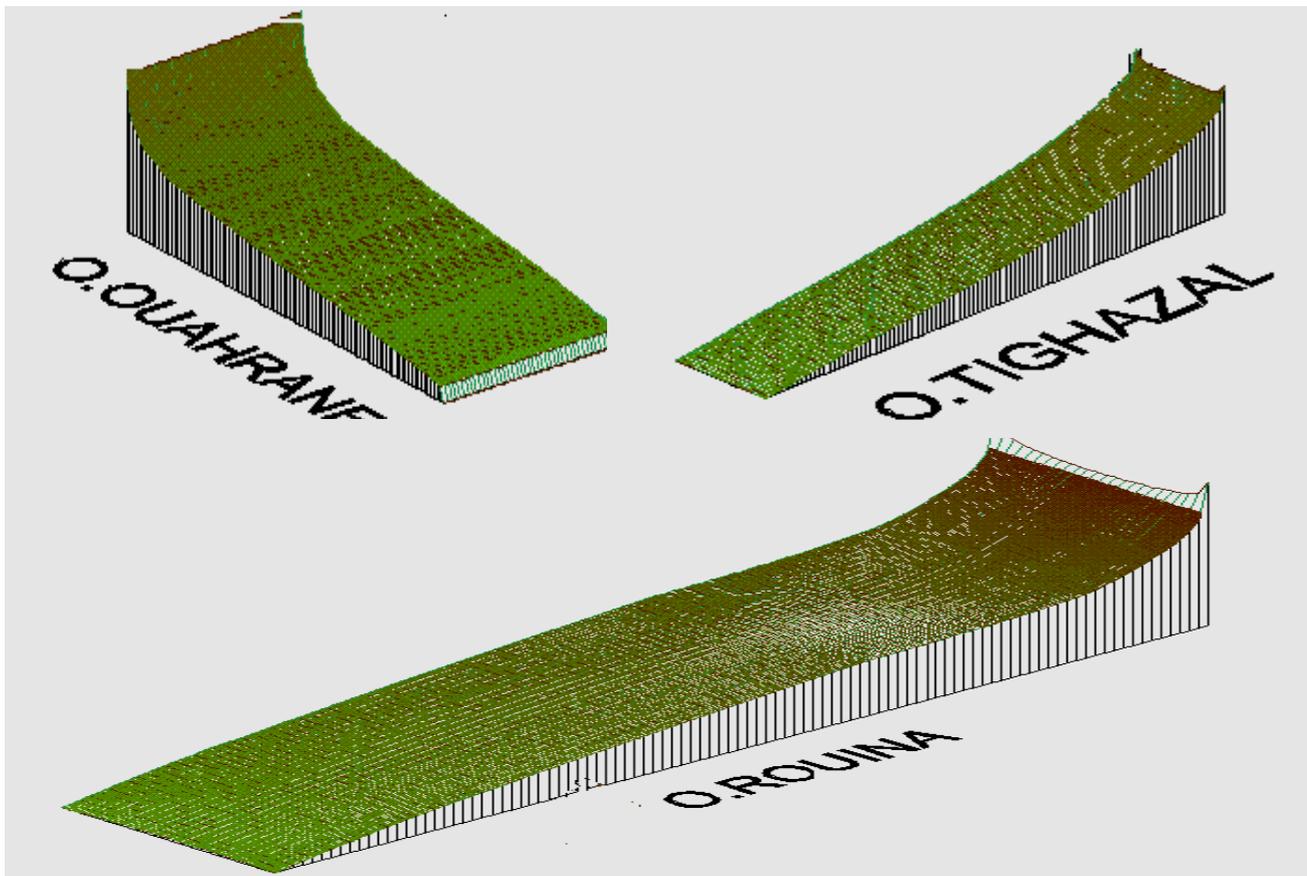


Figure III .9 : Rectangle équivalent à trois dimensions des Oueds (Rouina, Tighzel et Ouahrane) (Remaoun .M 2007)

III .3.2. Etude de relief :

Le relief est un facteur essentiel, il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement Hydrologique d'un bassin.

Le rôle du relief sur l'écoulement est naturellement perceptible car les paramètres hydrométéorologiques (précipitations, températures,...) fluctuent avec l'altitude. Des valeurs caractéristiques permettent donc de comparer les territoires. Il s'agit des altitudes maximales et minimales, de l'altitude moyenne ou de la pente moyenne.

Partant de la répartition par tranches d'altitudes des bassins, nous avons établi les courbes hypsométriques et les diagrammes des fréquences altimétriques.

III .3.2.1 La courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief . Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude.

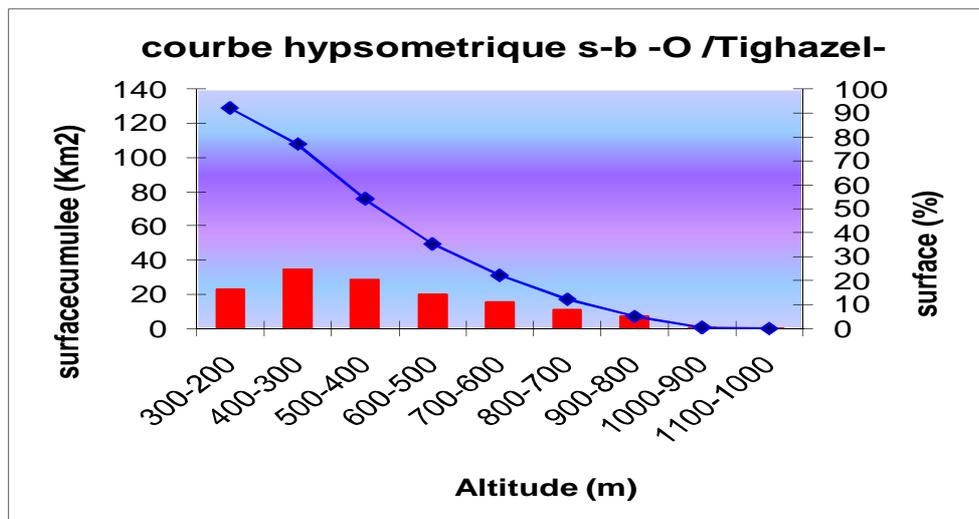


Figure III .10 : Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin O.Tighazel

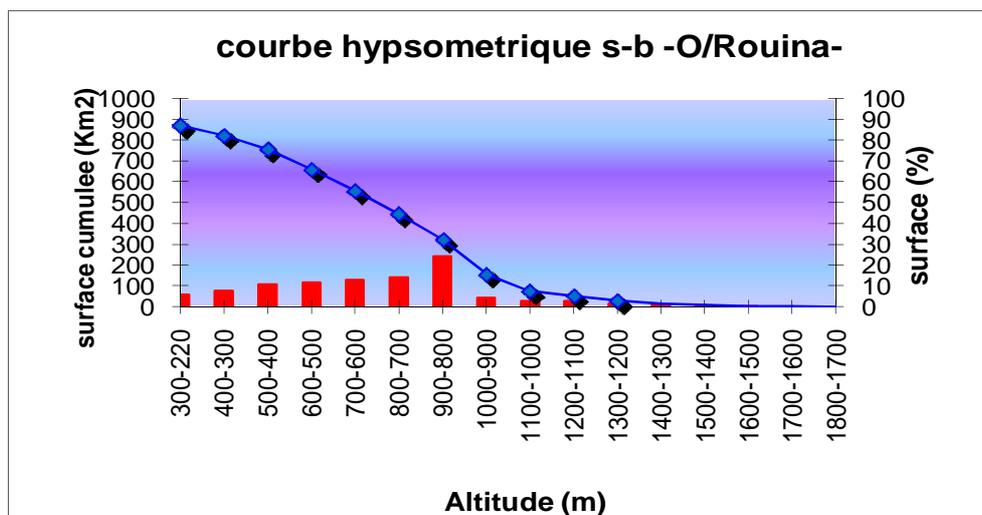


Figure III .11 : Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin O.Ruina

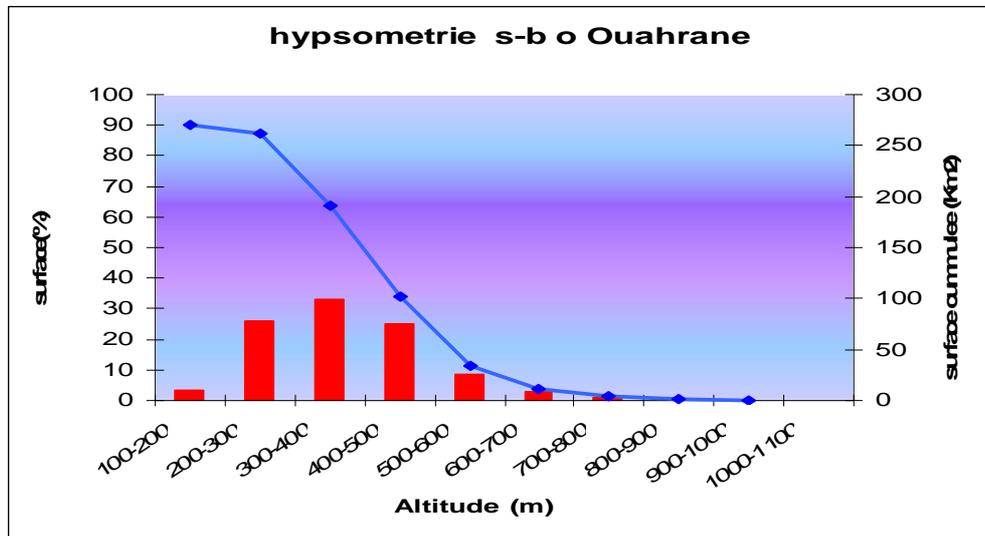


Figure III .12 : Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin O. Ouahrane

Les principales caractéristiques altimétriques correspondent :

1. L'altitude moyenne (Hmoy): c'est le rapport entre la somme des produits des surfaces élémentaires par l'altitude moyenne correspondante et la surface totale du bassin (A)

$$H_{moy} = \sum \frac{a_i \cdot h_i}{A}$$

Equation III .4

Avec :

hi : l'altitude moyenne entre deux courbes de niveau en (m).

ai : surface élémentaire comprise entre deux courbes de niveau en (Km²).

A : surface totale du bassin étudié en (Km²).

2. L'altitude maximale (H max) désignée par le point le plus haut du bassin.
3. L'altitude médiane (H med) correspond à 50% de la surface du bassin.
4. L'altitude minimale (H min) correspond au point le plus bas du bassin.

Les résultats obtenus pour les sous bassins sont motionnés dans le tableau(III -3).

Tableau III .3 : Les principales caractéristiques altimétriques

Sous bassins versant	symbole	O.Rouina	O.Ouahrane	O.tighazel
Alt max (m)	Hmax	1786	954	1072
Alt moy (m)	Hmoy	693	372	475
Alt min (m)	Hmin	203	118	215
Alt médiane (m)	Hméd	760	450	480

III .3.2.2 Les indices des pentes

• Indice de pente de Roche (Ip)

Cet indice est la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent pondérée par les surfaces.

$$I_p = L_r^{1/2} \sum_{i=1}^n (a_i d_i)^{1/2}$$

Equation III .5

L_r : longueur du rectangle équivalent.

(a_i) : Fraction en pourcentage de la surface comprise entre deux courbes de niveaux voisines distances de (d_i) .

• Indice de pente globale (Ig)

C'est le rapport de dénivelée entre l'altitude dépassée par 5% de la superficie du bassin et celle dépassée par 95% de superficie, a la longueur du rectangle équivalent

$$I_g = \frac{D}{L_r} = \frac{H_{95\%} - H_{5\%}}{L_r}$$

Equation III .6

• La dénivelée spécifique Ds

Pour permettre une comparaison des bassins entre eux du point de vue relief, on détermine la dénivelée spécifique qui sert de base à une classification proposée par l'ORSTOM .

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{A} = \frac{D}{Lr} \cdot \sqrt{A} = D \cdot \sqrt{\frac{I_g}{Lr}}$$

Equation III .7

Avec :

- Ds<10m classe R1 -relief très faible.
- 10<Ds<25 classe R2 -relief faible.
- 25<Ds<50 classe R3 -relief assez faible.
- 50<Ds<100 classe R4 -relief modéré.
- 100<Ds<250 classe R5 -relief assez fort.
- 250<Ds<500 classe R6 -relief fort.
- Ds>500 classe R7 -relief très fort.

Les résultats de calculs sont portés en tableau (III -4)

Tableau III .4 : Indices des pentes et classes de relief des sous- bassins

Sous bassin versant	symbole	O. Ouahrane	O. rouina	O. ti ghazel
Id .pente globale	Ig	5.8	13.89	21.61
Deniv spécifique	Ds	242.4	410.308	246.20
Id .pente de ROCHE	Ip	4.28	4.47	3.506
Classe de relief	R	Assez fort	fort	Assez fort

Les résultats permettent de montrer que la plus forte valeur de la dénivelée spécifique (Ds) concerne le sous bassin de O.Ruina (relief fort) ; cette valeur traduit l'importance du volume montagneux et la nature très accidentée du relief .

D'après la classification de l'ORSTOM le relief est assez fort pour les deux sous bassins (O. ti ghazel et O. Ouahrane) ; ceci est lié à la massivité des reliefs calcaires que l'on rencontre dans ces secteurs.

En prenant pour seul critère cette classification, l'ensemble favorisera le ruissellement superficiel au détriment de l'infiltration des eaux.

III .3.3. Caractéristiques du réseau hydrographique

La disposition du réseau hydrographique est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affecté la région au cours du temps géologique.

III. 3.3.1 Constitution du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de la zone d'étude est constitué par un chevelu dense représenté en majorité par des cours d'eau temporaires.

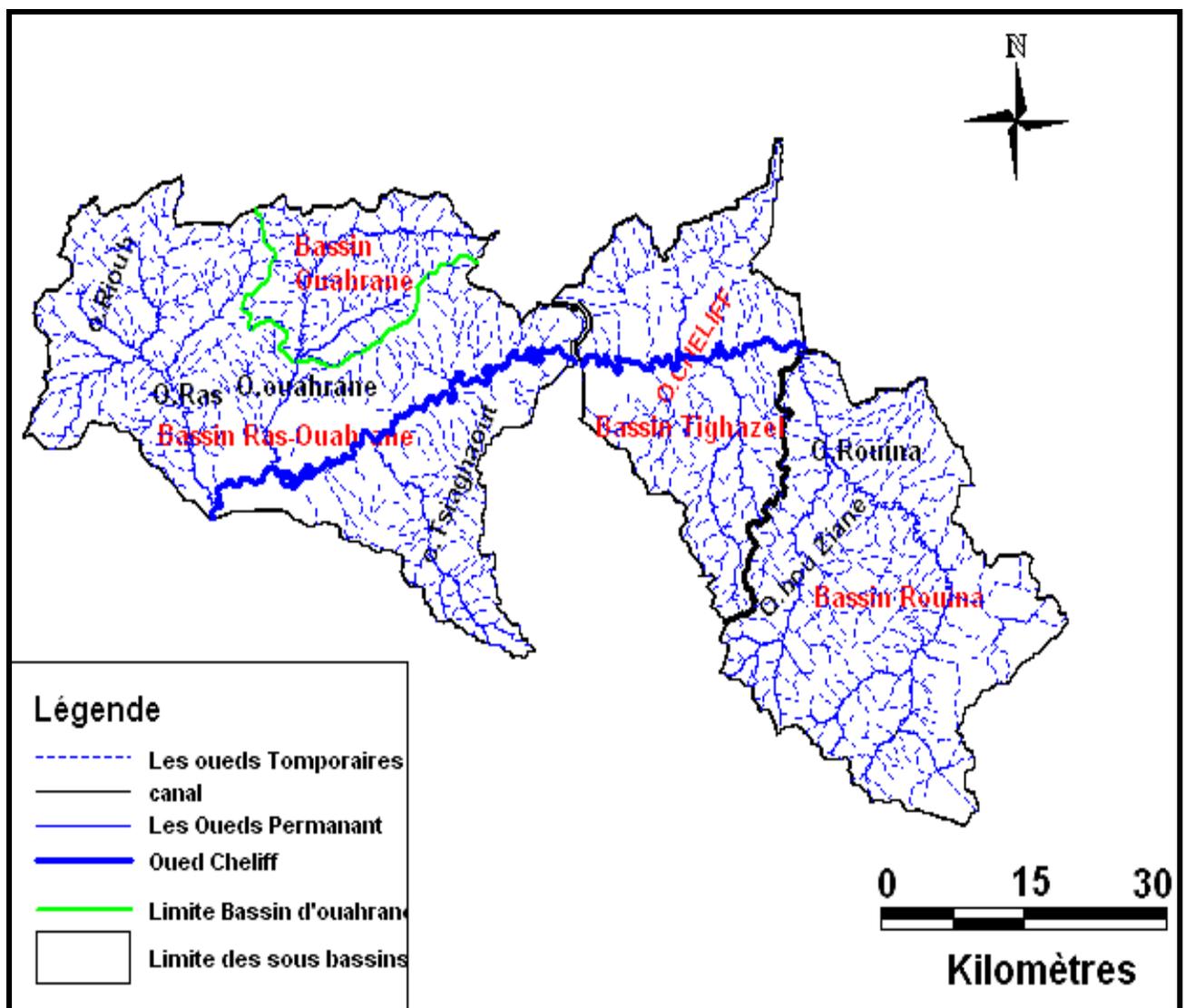


Figure III .13 : Carte de réseau hydrographique de la zone d'étude

III .3.3.1.2. Classification des talwegs

La classification la plus utilisée et celle de SCHAUM, chaque tronçon de la rivière formé par la réunion de deux cours d'eau d'ordre (x) reçoit "x+1".

Par exemple : deux torrents d'ordre (1) en se rencontrant, donnent un cours d'eau d'ordre (2).

III.3.3.2. Densité de drainage :

La densité de drainage d'un bassin versant est définie comme étant la longueur totale des cours d'eau de tout ordre sur la surface drainée.

$$D_d = \frac{\sum l_i}{A}$$

Equation III .8

Dd : Densité de drainage en Km/Km²

$\sum l_i$: Longueur cumulée de tous les talwegs du bassin en km.

A : Superficie du bassin en km²

La densité de drainage représente deux formes différentes de drainage.

- Densité de drainage permanente (Ddp) : représente les talwegs qui coulent en permanence.

$$D_{dp} = \frac{\sum li_p}{A}$$

Equation III .9

- Densité de drainage temporaire (Ddt) représente les talwegs qui coulent temporairement.

$$D_{dt} = \frac{\sum li_t}{A}$$

Equation III .10

Li_p : longueurs des oueds permanents

Li_t : longueurs des oueds temporaires

Les résultats sont résumés dans le tableau (III-5)

Tableau III .5: Densité de drainage des sous-bassins

Code	Sous bassin	Longueur des oueds permanents Lp(Km)	Longueur des oueds temporaires Lt (Km)	Longueur totale L (Km)	Ddp (km/Km ²)	Ddt (km/ Km ²)	Dd (km/Km ²)	Ddp /Dd (%)	Ddt/ Dd (%)
0119	O. Ruina	178	575	753	0.20	0.64	0.84	24	76
0120	O.tighazel	55	345	401	0.10	0.61	0.71	14	86
0122	Ouahrane	43.55	1350	1393.5	0.16	4.98	5.15	3	97

La valeur de densité de drainage obtenue de l'ordre 0.10Km/Km² pour le sous-bassin O.Tighazel (14%), 0.16 Km / Km² pour le sous-bassin O -Ouahrane (14%) et 0.20Km / Km² (24%) dans le sous-bassin O. Rouina, sont liés à la faiblesse des précipitations (climat semi-aride) et surtout à la nature des terrains affleurant.

Par contre la densité de drainage temporaire est élevée dans les sous-bassins où une bonne partie est à sec la plupart du temps.

III .4. Sols et végétations :

III.4.1. Les zones homogènes et leurs perméabilités

Les sols des bassins du Cheliff sont composés de sept zones homogènes définis à partir de quatre critères fondamentaux : texture, salinité, trisification et la teneur en calcaire.

Zone I : Alluvions récentes, profondes non salées de texture équilibrée.

Ces alluvions s'observent le long des principaux Oueds (Chlef, Sly, Fodda) ; les épandages colluviaux alluviaux de la plaine des Medjadjas y sont associés.

Dans cette zone, les sols sont toujours profonds, sa texture est limono argileuse à argilo limoneuse; sur les formations colluviales, elle peut être grossière (sable limono argileux). On trouve souvent des litages d'horizons de texture différente mais les niveaux argileux compacts et imperméables sont exceptionnels. Ces sols présentent une bonne perméabilité (K de l'ordre de 3 cm/heure).

Zone II : Alluvions récentes de texture fine, légèrement salées et / ou tirsifiées :

Cette zone occupe de vastes surfaces dans la plaine du Chélif, à l'exception de la plaine des Medjadjas; Sa caractéristique majeure est la texture fine qui induit une faible perméabilité (K de l'ordre de 1 cm/ heure), exploitées par les cultures en raison de cette perméabilité. On remarque dans cette zone l'apparition des caractères vertiques liés ou non à une augmentation de la salure.

Zone III : Alluvions récentes et anciennes fortement tirsifiées :

Cette zone présente des sols fortement tirsifiés et uniformément caractérisés par des textures très fines (plus de 40% d'argile) et des perméabilités très faibles (inférieures à 1 cm/heure) avec une porosité faible. Ces alluvions sont abondantes dans la rive droite de la plaine de Cheliff (confluent Ouahrane Chlef), autour de la cuvette de Boukadir et dans la partie orientale de la plaine des Medjadjas.

Zone IV : Alluvions salées :

Trois secteurs bien délimités géographiquement présentent des sols salés.
La zone de confluence des Oueds Sly et Chlef.
Le piémont Nord-Ouest de la plaine de Chlef.
Un petit secteur de la plaine de Bir-Saf-Saf.
Dans ces secteurs, la conductivité électrique varie entre 4 et 7mmhos/cm dès la surface, elle croit toujours avec la profondeur, La texture est équilibrée.

Zone V : Alluvions fortement salées et tersifiées :

Cette zone concerne exclusivement la plaine de Boukadir, présente des conductivités supérieures à 7 mmhos/cm dès la surface, elle présente des sols très lourds (plus de 40 % d'argile) fortement tirsifiés.

Zone VI : Alluvions anciennes et sols de piémont non tersifiés :

Ces alluvions sont situées exclusivement à la périphérie des plaines d'Ech-cheliff, Ouled- Feres et Oued Fodda ainsi que dans la plaine des Medjadjas.
Les sols présentent une texture argilo –limoneuse à argileuse, ils sont bien structurés et de une bonne perméabilité (K de l'ordre de 10 cm/heure).
Dans certains secteurs peuvent apparaître des risques d'érosion, c'est notamment le cas sur les piémonts Nord-Ouest de la plaine de Ouled-Feres (Oued Ouahrane)

Zone VII : Sols sur croûte ou encroûtement calcaire :

Les sols sont de texture argilo limoneuse et bien structurés. Les croûtes calcaires sont souvent mêlées à des formations caillouteuses (Poudingues).

Globalement, on distinguera deux ensembles distincts de sols :

- Les sols d'alluvions.
- Les sols de bordure.

Cette séparation n'a rien de formel, mais permet au contraire de faire rapidement la part entre un ensemble de sols (les sols de bordure) qui ne présenteront jamais de problème de salure, mais dont les teneurs en calcaire actif sont très élevées et les sols de la plaine qui présenteront des caractéristiques inverses. Les phénomènes de tirsification pourront se présenter dans les deux cas.

III .4.2. Végétation

Le rôle de la végétation dans le bilan hydrique des sols a fait l'objet d'études aussi nombreuses que variées. Pour l'hydrologue, l'influence de la végétation sur l'évapotranspiration se manifeste à l'échelle macroscopique, en rapport avec les surfaces étendues sur lesquelles pousse un grand nombre de variétés. Une végétation dense, surtout herbacée, a une influence mécanique sur l'écoulement en offrant une résistance au ruissellement d'autant plus grande que le tapis est plus dense (ROCH 1962)

La région du Cheliff en générale, est à vocation agricole : la prédominance de l'arboriculture fruitière sur les plaines et les terrains à faible pente couvre environ 47% de la superficie cultivée totale.

Dans la zone d'étude, les aires d'irrigation sont localisées essentiellement dans la plaine du Cheliff et au niveau des vallées des oueds (Oued Ras et Oued Ouahrane).

III .5.Conclusion

L'analyse de ces différents paramètres physiques et géomorphologiques (lithologiques) permettra une meilleure compréhension des causes des variations des régimes hydrologiques de chaque bassin versant étudié et par conséquent leur contribution dans la genèse des crues. Leur interaction détermine la variabilité des phénomènes hydrologiques dans le temps et dans l'espace.

La pente favorise le ruissellement et le décochement des phénomènes érosifs. L'hypsométrie joue un rôle très important dans l'érosion; lorsque l'altitude augmente la pluie s'élève d'une façon générale en fonction de l'exposition, ce qui donne à notre bassin une pluviosité et un écoulement importants. Ainsi la forme du bassin aide à la réponse rapide de l'écoulement.

Chapitre IV

Etude Hydro Pluviométrique Et Climatique

IV.1. Introduction

En hydrologie, l'étude climatologique est basée sur les données des précipitations et des températures. Elle nous permet de définir le bilan hydrique en se basant sur l'étude de l'évaporation et du ruissellement. Par conséquent, elle permet de déterminer le taux d'infiltration.

L'étude pluviométrique présente un intérêt considérable en hydro climatologie, car elle permet de décrire le régime d'écoulement.

IV.2. Equipement des sous bassins

L'ensemble des données pluviométriques de base est mis à notre disposition par l'ANRH. Les fichiers de ces données donnent les valeurs mesurées des pluies moyennes journalières des diverses stations pluviométriques de la région d'étude sur de longues périodes d'enregistrement. Les bassins versants étudiés sont équipés de 10 stations pluviométriques et 03 hydrométriques, pour assurer une bonne représentation de notre étude.

La figure (IV.1) et le tableau (IV.1) ci-dessous présentent les caractéristiques des stations pluviométriques utilisées dans cette étude.

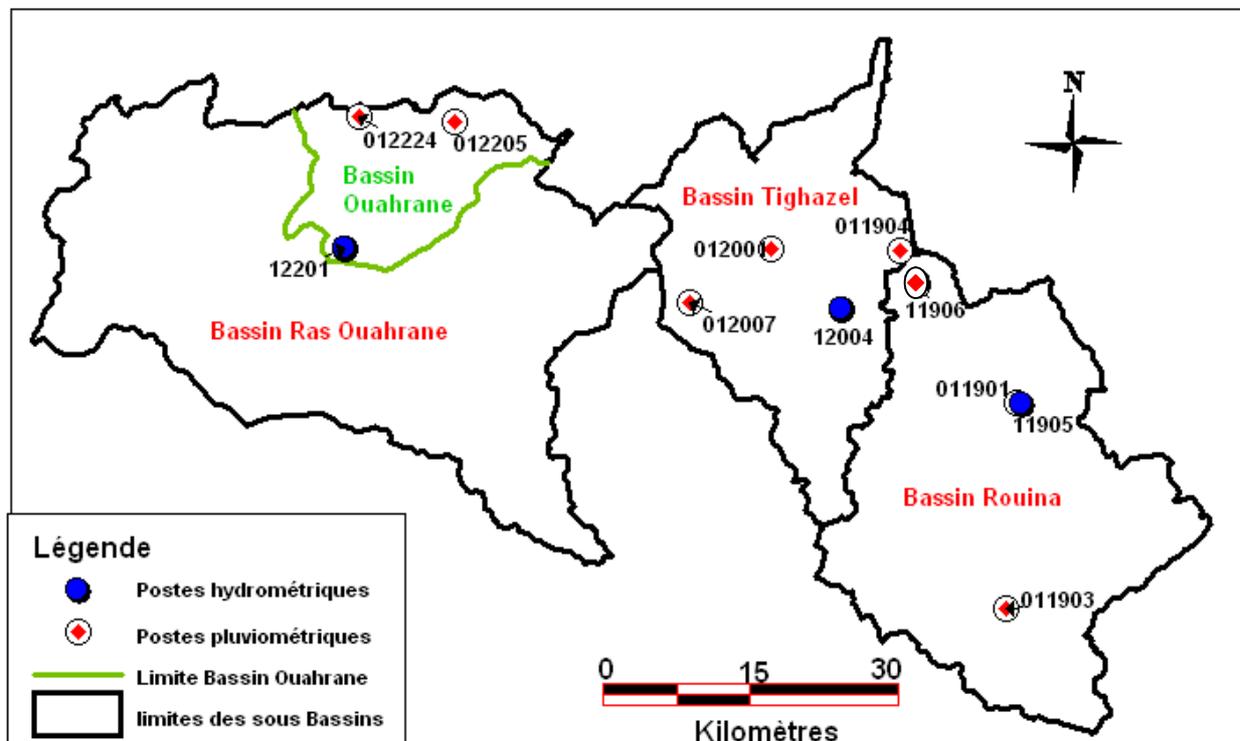


Figure IV .1 : Position des stations Hydrométriques et Pluviométriques de la zone d'étude

Tableau IV .1 : Caractéristiques des stations pluviométriques (ANRH)

stations	code	X(m)	Y(m)	Altitude (m)	P(mm)	période d'observation
Touaibia	011901	430850	313350	350	285.33	1990-2008
Tuoutiae Hassania	011903	429950	294450	850	406.07	1990-2008
Ruina marine	011904	419800	327300	190	321.22	1990-2008
Ruina mine	011906	421450	324150	245	309.85	1990-2008
El Abadia	012001	407085	327300	162	318.41	1990-2008
Tighazel	012004	414350	321700	320	345.66	1990-2008
Bir sa-fsaf	012007	400350	322250	195	311.93	1990-2008
Ouled fares	012201	368100	326650	116	330.53	1990-2008
Benairia	012205	378150	338400	320	417.55	1990-2008
Bouzhghaia	012224	369200	338850	217	360.40	1992-2008

Un travail préliminaire a consisté à combler les manquantes contenues dans les séries de mesures. En effet, des manquantes et discontinuités dans les séries chronologiques des pluies et des débits ont été remarquées durant certaines années ou mois d'une année. La méthode des doubles masses (doubles cumuls) a été utilisée afin de vérifier l'homogénéité des séries de l'ensemble du réseau de postes hydrométriques et pluviométriques. On peut donc reconstituer des séries homogènes.

Le principe de cette méthode graphique consiste à vérifier l'homogénéité des taux annuels et la technique de régression pour estimer les précipitations annuelles manquantes dans les stations.

IV .3. Précipitation annuelle mensuelle et saisonnière

IV .3.1. Détermination de la lame d'eau précipitée des sous bassins

L'estimation de la lame d'eau précipitée a été effectuée par la méthode des isohyètes à partir de la carte pluviométrique représentée sur la figure (IV.2). Elle est moins rapide mais plus précise que celle de Thiessen. Cette méthode possède l'avantage de prendre en considération la distribution géographique des stations.

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité tracées grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin pendant une période déterminée.

La pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante :

$$P_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \times S_i}{S}$$

Equation IV .1

Les résultats des calculs sont illustrés dans le tableau (IV .2)

Tableau IV .2 : Estimation de la lame d'eau précipitée dans chaque bassin (90/91-2007/2008)

Sous bassins	Rouina	Tighazel	Ouahrane
Surface élémentaire (Km ²)	872.57	128.97	270.7
Lame d'eau précipitée (mm)	331	326	369

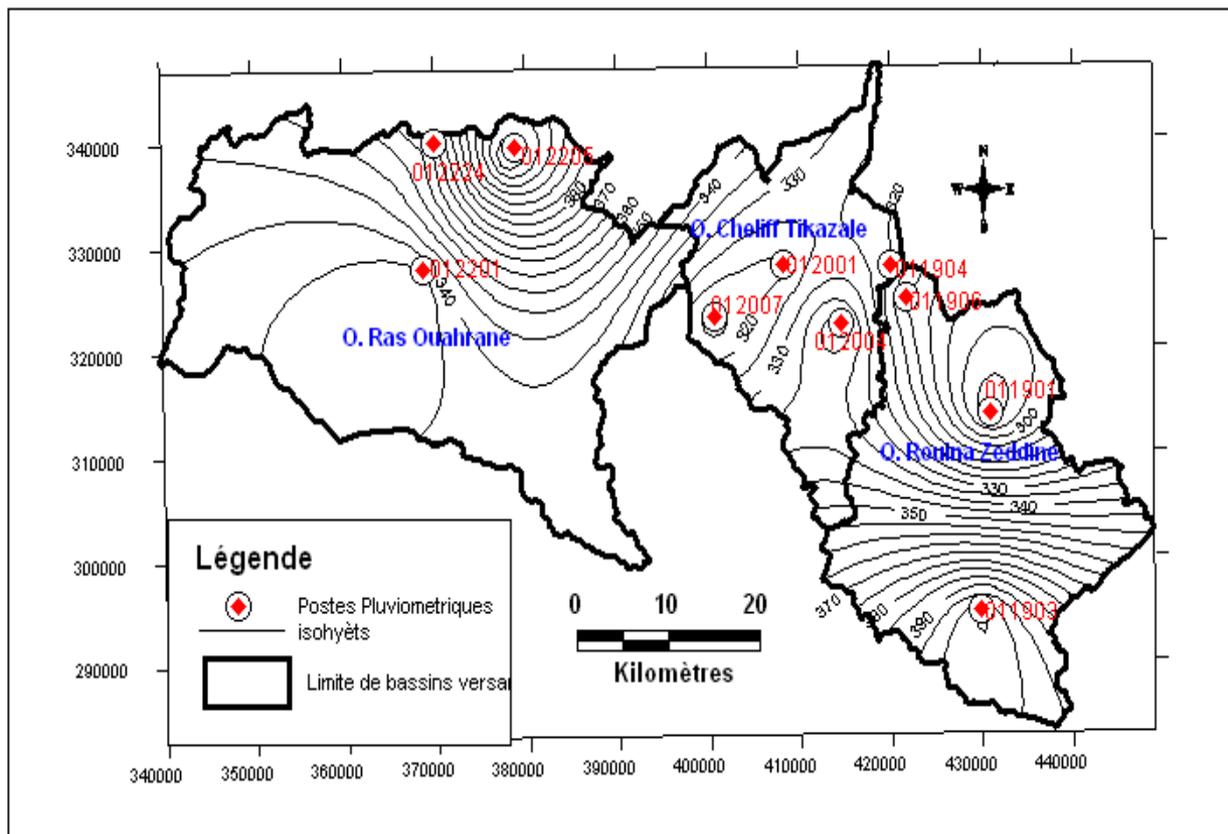


Figure IV .2 : Carte pluviométrique des sous bassins versants

IV .3.2 La répartition de la pluie annuelle et interannuelle

Le premier facteur des mécanismes hydrologiques est la pluie. Celle-ci peut être analysée à plusieurs échelles de temps : moyenne interannuelle, variabilité annuelle, répartition mensuelle et caractéristiques journalières.

L'analyse de la répartition des précipitations vise à obtenir le maximum d'informations sur les séries d'échantillons, à évaluer la qualité des conclusions déduites et à quantifier le risque d'une généralisation à partir des données partielles. La répartition des précipitations des sous bassins est présentée au tableau (IV.3) et figure (IV.3)

Tableau IV .3 : Précipitation annuelle des sous bassins (1990-2008)

Bassins Années	Pluie Ouahrane	Pluie Tighzel	Pluie Rouina
1990	352,20	252,13	315,75
1991	275,50	281,80	322,08
1992	159,80	210,60	250,13
1993	195,03	213,13	221,90
1994	249,77	305,60	351,63
1995	457,13	562,53	418,70
1996	345,00	288,30	264,33
1997	470,23	375,93	375,05
1998	319,67	283,03	304,30
1999	324,03	190,00	209,70
2000	380,30	311,63	412,15
2001	492,57	304,00	263,13
2002	366,60	353,60	367,35
2003	362,03	373,20	353,88
2004	372,90	293,00	315,53
2005	510,40	351,30	372,10
2006	483,13	312,40	316,013
2007	422,17	384,50	364,60
2008	470,60	457,63	470,70

IV.3.2.1 Bassin Ouahrane

L'évolution des précipitations moyennes annuelles montre une alternance des années humides et des années sèches. L'année la plus sèche est 1992 avec un minimum de 159.80 mm. L'année la plus humide est 2005 avec un maximum de 510.40 mm

IV.3.2.2 Bassin de Tighazel

L'analyse des variations interannuelles des précipitations, sur une période de 19 ans (90/91-2007/2008), montre que l'année 1995 est la plus arrosée avec 562.53mm et l'année 1999 est la plus sèche avec 190 mm. Notons que les précipitations moyennes interannuelles s'évaluent à 325.3 mm

IV.3.2.3 Bassin de Rouina

L'évolution des précipitations moyennes annuelles montre une alternance des années humides et des années sèches. On remarque que les précipitations maximales ont été enregistrées pendant l'année hydrologique 2008 avec 470.7 mm .l'année 1999 est la plus sèche de la période d'étude avec un minimum de 209.7 mm.

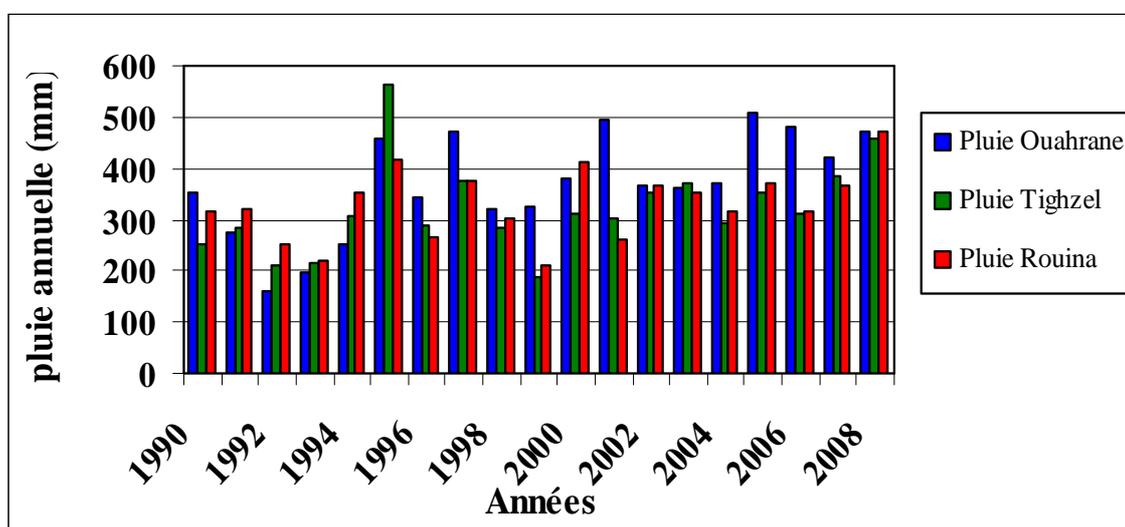


Figure IV.3: Histogramme des répartitions des pluies annuelles dans les sous bassins

Le tableau (IV.4) résume les différents paramètres statistiques des pluies moyennes interannuelles des bassins versants analysés.

Tableau IV.4 : paramètres statistiques des pluies des bassins (Ouahrane, Tighazel, Rouina)

Bassins	Ouahrane	Tighazel	Rouina
Maximum	510,40	562.53	470.7
Minimum	159,80	190	209.7
Moyenne	368,90	325.27	330.57
Ecart Type	100,54	88.20	68.52
Coefficient de Variation	0,27	0.27	0.21

Le phénomène de variabilité inter annuelle des modules pluviométriques est bien exprimé par le coefficient de variation (CV) traduisant la dispersion relative des pluies. Les valeurs du coefficient de variation relatives à la période (1990/91-2007/08) pour les trois bassins, oscillent entre 0.21 et 0.27, ce qui implique une variabilité faible dans l'ensemble.

Pour mieux cerner cette irrégularité inter annuelle des précipitations qui a un rôle essentiel et décisif sur l'écoulement 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.

L'ajustement graphique des séries pluviométriques des différentes stations des bassins étudiés pour la période (1990/2008), (figure Annexe) montre que la pluie s'ajuste suivant une loi de Gauss ou Gumbel. En outre, nous avons calculé pour les stations situées dans nos bassins d'étude, les précipitations relatives (Tableau IV.5).

Tableau IV .5: Pluies annuelles des différentes probabilités de 10 postes

Code	Nom de station	Altitude (m)	Précipitation (mm)					Précipitation (mm)		
			Loi se Gumbel					Loi de Gauss		
			10ans	20ans	50ans	100ans	1000ans	2ans	10ans	50ans
			F=0.9	F=0.95	F=0.98	F=0.99	F=0.999	F=0.5	F=0.1	F=0.02
U=2.25	U=2.97	U=3.90	U=4.5	U= 6.90	0	U=1.28	U=2.05			
011901	Touaibia	350	380.11	420.55	467.18	506.49	641.30	285.30	375.76	430.17
011903	Tuoutia elHassania	850	534.81	589.71	660.62	706.37	889.3	406	532.19	608.11
011904	Rouina marine	190	416.96	457.82	510.60	544.65	680.85	321.2	410.70	464.54
011906	Rouina mine	245	404.22	444.57	496.69	530.31	664.81	309.6	401.54	456.85
012001	El Abadia	162	467.07	530.65	612.77	665.75	877.67	318.1	453.01	534.17
012004	Tighazel	320	452.15	498.73	558.89	597.71	752.96	343	444.53	505.61
012007	Bir saf-saf	195	425.39	475.53	540.29	582.08	749.22	307.9	421.96	490.58
012201	Ouled Féres	116	418.69	456.30	504.50	536.23	661.61	330.53	.00417	469.00
012205	Benairia	320	626.00	714.94	829.83	903.49	1200.42	417.55	630.11	757.97
012224	Bouzghaia	217	492.90	549.39	622.34	669.42	857.69	360.39	489.27	566.80

IV .3.3 Répartition mensuelle et saisonnière

Pour toutes les stations pluviométriques, la pluviosité mensuelle est nettement variable, et n’offre pas des courbes régulièrement croissantes, de ce fait, les mois où la pluviosité est inférieure à la moyenne mensuelle de l’année ne sont pas consécutifs comme le montre la figure (IV .4) et le tableau (IV.6).

Tableau IV .6 : répartition de la pluviométrie mensuelle des sous bassins versants (Rouina, Tighazel , Ouahrane)

Mois / Stations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jui	A	Module annuel	Module mensuel
O Rouina	21	27.95	43.1	42.46	46.18	41.62	34.21	37	24.93	5.74	1.94	4.47	330.6	27.55
O Tighazel	19	24.15	47.03	44	45.45	40	34.05	36.43	27.45	4.6	1.14	2	325.3	27.10
O Ouahrane	17.17	28.7	65.32	54.15	48.4	43.17	33.87	44.76	28.43	2.3	0.95	2.28	369.5	30.76

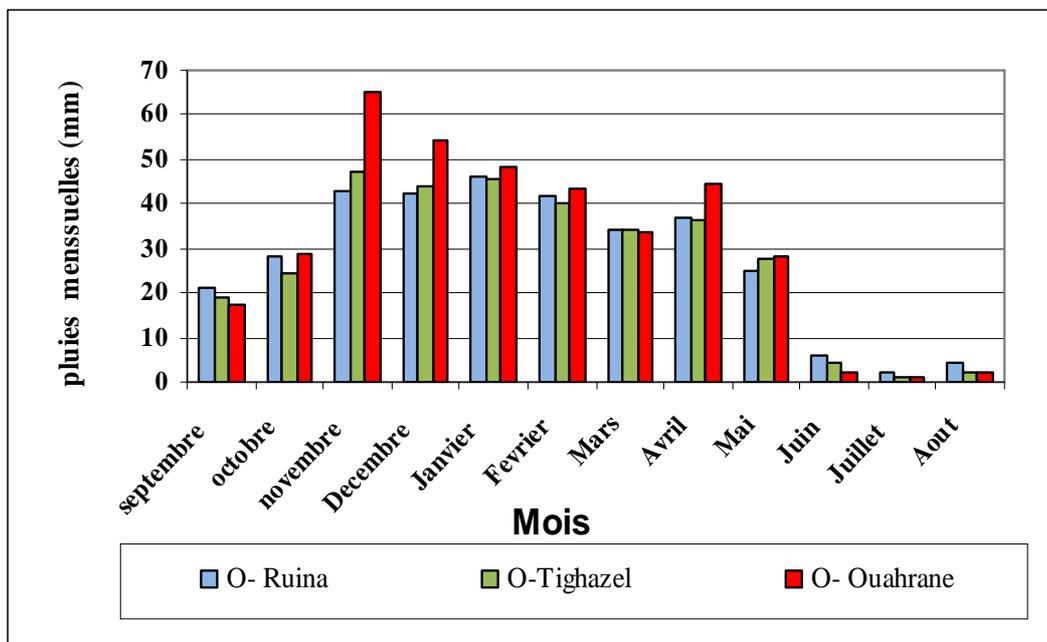


Figure IV.4 : Précipitation moyenne mensuelle période (1990-2008)

L'analyse des données pluviométriques mensuelles de bassin de Rouina montre que le maximum de précipitations s'observe au mois de janvier avec 46.18 mm et 1.94 mm comme valeur minimale au mois de juillet. Pour les deux bassins Tighazel et Ouahrane successivement, la valeur maximale s'observe au mois de novembre avec (47.03 ; 65.32) et au mois de juillet, le minimum (1.14 ; 0.95).

La meilleure méthode pour étudier la variation des précipitations saisonnières est la méthode des rapports entre la moyenne des précipitations mensuelles et la moyenne annuelle.

L'étude des précipitations saisonnières s'effectue de la manière suivante : Distribution de lame d'eau précipitée durant une année et selon quatre saisons.

Tableau IV .7 : Indice saisonnier des pluies sur les bassins

Bassins versants		Automne			Hiver			Printemps			Eté		
		sep	oct	nov	déc	jan	fev	mar	avr	mai	jui	juil	aout
Rouina	P(mm)	21	27.95	43.1	42.46	46.18	41.62	34.21	37	24.93	5.74	1.94	4.47
	Pmen/ pan (%)	6.35	8.45	13.03	12.84	13.96	12.58	10.34	11.2	7.54	1.73	0.58	1.35
Tighazel	P(mm)	19	24.15	47.03	44	45.45	40	34.05	36.43	27.45	4.6	1.14	2
	Pmen/ pan (%)	5.84	7.53	14.45	13.52	13.98	12.29	10.47	11.17	8.43	1.41	0.35	0.61
Ouahrane	P(mm)	17.17	28.7	65.32	54.15	48.4	43.17	33.87	44.76	28.43	2.3	0.95	2.28
	Pmen/ pan (%)	4.64	7.76	17.68	14.65	12.74	13.10	9.16	12.11	7.69	0.62	0.25	0.62

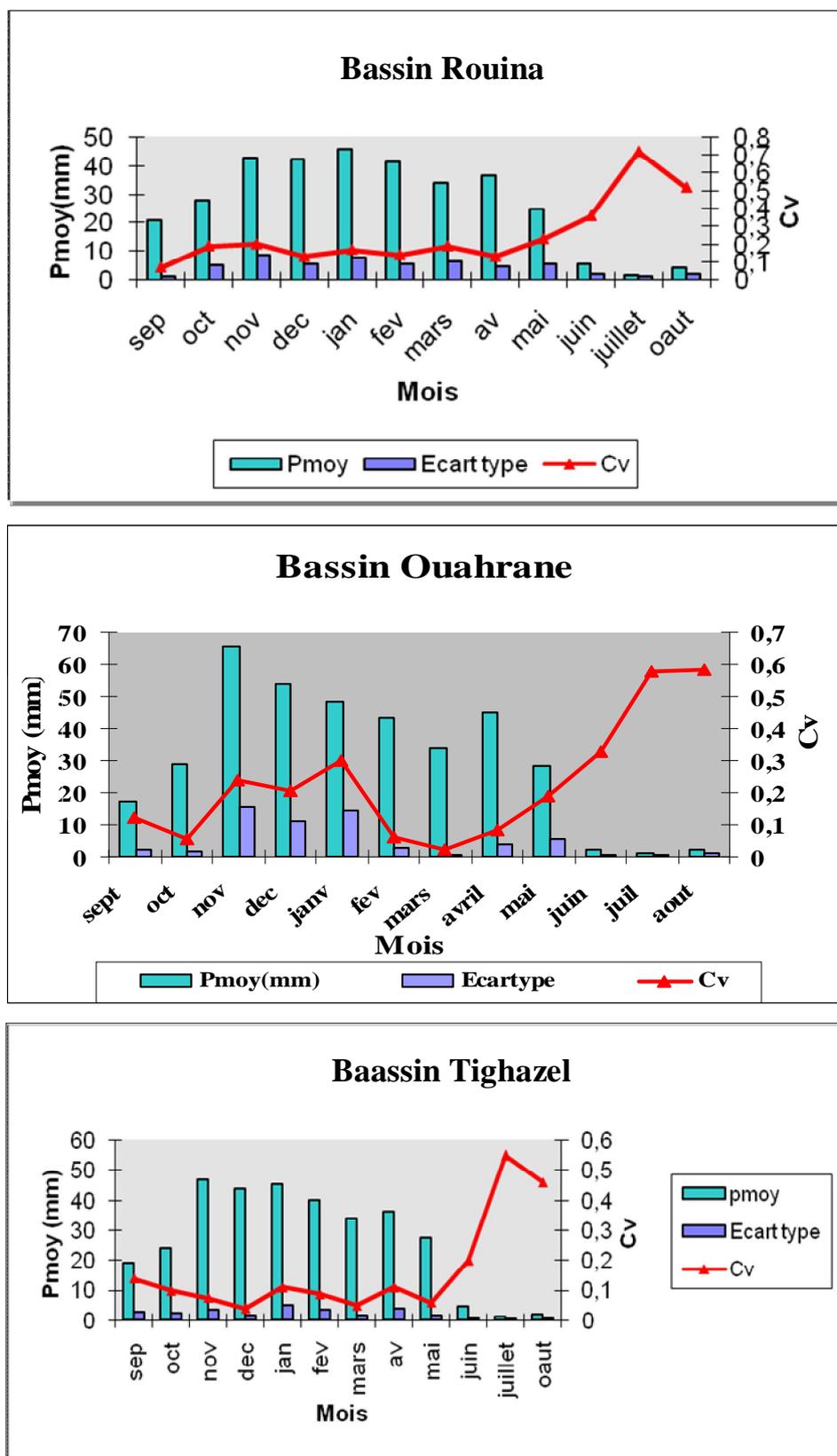


Figure IV.5: Variation des précipitations mensuelles des bassins versants (Rouina, Tighazel; Ouahrane).

Les données présentées dans le tableau (IV .7) montrent que :

- La saison la plus humide est l'hiver pour les trois bassins (Rouina, Tighzel, Ouahrane)
- La saison la plus sèche est l'été pour l'ensemble des bassins.
- La répartition saisonnière des précipitations se représente comme suit :

pour les trois bassins : Rouina, Tighazel et Ouahrane, la période pluvieuse se situe en hiver avec (39.38% ; 39.79% ; 40.49%) suivie du printemps (29.17% ; 30.07% ; 30.08%) puis de l'automne (27.83% ; 27.82% ; 28.96%).

IV.3.4 Pluies maximales journalières :

La protection des ouvrages, des populations et de leurs biens contre les dégâts causés par les crues, nécessite de s'intéresser aux phénomènes de pluies journalières extrêmes annuelles et de quantifier leurs valeurs pour différentes périodes de retour.

L'estimation des pluies journalières maximales pour différentes périodes de retour est approchée par l'utilisation de formules empiriques, de la méthode du Gradex ou de modèles pluie – débit. Plus la série prise en compte est longue meilleure sera l'estimation des crues. Une période allant de 90/91 à 2007/2008 est disponible pour plusieurs stations comme le montre le tableau (IV .8).

Tableau IV .8: Pluies journalières maximales entre (1990/2008)

Années	Benairia	Rouina mine	El Abadia	Tighazel	Ouled Féres	Touaibia
1990 - 1991	21,2	15,2	17,9	18,4	28,7	20,5
1991 - 1992	39,3	21,7	28,1	22,9	21,3	18,6
1992 - 1993	67	21,5	21,2	22,3	26,2	20,7
1993 - 1994	22	24,2	27,4	35,4	20,5	21,9
1994 - 1995	30,1	45,2	28,7	44,4	41,4	33,2
1995 - 1996	45,6	26,4	92	33,3	27,4	26,9
1996 - 1997	65	44,4	42	59	52,8	38
1997 - 1998	57,5	32,9	33,2	44,2	49,2	40
1998 - 1999	144,4	24,2	38,5	39,3	57,3	35,1
1999 - 2000	49,5	18,1	24	25,1	28,8	14,8
2000 - 2001	60	50,1	40,6	56,3	47,4	24,2
2001 - 2002	147,7	43,4	31	39,6	80,3	13,5
2002 - 2003	40,3	28,4	30,2	23,2	21,7	18,2
2003 - 2004	45,5	20	29,9	44,4	26,3	27
2004 - 2005	34,9	23,1	24,9	30,6	25,2	23,6
2005 - 2006	142	28,2	21	49,6	40,6	23,7
2006 - 2007	59,2	22	19,2	16,7	28,8	27,3
2007-2008	48	43,2	48,5	32,2	24,5	34,9
2008-2009	51,8	27,3	28	39,8	37,1	42,1

L'application des lois de Gumbel donne les valeurs de pluies maximales pour différentes fréquences représentées par les figures et les tableaux suivants.

Tableau IV.9 : Valeurs des variables réduites de Gumbel pluies maximales calculées

Fréquences F(x)	Temp de retour	Variable réduite de Gumbel	Pluie maximale calculée					
			Touaibia	Rouina mine	El Abadia	Tighazel	Benairia	Ouled Fares
0.9	10ans	2.25	37.14	43.19	53.26	51.98	110.71	56.75
0.95	20ans	2.97	41.83	49.07	62.03	58.97	131.64	65.57
0.98	50ans	3.90	47.90	56.64	75.12	68.00	158.69	76.96
0.99	100ans	4.50	51.81	61.35	80.34	73.81	176.14	84.32
0.999	1000ans	6.90	67.46	81.10	109.21	97.09	245.93	113.72

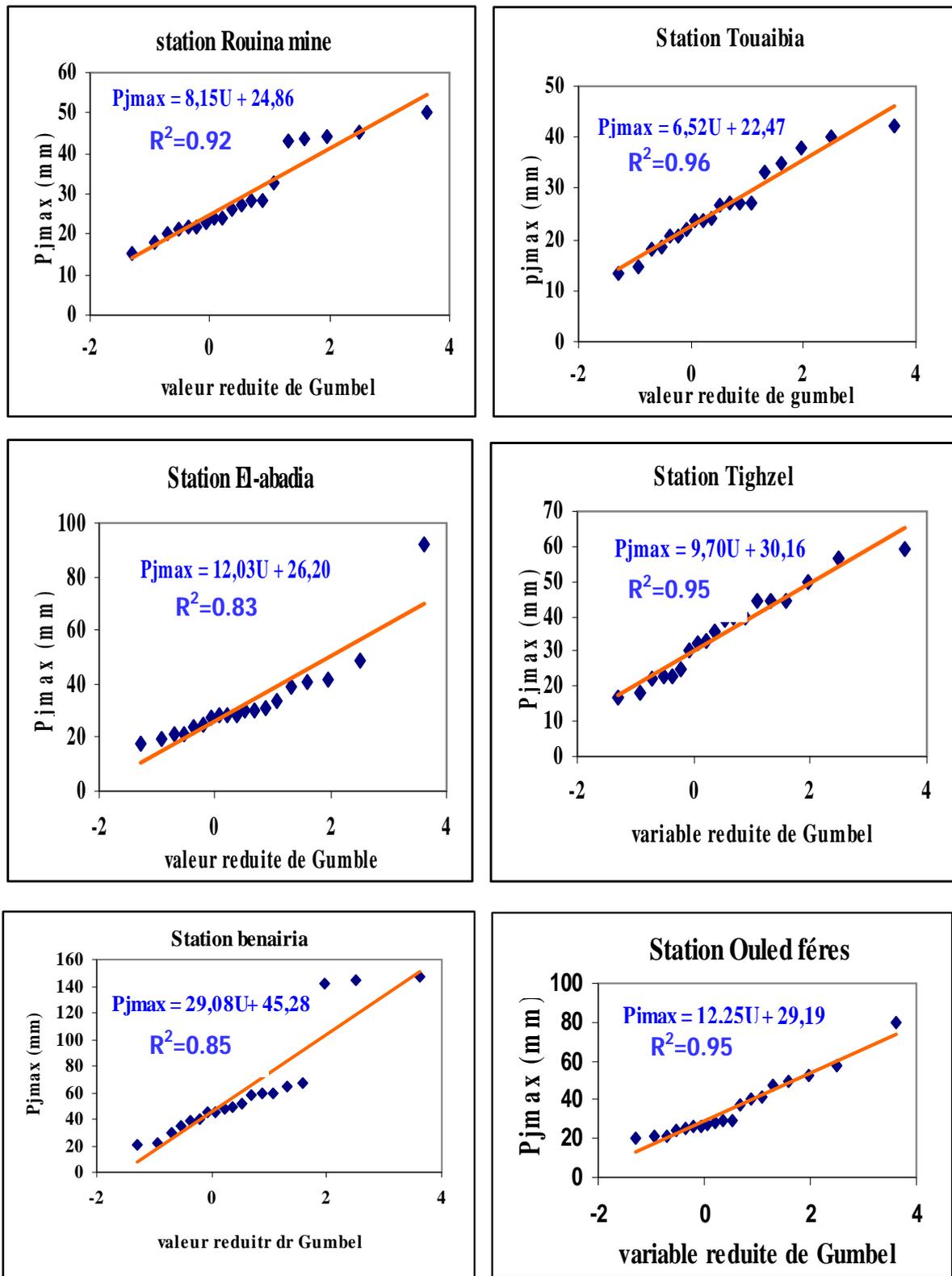


Figure IV .6. : Ajustement des pluies journalières maximales à loi de Gumbel.

IV.4 Variation interannuelle des écoulements moyens et extrêmes

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 m³/s. Nous disposons de séries de données hydrométriques représentant 17 à 19 ans d'observation.

4.4.1. Variation des débits annuels

La variation des modules au niveau de trois stations est illustrée par les figures (IV .7)

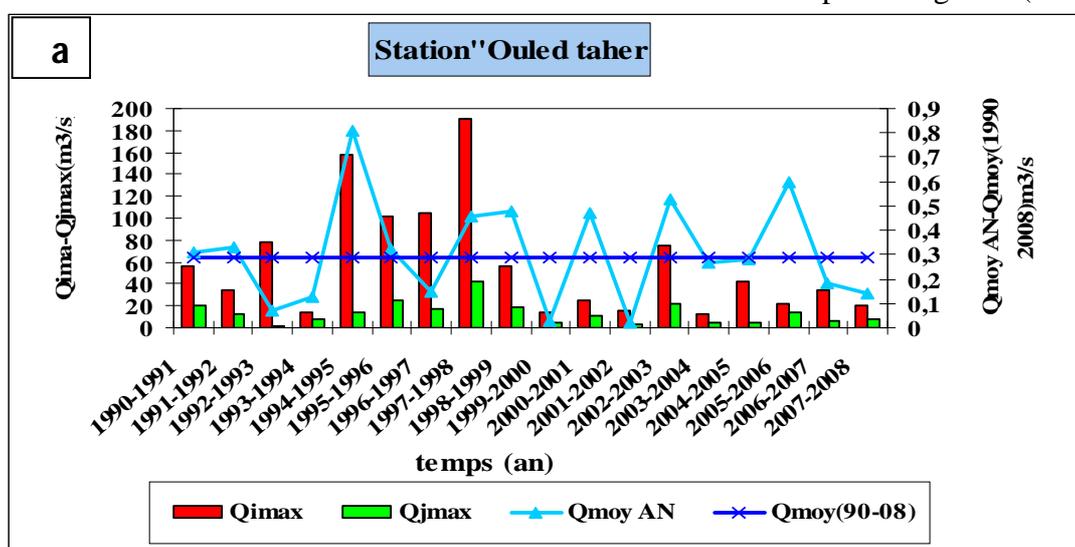


Figure IV .7a: Variation des débits interannuelle d’oued Rouina à Ouled Taher (1990/2008)

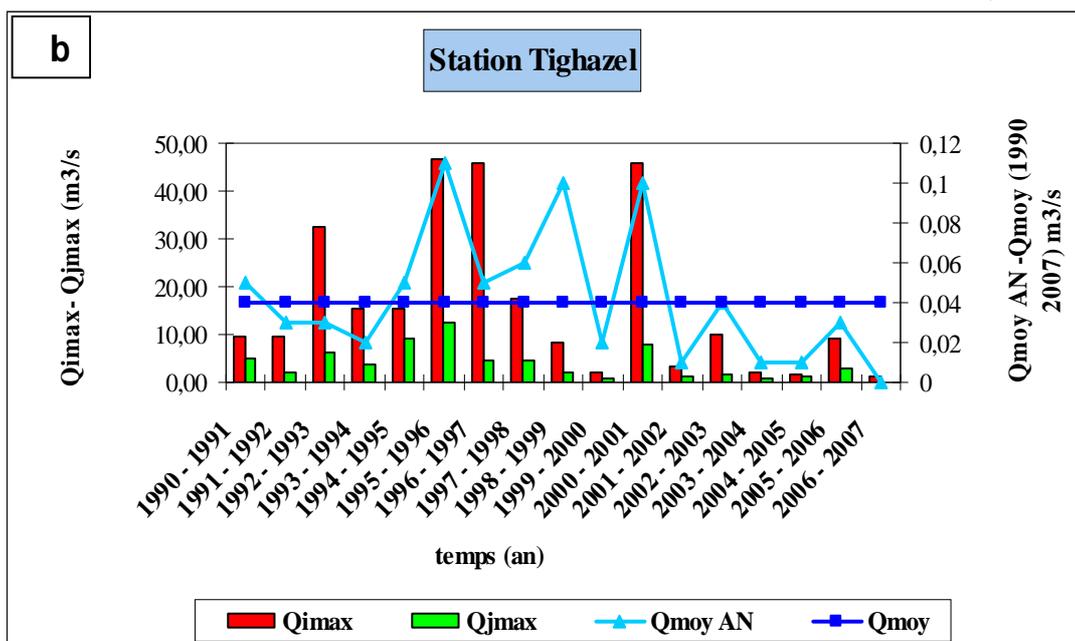


Figure IV .7b: Variation des débits interannuelle d’oued Tighazel à Tighzel (1990/2008)

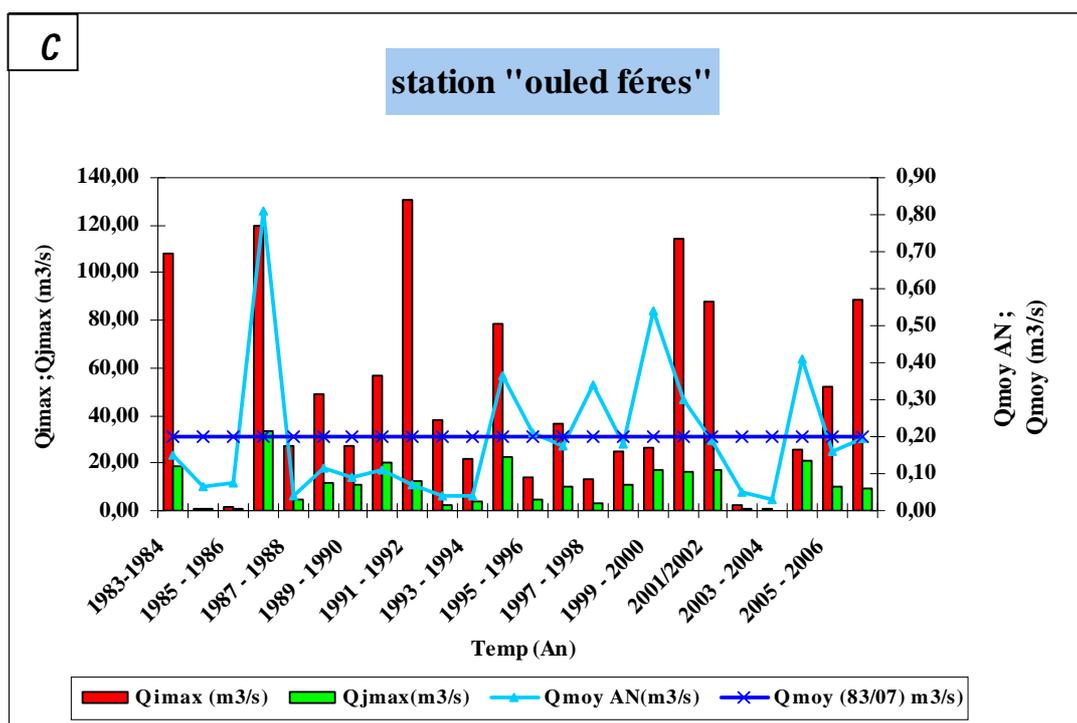


Figure IV .7c : Variation des débits interannuelle d' oued Ouahrane à Ouled Féres (1990/2008)

Les tableaux (IV.9), (IV.10) et (IV 11) montrent que Oued Rouina à Ouled Taher débite $0.31\text{m}^3/\text{s}$ avec une aire de réception de 872.57km^2 , l'oued Ras Ouahrane à Ouled Féres transite un débit de $0.20\text{ m}^3/\text{s}$ pour une surface drainée de 1438.54 km^2 , l'oued Tighazel à Tighazel, qui est un petit bassin (128.97 km^2) affiche un débit relativement faible de $0.04\text{m}^3/\text{s}$

La variation inter annuelle peut être aussi précisée par le coefficient de variation (Cv) (tableaux).

Les valeurs du coefficient de variation sont élevées. Nous relevons la plus forte valeur au niveau d'Ouahrane avec (0.93). Cette variabilité dans l'ensemble est liée à l'alimentation essentiellement pluviale irrégulière des cours d'eau, d'autant plus qu'il s'agit d'une période climatique "sèche".

Tableau IV .10 : Variation interannuelle des débits moyens et maximaux de la station de Ouled Taher (bassin de Rouina)

Années	QimAX	Qmoy	Date	Qjmax
1990-1991	56	0,31	15/03/1991	20,85
1991-1992	34,35	0,33	27/01/1992	12,07
1992-1993	77,50	0,07	01/08/1993	2,02
1993-1994	14,43	0,13	08/02/1994	7,51
1994-1995	158,00	0,81	29/09/1994	13,3
1995-1996	102,07	0,32	06/02/1996	24,98
1996-1997	104,00	0,15	21/04/1997	17,89
1997-1998	191,00	0,46	24/05/1998	42,59
1998-1999	56,32	0,48	01/03/1999	19,13
1999-2000	14,80	0,03	19/12/1999	4,32
2000-2001	25,30	0,47	19/01/2001	10,94
2001-2002	14,88	0,02	19/08/2002	2,52
2002-2003	74,46	0,53	28/02/2003	22,46
2003-2004	12,90	0,27	03/03/2004	4,85
2004-2005	42,25	0,28	11/09/2004	5,19
2005-2006	21,92	0,6	27/02/2006	13,44
2006-2007	35,00	0,18	08/03/2007	6,83
2007-2008	20,80	0,14	28/10/2007	8,36
Moy	58,67	0,31		13,29
Ecart type	51,53	0,22		10,17
Cv	0,88	0,71		0,76
Max	191	0,81		42,59

Pendant la période de 90/91 à 2007/2008 les bassins considérés ont été marqués par des crues de grande amplitude

Par exemple pour le bassin de Rouina, l'année 97/98 a été marquée par une crue le 24/05/1998 qui a pu atteindre un débit instantané de 191 m³/s et un débit journalier maximal de 42.59m³/s. La crue qui a été enregistrée le 28/02/2003 avait respectivement un débit instantané et journalier maximal de 74.46 m³/s et 22.46 m³/s.

Tableau IV .11 : Variation interannuelle des débits moyens et maximaux de la station Tighazel (Bassin de Tighazel)

Années	QiMAX	Qmoy	date	Qjmax
1990 - 1991	9,73	0,05	14/03/1991	5,04
1991 - 1992	9,73	0,03	28/01/1992	2,08
1992 - 1993	32,34	0,03	22/04/1993	6,25
1993 - 1994	15,30	0,02	08/02/1994	3,69
1994 - 1995	15,30	0,05	07/01/1995	9,31
1995 - 1996	46,50	0,11	15/03/1996	12,34
1996 - 1997	45,80	0,05	21/04/1997	4,59
1997 - 1998	17,60	0,06	22/11/1997	4,77
1998 - 1999	8,31	0,1	01/03/1999	2,1
1999 - 2000	2,10	0,02	19/12/1999	0,87
2000 - 2001	45,80	0,1	16/11/2000	8,01
2001 - 2002	3,28	0,01	24/12/2001	1,13
2002 - 2003	10,06	0,04	25/11/2002	1,81
2003 - 2004	1,96	0,01	26/11/2003	0,75
2004 - 2005	1,62	0,01	01/03/2005	1,08
2005 - 2006	9,00	0,03	05/05/2006	2,84
2006 - 2007	1,35	0	16/04/1007	0,12
Moy	16,22	0,04		3,93
Ecart type	16,15	0,034		3,41
Cv	0,99	0,84		0,87
Max	46,50	0,11		12,34

Pour le bassin de Tighazel, la crue enregistrée le 16/11/2000 avait un débit instantané de 45.8 m³/s et un débit journalier maximal de 8.01 m³/s. Durant l'année 2000/2001, et l'année 96/97 une crue a pu atteindre un débit instantané de 45.8 m³/s et un débit journalier maximal de 4.59.

Tableau IV.12 : Variation interannuelle des débits moyens et maximaux de la station d'Ouled Féres (bassin de Ouahrane)

Années	Qi	Qmoy	Date	Qjmax
1983-1984	108,00	0,15	23/11/1983	18,29
1984 - 1985	1,01	0,06	06/03/1985	0,66
1985 - 1986	1,72	0,07	30/01/1986	1,06
1986 - 1987	120,00	0,81	05/02/1987	33,6
1987 - 1988	27,00	0,04	04/10/1987	4,41
1988 - 1989	49,16	0,11	14/12/1988	11,91
1989 - 1990	27,00	0,09	10/04/1990	11,02
1990 - 1991	57,08	0,11	03/10/1990	20,45
1991 - 1992	130,60	0,07	07/05/1992	12,26
1992 - 1993	37,76	0,04	01/03/1993	2,19
1993 - 1994	21,60	0,04	20/01/1994	4,24
1994 - 1995	78,50	0,37	22/01/1995	22,47
1995 - 1996	13,65	0,21	15/03/1996	4,61
1996 - 1997	36,70	0,18	02/09/1996	10,26
1997 - 1998	13,30	0,34	06/12/1997	3,23
1998 - 1999	25,20	0,18	19/01/1999	10,83
1999 - 2000	26,30	0,54	18/12/1999	17,14
2000-2001	114,00	0,30	24/10/2000	16,28
2001-2002	87,59	0,19	10/11/2001	16,98
2002 - 2003	2,42	0,05	11/01/2003	1,13
2003 - 2004	0,68	0,03	29/01/2004	0,12
2004 - 2005	25,70	0,41	09/12/2004	20,88
2005 - 2006	52,40	0,16	05/05/2006	10,18
2006 - 2007	88,80	0,19	16/04/2007	9,16
Moy	47,76	0,20		10,97
Ecart type	40,95	0,19		8,55
CV	0,85	0,93		0,84
Max	130,60	0,81		33,6

Parmi les crues qui ont été enregistrées pour le bassin de Ouahrane durant la période d'étude, on peut citer par exemple la crue de 17 janvier 1995 dont le débit instantané et journalier maximal ont atteint respectivement 78.5 m³/s et 22.47 m³/s, et la crue du 7 mai 1982 qui a atteint les débits de 130.6 m³/s et 12.26 m³/s; c'est la valeur la plus grande durant la période d'étude. On remarque que les fortes crues instantanées sont observées pratiquement durant les mois secs. Ceci implique que les sols des bassins desséchés sont facilement apportés par le ruissellement qui se forme par les premières pluies. De plus la lithologie des bassins sont représentées par un sol imperméable (les argiles, les marnes).

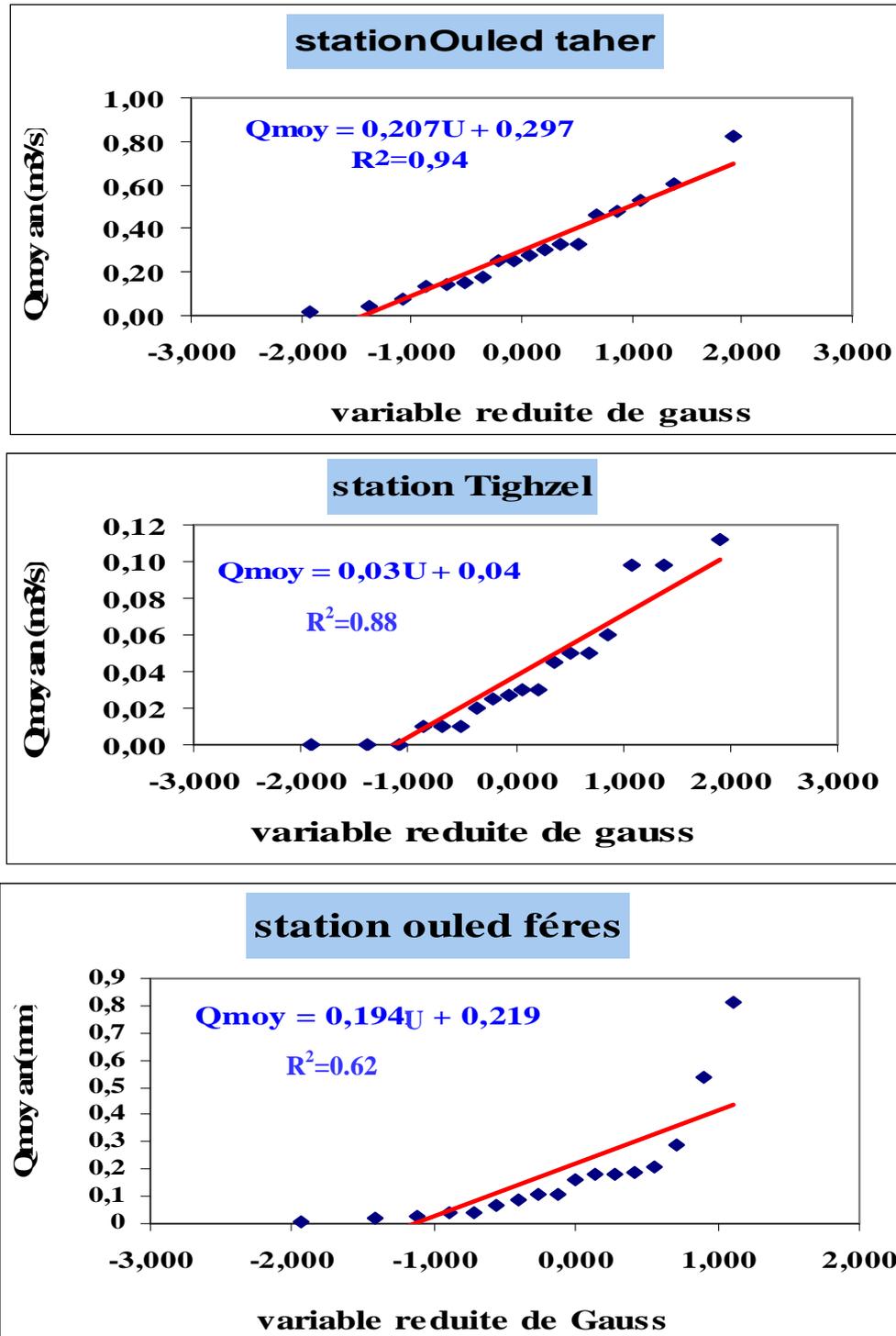


Figure IV .8 : Ajustement des débits moyens annuels des stations (Ouled taher- tighazel - ouled féres) entre (90/07)

Fréquences F(x)	Temps de retour	Valeur réduite de Gauss U	Débit théorique (m3/s)		
			Station Ouled Taher	Station Tighazel	Station Ouled Fères
0.5	2ans	0	0.297	0.04	0.219
0.1	10ans	1.28	0.558	0.078	0.467
0.02	50ans	2.05	0.721	0.101	0.616

IV.4.2 Variation des débits mensuels

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. Pour répondre au but envisagé, nous essayerons de faire ressortir les mois les plus abondants en écoulement. La figure (IV. 9), réalisée à partir du tableau (IV .13) représente les variations interannuelles des débits; moyen et maximaux des oueds Rouina, Tigazel et Ouahrane.

Tableau IV .13 : variation des débits mensuels moyens et maximaux de Oued Rouina à Ouled Taher, Oued Tighazel à Tighazel et Ouahrane à Ouled Fères

Ouled taher (1990/2008)												
	sep	oct	nov	dec	jan	fev	mars	avr	mai	juin	juil	aout
Moy Qmoy	0.23	0,12	0,21	0,18	0,51	0,79	0,87	0,36	0,3	0,05	0,01	0.02
Max Qmoy	1.60	0,52	1,52	0,66	3,13	2,8	3,02	1,63	2	0,2	0,08	0.12
Moy Qmax	24.14	20,44	11,7	7,54	14,37	14,01	15,13	8,13	22,22	3,21	0,45	13.39
Max Qmax	158	157,33	69	51,45	46,05	102,07	57,2	41,5	191	14,6	4,2	77.5
Tighzel (1990/2008)												
	sep	oct	nov	dec	jan	fev	mars	avr	mai	juin	juil	aout
Moy Qmoy	0.02	0.02	0.05	0.02	0.08	0.09	0.15	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00
Max Qmoy	0.14	0.21	0.39	0.15	0.53	0.48	0.76	0.27	0.17	0.35	0.00	0.01
Moy Qmax	3.12	5.11	5.45	1.56	3.02	3.64	5.80	5.51	2..97	2.75	0.00	0.3
Max Qmax	17.16	45.80	45..80	9.92	15..3	18.41	39	32..34	17..37	46..5	0.00	4.20
Ouled fères (1983/2007)												
	sep	oct	nov	Dec	jan	fev	mars	avr	mai	juin	juil	aout
Moy moy	0,11	0,37	0,49	1,83	1,97	1,13	0,5	0,21	0,11	0,19	0	0.02
Max moy	1,48	5,18	6,44	16,83	18,1	9,13	5,63	1,36	0,84	4,03	0,03	0.47
Moy max	2,53	14,67	5,85	10,9	11,45	8,37	5,74	5,76	14,21	0,32	0	0.06
Max max	21,6	120	34,9	51,8	52,4	82,6	27	36,7	130,6	6	0,03	1.22

Les régimes moyens de ces bassins à alimentation essentiellement pluviale comportent généralement des hautes eaux de saison froide et des basses eaux de saison chaude, de juin à septembre.

On remarque que le régime moyen d'une alimentation essentiellement pluviale présentant un écoulement maximal durant le mois de mars de $0.87 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le bassin de Rouina et aussi le mois de mars de $0.15 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le bassin de Tighzel avec un écoulement maximal de $0.76 \text{ m}^3/\text{s}$ enregistré durant l'année 98/99 et à la fin le bassin de Ouahrane présente une valeur moyenne de $1.97 \text{ m}^3/\text{s}$ durant le mois de janvier avec un écoulement maximal enregistré pendant le même mois est de $18.1 \text{ m}^3/\text{s}$ durant l'année (2004/2005).

- Le régime maximum pour le bassin de Rouina présente une valeur maximale au mois de septembre ($158 \text{ m}^3/\text{s}$) avec une valeur moyenne égale à $24.14 \text{ m}^3/\text{s}$ suivi par le mois de mai avec une valeur maximale de $191 \text{ m}^3/\text{s}$ et une valeur moyenne égale à $22.22 \text{ m}^3/\text{s}$

- pour le bassin de Ouahrane, le régime maximum présente une valeur maximale au mois d'octobre $120 \text{ m}^3/\text{s}$ avec une valeur moyenne égale $14.67 \text{ m}^3/\text{s}$ suivi par le mois de mai avec une valeur maximale de $130.6 \text{ m}^3/\text{s}$ et une valeur moyenne égale $14.21 \text{ m}^3/\text{s}$.

- pour le bassin de Tighazel la valeur maximale a été enregistrée au mois de juin ($46.5 \text{ m}^3/\text{s}$ en 96) avec une valeur moyenne égale à ($2.75 \text{ m}^3/\text{s}$) suivi par le mois d'octobre et novembre, une valeur maximale de ($45.80 \text{ m}^3/\text{s}$) et une valeur moyenne égale successivement à ($5.11 \text{ m}^3/\text{s}$ et $5.45 \text{ m}^3/\text{s}$).

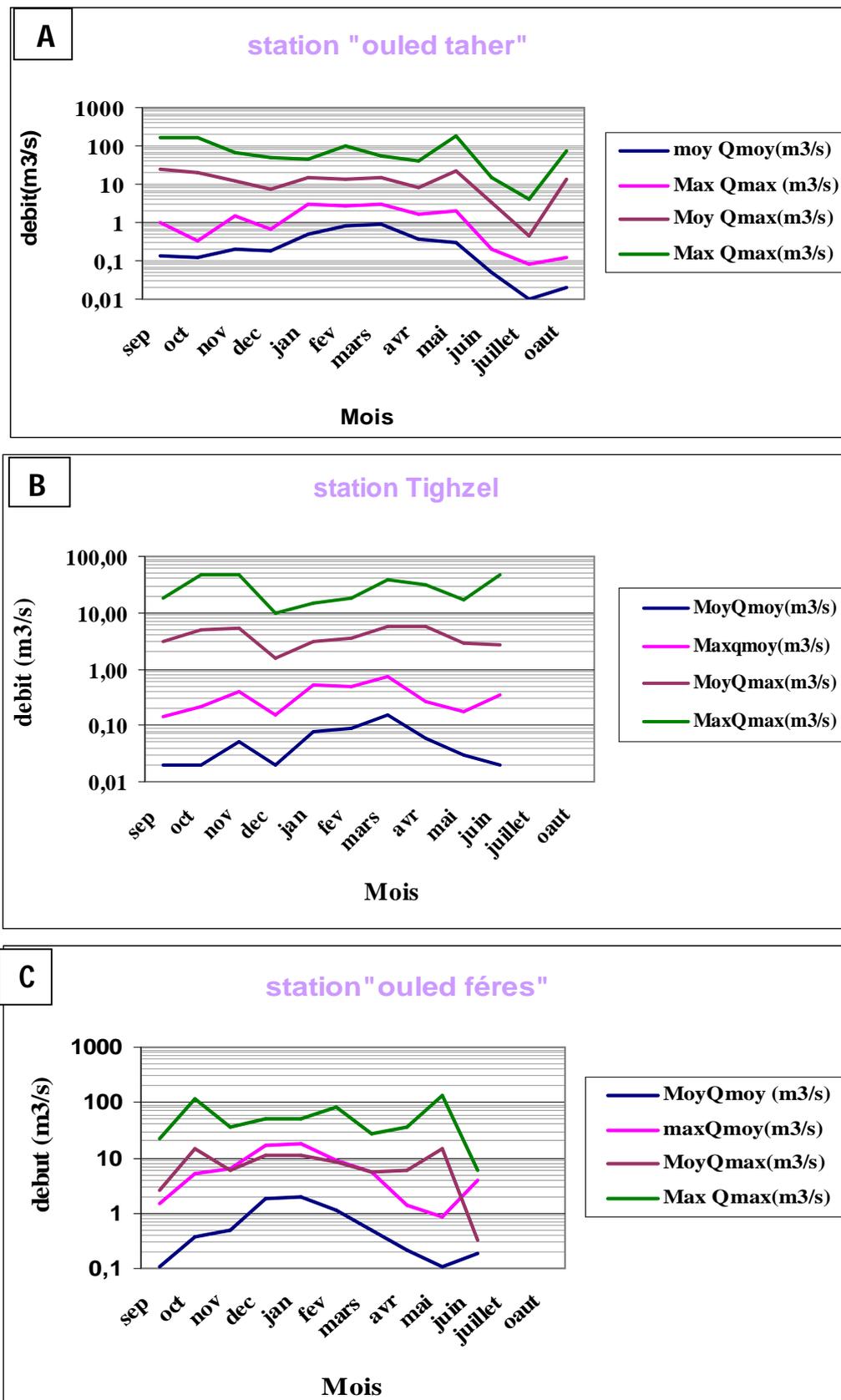


Figure IV .9 (A, B, C) : variation des débits mensuels moyens et maximaux de la station de Ouled Taher, Tighazel Ouled Fères

Le tableau (IV. 13) illustre que les écoulements moyens ne correspondent pas aux écoulements maximaux. On observe dans le bassin de Rouina la concentration des écoulements de pointe sur deux mois ; en septembre ($24.14\text{m}^3/\text{s}$) avec un maximum interannuel de ($158\text{m}^3/\text{s}$), et en mai ($22.22\text{m}^3/\text{s}$) avec un maximum de ($191\text{m}^3/\text{s}$) en 87/88.

-Pour le bassin de Ouahrane, on trouve la concentration des écoulements durant le mois d'octobre ($14.67\text{m}^3/\text{s}$) avec un maximum de ($120\text{m}^3/\text{s}$), suivi du mois de mai ($14.21\text{m}^3/\text{s}$) avec un maximum en 1992 de ($130.6\text{m}^3/\text{s}$), qui est en revanche le mois le plus abondant en écoulement moyen .

IV.4.3 Variations des débits journaliers

L'étude du régime fluvial, à l'échelle journalière, mérite une analyse car les oueds supportent des variations journalières importantes.

Pour exprimer les variations journalières des débits , nous avons établi les graphes représentés dans la figure (IV.10) qui montre une comparaison entre le débit journalier pour deux années (sèche et humide)

a) Oued Rouina

Pour l'année humide (1994/1995), le débit maximal passe de $13.30\text{m}^3/\text{s}$ et pour l'année hydrologique (2001/2002) le débit maximal observé a été enregistré au mois d'août avec $2.52\text{m}^3/\text{s}$. La variation journalière est très irrégulière, ce qui donne une moyenne journalière de $0.81\text{m}^3/\text{s}$ avec un maximum de $13.30\text{m}^3/\text{s}$.

Pour l'année sèche (2001/2002) (fig IV .10), le débit journalier maximal atteint $2.52\text{m}^3/\text{s}$.

Cette faiblesse du débit est aggravée par de nombreux prélèvements le long de l'oued. La capacité de rétention du bassin est relativement faible. A ajouter à cela la forte évaporation en cette saison

b) oued Tighazel

Pour l'année humide (95/96) la variation est très irrégulière, ce qui donne une moyenne journalière de $0.11\text{m}^3/\text{s}$ avec un maximum de $12.34\text{m}^3/\text{s}$. Ce débit maximal fait 112 fois la valeur moyenne de l'année.

Par contre, en ce qui concerne l'année sèche (2006/2007), le débit maximal observé a été enregistré au mois d'avril avec $1.13\text{m}^3/\text{s}$. On note là certaines perturbations dues probablement aux petites averses brusques.

c) Oued Ouahrane

L'année humide (1986/1987) est marquée par une saison de haute eau correspondant pratiquement au printemps (février, mars et avril), où le débit a atteint $33.6\text{m}^3/\text{s}$ vers le début de février. Les autres mois sont caractérisés par des débits journaliers assez faibles.

Pour l'année sèche (2003/2004), le débit maximal observé a été enregistré au mois de janvier avec 0.12m³/s .On note là que la capacité de rétention du bassin est relativement faible.

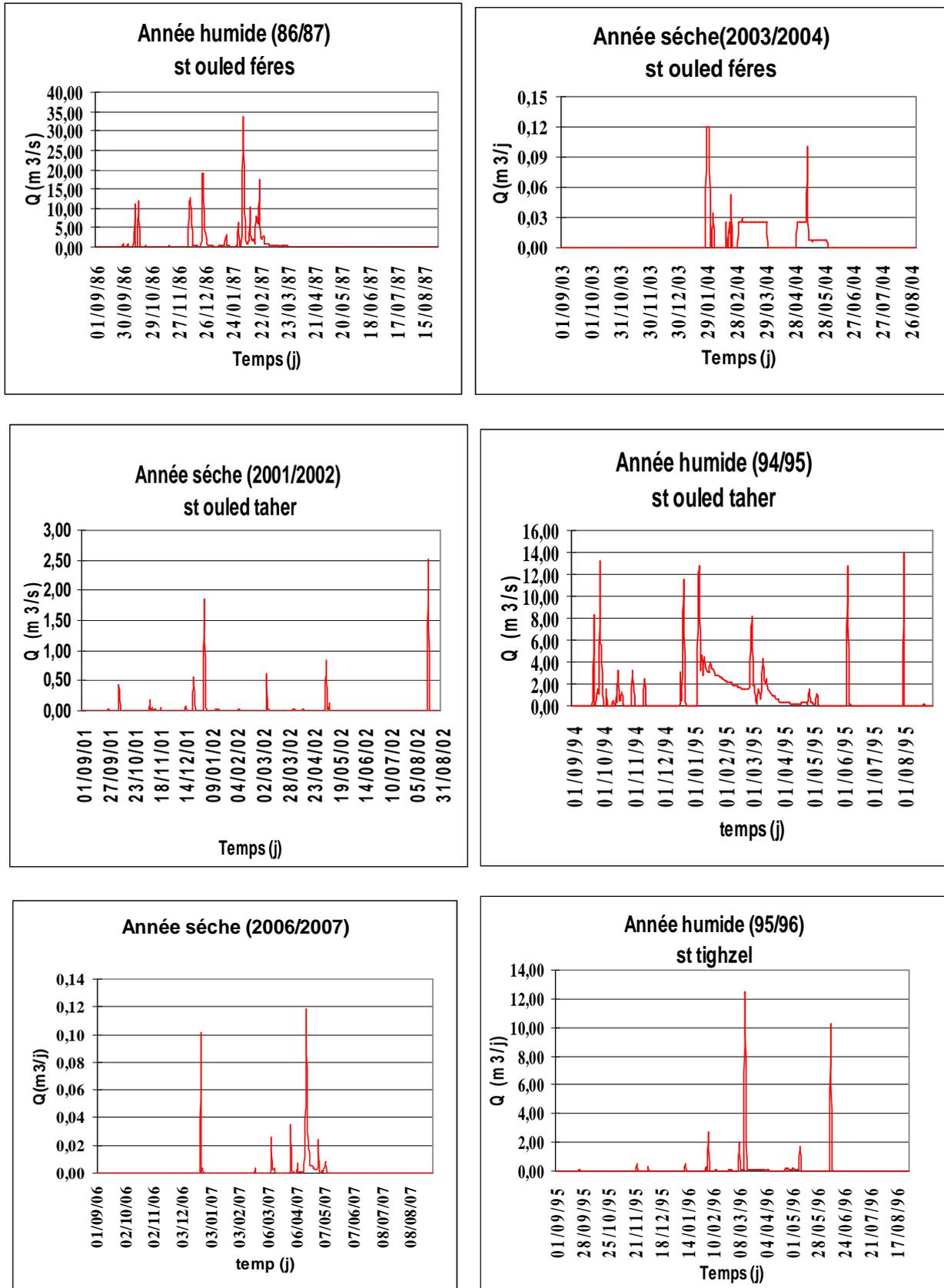


Figure IV .10 : variation journalière du débit des bassins de Ruina, Tighazel et Ouahrane

IV.5 Relation pluie et écoulement

IV.5.1 La relation annuelle des pluies et écoulement moyens

Les figures (IV.11), (IV.12), (IV.13) illustrent l'évolution interannuelle des lames d'eaux annuelles moyennes écoulées en fonction des pluies annuelles observées pour la superficie de chaque bassin. Les résultats de calcul du coefficient d'écoulement sont enregistrés dans les tableaux (IV.14), (IV .15), (IV .16).

Tableau IV .14 : variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles du Bassin de Rouina (1990/2008)

S.Bassin de Rouina			
Année	Ecan(mm)	pan (mm)	c,e(%)
1990 - 1991	10,749	315,75	3,40
1991 - 1992	11,908	322,075	3,69
1992 - 1993	2,644	250,125	1,06
1993 - 1994	4,828	221,85	2,18
1994 - 1995	29,618	351,63	8,42
1995 - 1996	11,733	418,66	2,80
1996 - 1997	5,390	264,325	2,04
1997 - 1998	16,565	375,05	4,41
1998 - 1999	17,300	304,3	5,68
1999 - 2000	1,286	209,7	0,61
2000 - 2001	9,170	412,15	2,22
2001 - 2002	0,854	263,175	0,32
2002 - 2003	18,997	367,350	5,17
2003 - 2004	8,903	353,875	2,52
2004 - 2005	10,129	316,525	3,20
2005 - 2006	21,742	372,100	5,84
2006 - 2007	6,328	316,025	2,00
2007-2008	4,933	364,600	1,35

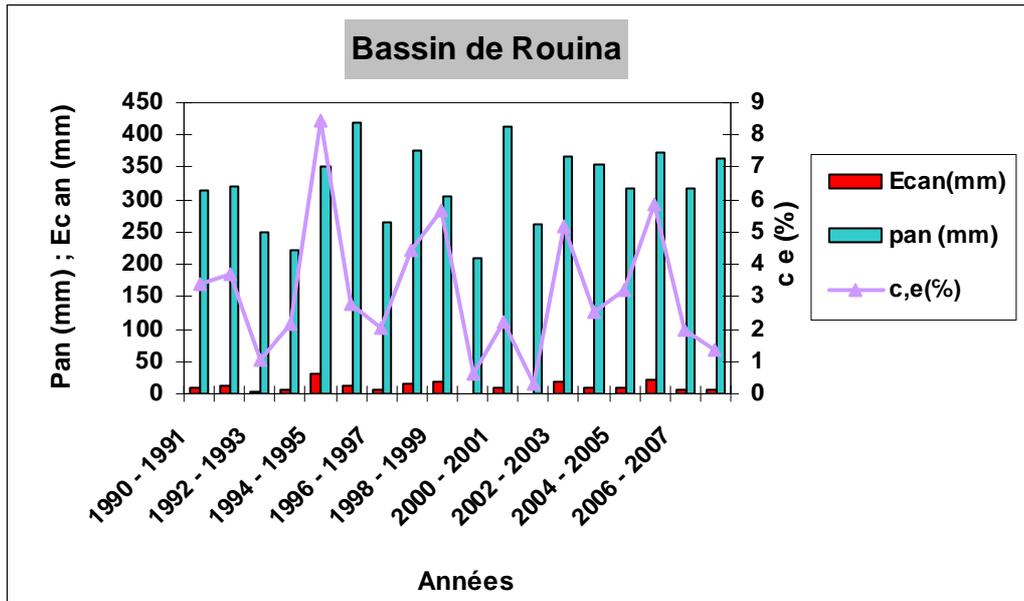


Figure IV .11 : variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles (Bassin de Rouina)

Tableau IV.15: variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles du bassin de Tighazel(1990/2008)

Bassin de Tighazel			
Année	ecan(mm)	pan (mm)	c,e(%)
1990 - 1991	13,39	281,76	4,75
1991 - 1992	6,52	210,60	3,09
1992 - 1993	7,41	213,13	3,48
1993 - 1994	6,08	305,60	1,99
1994 - 1995	13,23	562,53	2,35
1995 - 1996	27,38	288,30	9,49
1996 - 1997	11,03	375,93	2,93
1997 - 1998	14,69	283,03	5,19
1998 - 1999	23,84	190,00	12,55
1999 - 2000	3,30	311,63	1,06
2000 - 2001	24,03	303,90	7,91
2001 - 2002	2,48	353,60	0,70
2002 - 2003	6,13	373,16	1,64
2003 - 2004	0,69	292,90	0,24
2004 - 2005	2,64	351,26	0,75
2005 - 2006	4,22	312,36	1,35
2006 - 2007	0,17	384,50	0,045

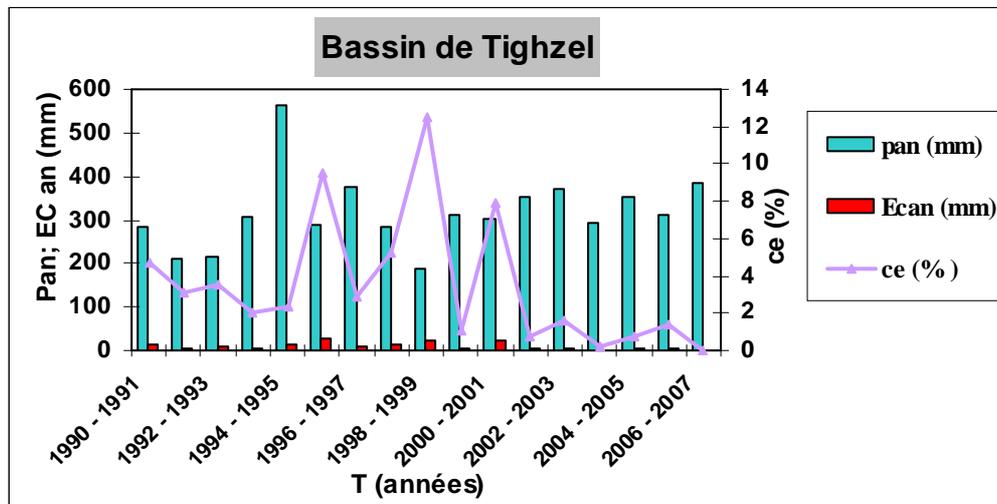


Figure IV .12: variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles (Bassin de Tighazel)

Tableau IV .16 : variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles du bassin de Ouahrane (1990/2008)

Bassin de ouahrane			
Année	Ecan(mm)	pan(mm)	c,e(%)
1990 - 1991	2,39	352,2	0,69
1991 - 1992	1,48	275,5	0,53
1992 - 1993	0,89	159,8	0,45
1993 - 1994	0,17	195,03	0,09
1994 - 1995	80,22	249,77	29,46
1995 - 1996	4,61	457,13	0,99
1996 - 1997	3,84	345	1,07
1997 - 1998	6,36	470,23	1,50
1998 - 1999	4,02	319,67	1,33
1999 - 2000	11,88	324,03	4,43
2000-2001	0,89	380,3	0,24
2001-2002	2,50	492,57	0,67
2002 - 2003	1,95	366,6	0,54
2003 - 2004	0,30	362,03	0,08
2004 - 2005	0,12	372,9	0,04
2005 - 2006	89,28	510,4	20,71
2006 - 2007	3,56	483,13	0,95
2007-2008	4,25	422,17	1,16

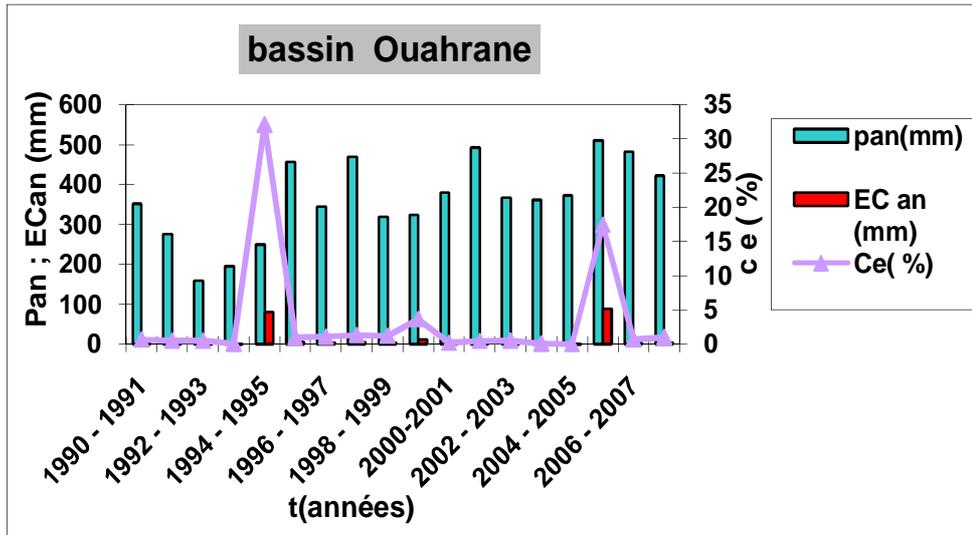


Figure IV .13: variation des écoulements annuels en fonction des pluies annuelles (Bassin d’Ouahrane)

L'année 1994/1995 représente une lame écoulée de l'ordre de 29.62 mm avec un coefficient d'écoulement de 8.42% des pluies pour le bassin de Rouina et 27.38 mm représente la lame écoulée avec un coefficient d'écoulement de 9.49% pendant l'année 95/96 pour le bassin de Tighazel ; pour le bassin de Ouahrane, l'année 2005/2006 représente une lame écoulée de l'ordre de 89.28mm et de Coefficient d'écoulement de 20.71%. Toutefois, cette concordance n'est pas exacte, on trouve des années moins pluvieuses et ayant plus d'écoulement annuel que d'autres années de pluviosité supérieure.

On prend l'exemple du Bassin de Rouina, l'année 200/2001, malgré sa pluviosité de 412.15mm avec un coefficient d'écoulement égal à 2.22% est inférieure à celle de l'année 1997/1998 qui a été marquée par une pluie annuelle égale à 375.05mm et un coefficient d'écoulement estimé à 4.41%.

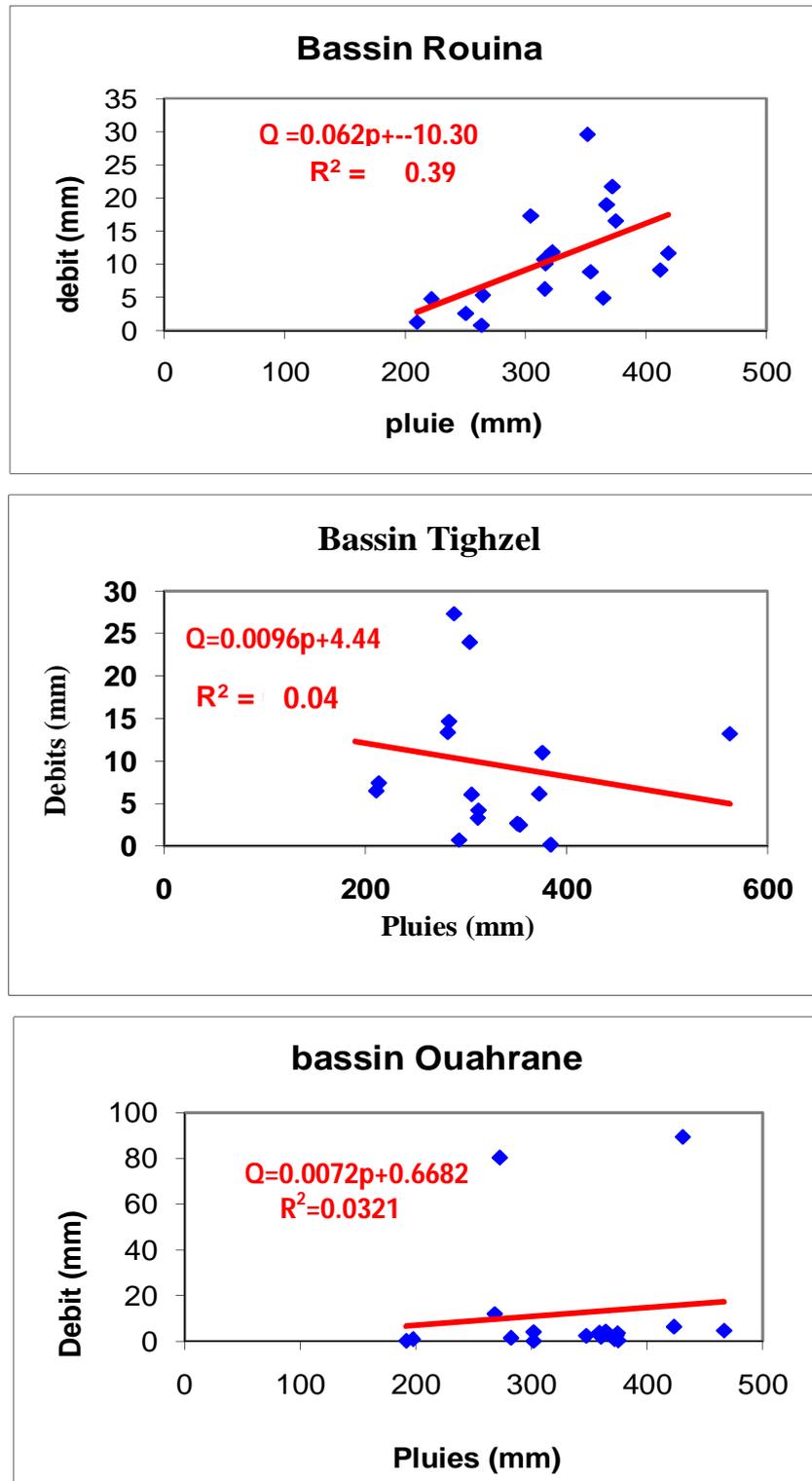


Figure IV.14 : Ecoulement moyen annuel en fonction de la pluie (Bassin de Rouina ; Tighazel et Ouahrane)

Pour déterminer la relation entre les précipitations annuelles et les moyennes annuelles des débits des oueds, la figure (4-14) montre que la liaison linéaire est moins marquée, avec des coefficients de corrélation R plus faible, exprimant la régression de l'écoulement en fonction des pluies annuelles dans les trois bassins. Il varie de 0.315 à Rouina et 0.039 à Tighazel et 0.012 à Ouahrane, ceci peut être expliqué probablement par les données non fiables des précipitations ou des débits, qui laissent cette corrélation moins faible.

IV.5.2 La relation mensuelle des pluies et écoulements mensuels, moyens et maximaux

Les figures (IV-15), (IV-16) et (IV-17) sont élaborées à partir des données pluviométriques mensuelles des bassins versants étudiés (Rouina, Tighzel et Ouahrane) et de leurs données hydrométriques des stations de Ouled Taher, Tighzel et Ouled Fares pendant la période (1990/2008) présentées respectivement sur les tableaux (IV.17), (IV.18), (IV.19).

Tableau IV .17: valeurs des pluies et écoulement moyens et maximaux entre (90/08) du bassin de ROUINA

Mois	sep	oct	nov	Dec	jan	fév	mars	Avr	mai	juin	juil	Aout
Pmoy	21	27.95	43.1	42.46	46.18	41.62	34.21	37	24.93	5.74	1.94	4.47
Pmax	46.9	51.6	59.2	42.1	48.8	57.4	52	64.3	40.6	41.6	23.6	24.4
Ec moy	0.68	0.37	0.62	0.06	1.57	2.27	2.67	1.07	0.92	0.15	0.031	0.06
Ecmax	4.75	1.90	4.52	2.03	9.61	8.04	9.27	4.84	6.14	0.59	0.24	0.37

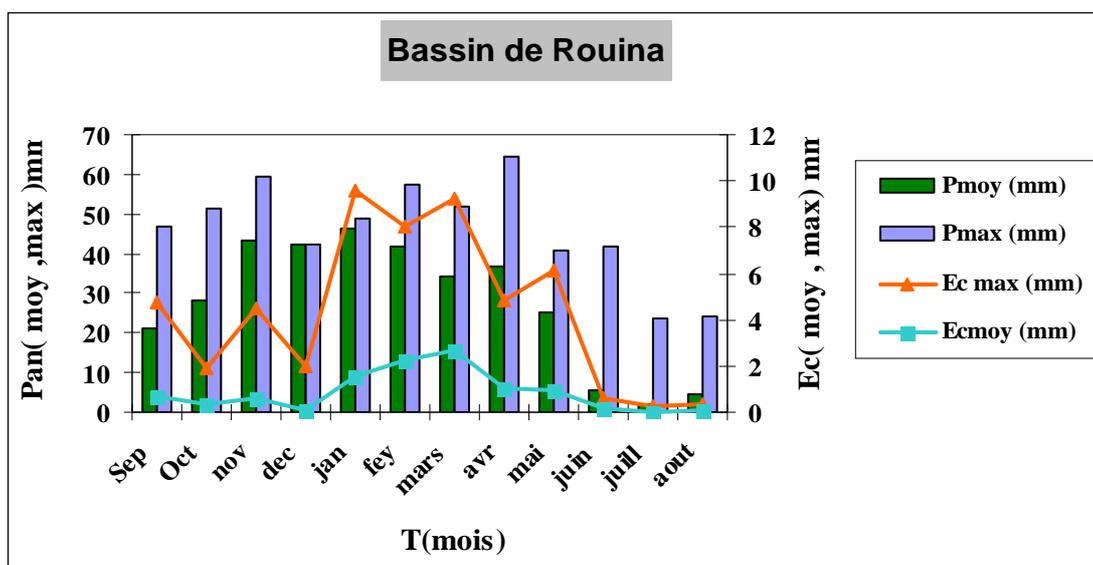


Figure IV .15: Variation des pluies et des écoulements mensuels maximaux et moyens entre (90/08) du bassin de ROUINA

Le régime pluviométrique du bassin de Rouina (90/08) est marqué par un maximum de l'écoulement moyen au mois de mars suivi respectivement par les mois de février et de janvier. La valeur maximale de pluie moyenne a été observée au mois de janvier suivie respectivement par les mois de novembre et de décembre .Un maximum de pluie au mois d'avril suivi respectivement par celle de novembre et février .

Tableau IV .18: valeurs des pluies et écoulement moyens et maximaux entre (90/08) du bassin de TIGHAZEL

Mois	sep	oct	nov	Dec	jan	fév	mars	Avr	mai	juin	juil	Aout
Pmoy	19	24.15	47.03	44	45.45	40	34.05	36.43	27.45	4.6	1.14	2
Pmax	48.5	30	69	39.8	38.5	58	50	92	58.5	23.2	10.8	12.5
Ec moy	0.40	0.41	1.004	0.41	1.66	1.74	3.11	1.20	0.62	0.40	0	0
Ecmax	2.81	4.36	7.84	3.11	11	9.32	15.78	5.42	3.52	7.03	0	0.21

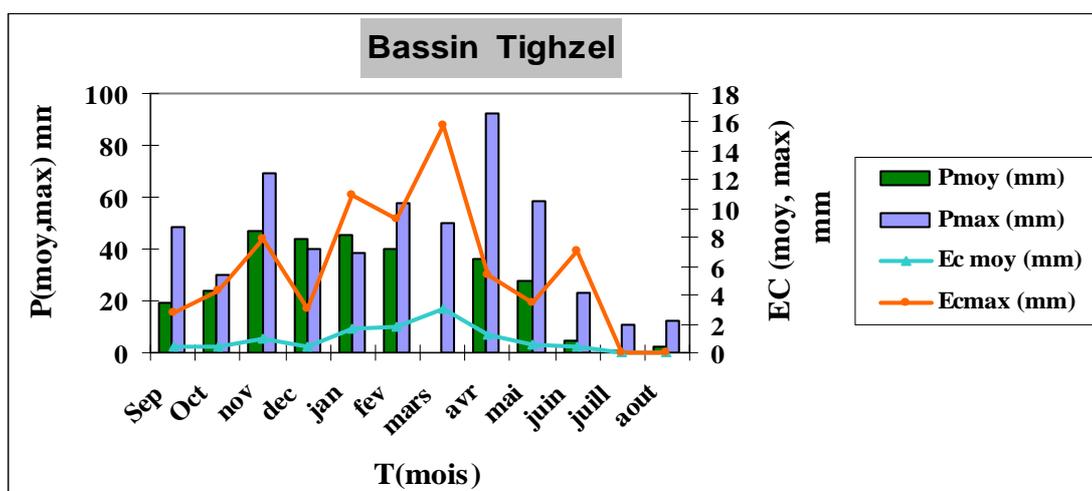


Figure IV .16: Variation des pluies et des écoulements mensuels maximaux et moyens entre (90/08) du bassin de TIGHAZEL

Le régime pluviométrique du bassin de Tighazel (90/08) est marqué par un maximum de l'écoulement moyen au mois de mars, suivi respectivement par les mois de février et de janvier. La valeur maximale de pluie moyenne a été observée au mois de novembre suivie respectivement par les mois de janvier et décembre .Un maximum de pluie maximale au mois d'avril suivi respectivement par celle de novembre et mai.

Tableau IV .19 : valeurs des pluies et écoulement moyens et maximaux entre (90/08) du bassin OUAHRANE

Mois	sep	oct	nov	Dec	jan	fév	mars	Avr	mai	juin	juil	Aout
Pmoy	17.17	28.7	65.32	54.15	48.4	43.17	33.87	44.76	28.43	2.3	0.95	2.28
Pmax	93	122.8	336.4	236.2	196.3	143.6	98.1	188.2	157.4	25.8	13.4	33.5
Ec moy	0.20	0.69	0.88	3.40	3.55	1.96	0.93	0.38	0.20	0.34	0	0.037
Ecmax	2.66	9.64	11.60	31.33	33.69	15.89	10.48	2.45	1.56	7.26	0.06	0.87

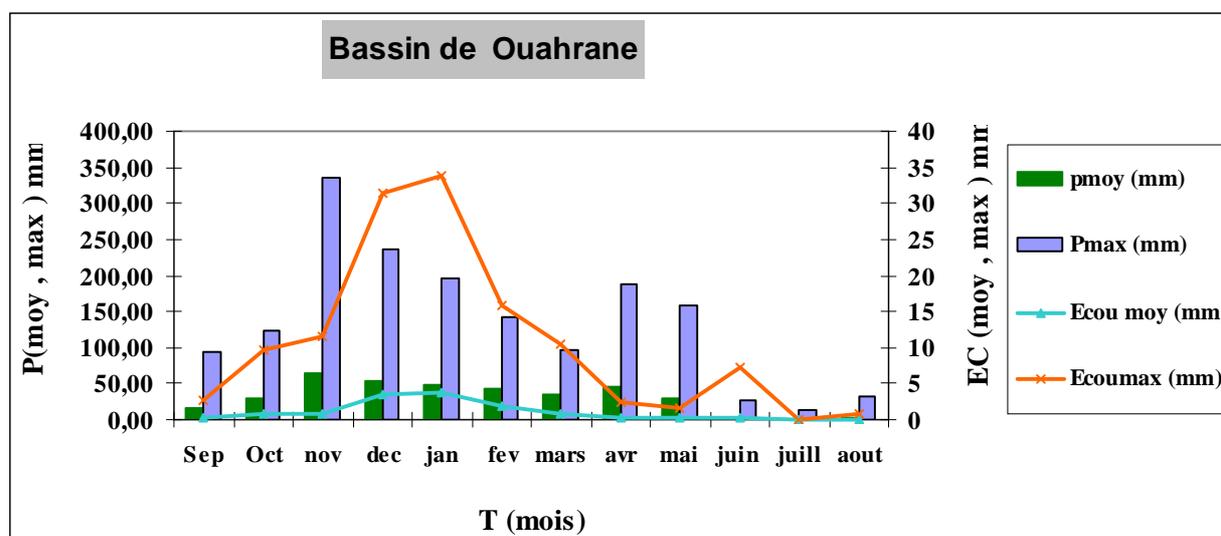


Figure IV .17 : Variation des pluies et des écoulements mensuels maximaux et moyens entre (90/08) du bassin d’OUAHRANE

Le régime pluviométrique du bassin de Ouahrane (90/08) est marqué par un maximum de l'écoulement moyen au mois de janvier suivi respectivement par les mois de décembre et de février. La valeur maximale de pluie moyenne a été observée au mois de novembre suivie respectivement par les mois de décembre et janvier. Un maximum de pluie au mois de novembre suivi respectivement par celle de décembre et janvier.

En général, on peut dire qu'il existe une liaison saisonnière et annuelle étroite entre les précipitations et les régimes des oueds, puisque les précipitations sont évidemment le facteur essentiel qui conditionne les régimes hydrologiques et qu'elles constituent la matière première des débits du cours d'eau.

Néanmoins, les écoulements moyens présentent un décalage tardif par rapport aux pluies où le mois de janvier a un écoulement de 1.57 mm malgré sa pluviosité 46.18 mm. Par contre au mois de mars, la valeur enregistrée de 34.21 mm a donné un écoulement de 2.67 mm pour le bassin de Rouina.

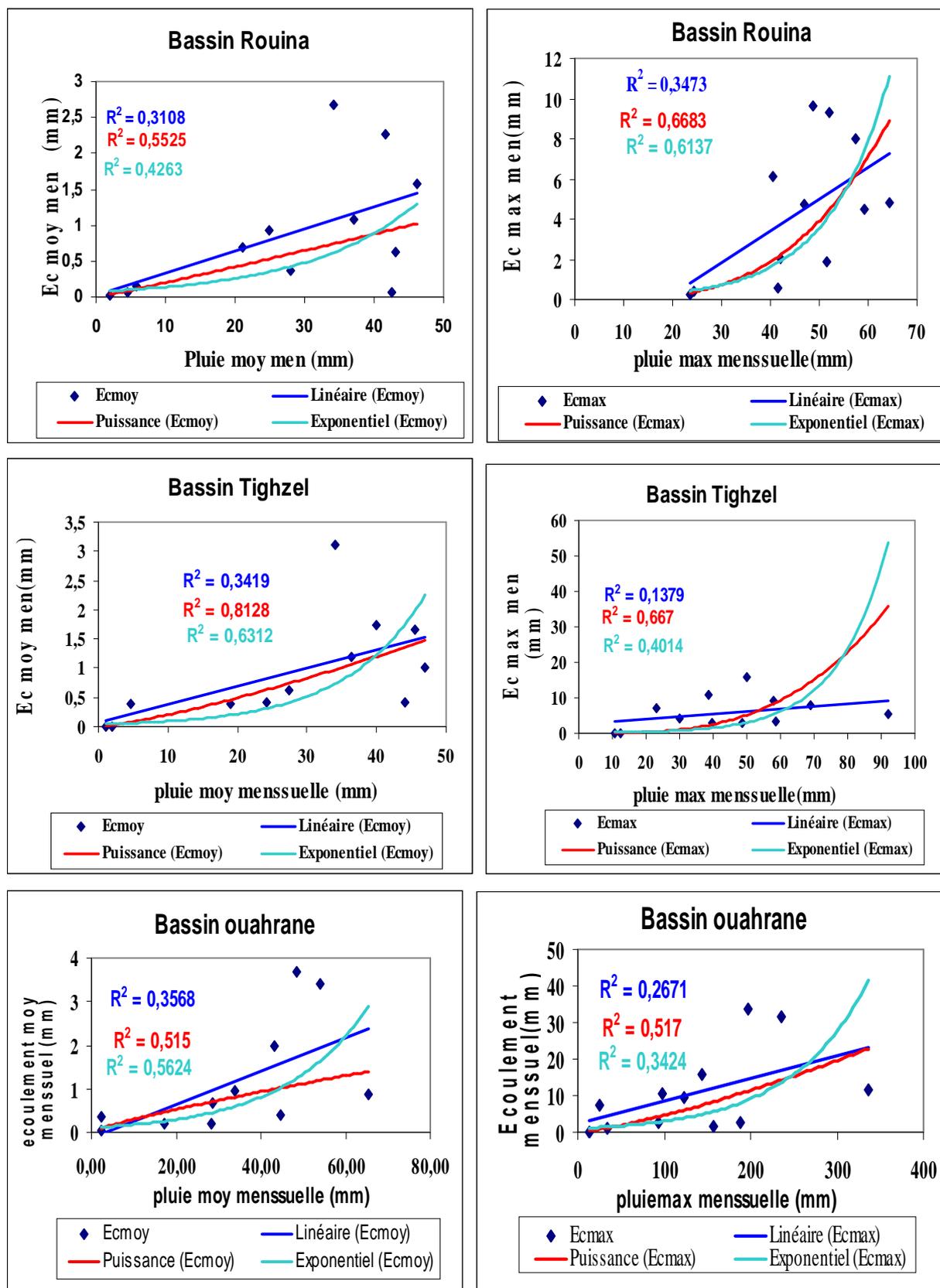


Figure IV .18 : Corrélation (moy et max) de l'écoulement mensuel en fonction de la pluie mensuelle (Bassin Rouina, Tighazel et Ouahrane)

Les différents types de corrélations des valeurs mensuelles moyennes des écoulements et des pluies de bassin de Rouina donnent des coefficients de corrélations R^2 variant entre 0.31 et 0.55 comme le montre la figure (IV.18). La meilleure valeur enregistrée est celle de fonction puissance de 0.55, suivie par la corrélation exponentielle 0.42 puis corrélation linéaire 0.31.

- Pour le bassin de Tighzel, les coefficients de corrélations variant entre 0.34 et 0.81. La meilleure valeur marquée est celles de fonction puissance de 0.81, suivie par la corrélation exponentielle puis linéaire respectivement 0.63 et 0.34.

- Pour le bassin d'Ouahrane, les coefficients de corrélations variant entre 0.36 et 0.56. La meilleure valeur marquée est celles de fonction puissance de 0.56, suivie par la corrélation exponentielle puis linéaire respectivement 0.51 et 0.36.

Pour la corrélation des valeurs mensuelles maximales des pluies et des écoulements des bassins, les coefficients de corrélation varient entre 0.34 et 0.68 pour le bassin de Rouina, et entre 0.14 et 0.67 pour le bassin de Tighzel et varient entre 0.27 et 0.52 pour Ouahrane. On remarque que les résultats de la corrélation des valeurs mensuelles maximales sont faibles par rapport aux valeurs moyennes et on peut dire que les résultats sont incomparables. On déduit que la variation de l'écoulement mensuel moyen ou maximal peut représenter le régime d'écoulement.

IV.5.3 La relation des pluies et écoulements journaliers

La genèse des crues est surtout fonction des caractères propres des précipitations (hauteurs – intensité – durée). Elle est déterminée par l'interaction complexe et combinée des divers éléments caractérisant le support de l'écoulement de surface ; état l'historique des sols, densité de drainage, pentes et taux de couverture végétale, etc.

Pour mettre en lumière le mécanisme aboutissant à la formation des crues, on a essayé de retirer le rapport entre l'écoulement journalier maximal avec les pluies journalières maximales.

Tableau IV .20 : Répartition les écoulements maximaux et des pluies journalières maximales (Bassin d'Oued Rouina)

Année	Touaibia		Rouina mine		Ecoj max(mm)	date	C,e j(%) Touaibia	C,e j(%) Rouinamine
	Pjmax (mm)	date	Pjmax(mm)	date				
1990/1991	20,5	14/03/1991	15,2	28/02/1991	2,064	15/03/1991	10,070	13,582
1991/1992	18,6	09/04/1992	21,7	08/04/1992	1,195	27/01/1992	6,425	5,507
1992/1993	20,7	21/04/1993	21,5	21/04/1993	0,20	01/08/1993	0,966	0,930
1993/1994	21,9	22/09/1993	24,2	04/02/1994	0,743	08/02/1994	3,395	3,072
1994/1995	33,2	22/09/1994	45,2	22/09/1994	1,316	29/09/1994	3,966	2,913
1995/1996	26,9	15/03/1996	26,4	14/03/1996	2,473	06/02/1996	9,195	9,369
1996/1997	38	20/04/1997	44,4	20/04/1997	1,771	21/04/1997	4,661	3,98
1997/1998	40	23/05/1998	32,9	23/05/1998	4,217	24/05/1998	10,542	12,818
1998/1999	35,1	27/03/1999	24,2	27/03/1999	1,894	01/03/1999	5,396	7,827
1999/200	14,8	29/12/1999	18,1	29/12/1999	0,427	19/12/1999	2,890	2,363
2000/2001	24,2	25/11/2000	50,1	27/042001	1,083	19/01/2001	4,476	2,162
2001/2002	13,5	07/03/2002	43,4	10/112002	0,249	19/08/2002	1,848	0,574
2002/2003	18,2	27/02/2003	28,4	16/01/2003	2,223	28/02/2003	12,219	7,830
2003/2004	27	25/09/2003	20	25/11/2003	0,480	03/03/2004	1,778	2,401
2004/2005	23,6	29/01/2005	23,1	29/01/2005	0,513	11/09/2004	2,177	2,224
2005/2006	23,7	14/10/2005	28,2	04/05/2006	1,330	27/02/2006	5,615	4,719
2006/2007	27,3	07/03/2007	22	12/09/2006	0,676	08/03/2007	2,4771	3,074

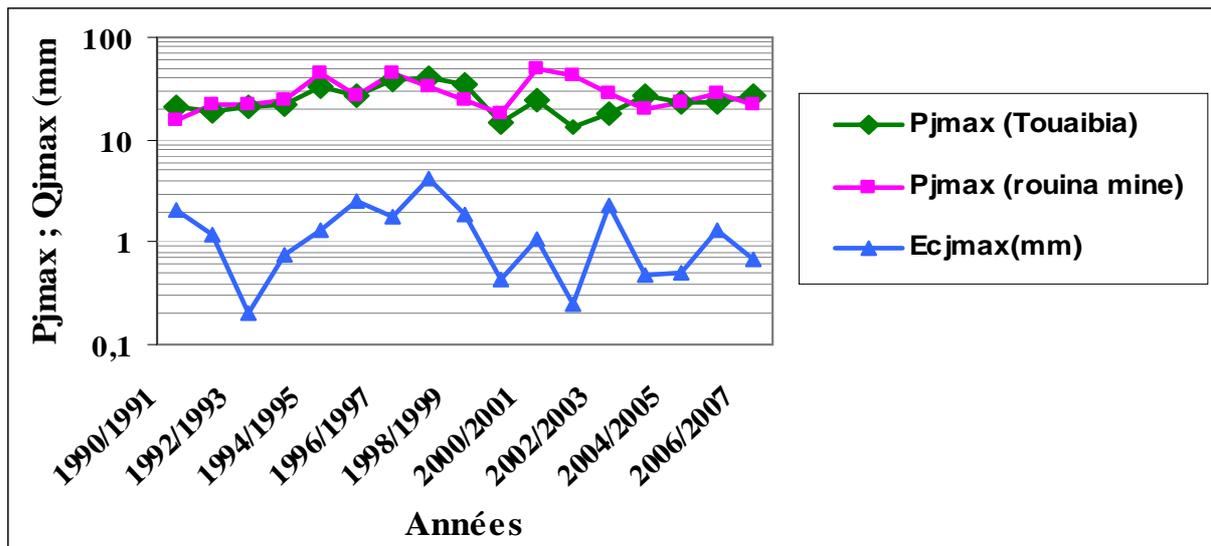


Figure IV.19 : Variation des pluies et des écoulements journaliers maximaux des stations (Touaibia, Rouina mine).

Tableau IV.21 : Répartition les écoulements maximaux et des pluies journalières maximales

Année	Tighazel		El abadia		Ecoj max(mm)	date	C,e j(%) Tighzel	C,e j(%) El-abadia
	Pjmax (mm)	date	Pjmax(mm)	date				
1990/1991	18,4	28/02/1991	17,9	09/12/1990	3,376	14/03/1991	18,350	18,862
1991/1992	22,9	08/04/1992	28,1	26/03/1992	1,393	28/01/1992	6,084	4,958
1992/1993	22,3	24/04/1993	21,1	23/04/1993	4,187	22/04/1993	18,775	19,843
1993/1994	35,4	04/02/1994	27,4	04/02/1994	2,472	08/02/1994	6,983	9,021
1994/1995	44,4	22/09/1994	28,7	06/01/1995	6,236	07/01/1995	14,047	21,731
1995/1996	33,3	15/03/1996	92	25/04/1996	8,266	15/03/1996	24,825	8,985
1996/1997	59	20/04/1997	42	02/09/1996	3,074	21/04/1997	5,211	7,321
1997/1998	44,2	23/05/1998	33,2	23/05/1998	3,195	22/11/1997	7,229	9,625
1998/1999	39,3	27/03/1999	38,5	18/01/1999	1,406	01/03/1999	3,579	3,654
1999/2000	25,1	17/12/1999	24	16/12/1999	0,582	19/12/1999	2,322	2,4284
2000/2001	56,3	27/04/2001	40,6	15/11/2000	5,366	16/11/2000	9,531	13,216
2001/2002	39,6	10/11/2001	31	10/11/2001	0,757	24/12/2001	1,911	2,441
2002/2003	23,2	24/01/2003	30,2	08/05/2003	1,212	25/11/2002	5,226	4,015
2003/2004	44,4	01/11/2004	29,9	25/05/2004	0,502	26/11/2003	1,131	1,680
2004/2005	30,6	29/01/2005	24,9	29/01/2005	0,723	01/03/2005	2,364	2,905
2005/2006	49,6	04/05/2006	21	12/12/2005	1,902	05/05/2006	3,835	9,059
2006/2007	16,7	29/01/2007	23	04/04/2007	0,080	16/04/1007	0,481	0,349

(Bassin de Oued Tighzel)

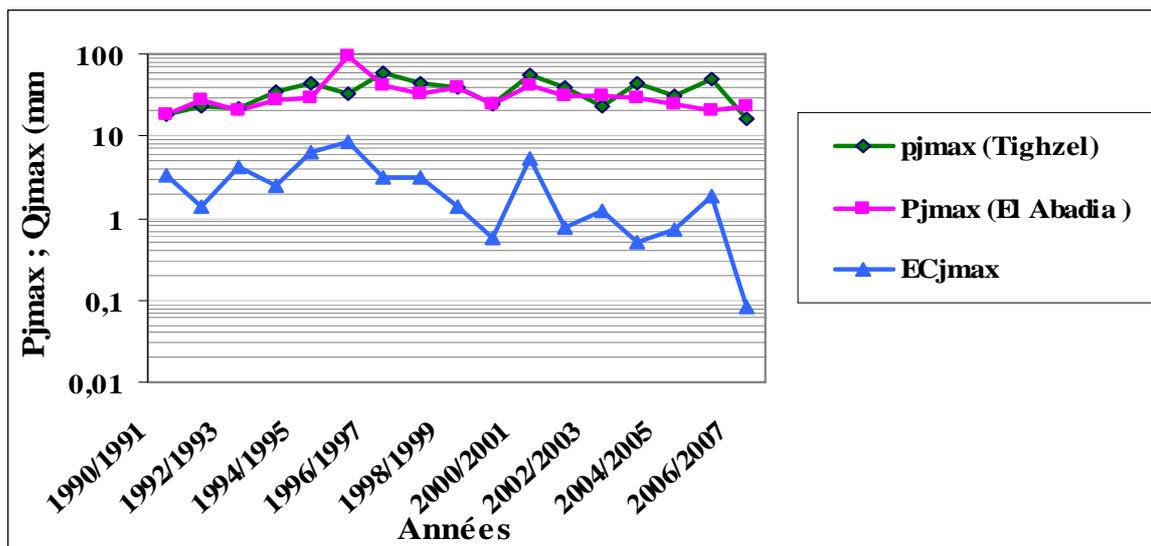


Figure IV .20 : Variation des pluies et des écoulements journaliers maximaux des stations (Tighazel, El abadia)

Tableau IV .22 : Répartition des écoulements maximaux et des pluies journalières maximales (Bassin d'Oued Ouahrane)

Année	Benairia		Ouled ferres		Ecoj max(mm)	date	C,e j(%) Benairia	C,e j(%) Ouled Fares
	Pjmax (mm)	date	Pjmax(mm)	date				
1990/1991	21,2	20/02/1991	28,7	02/10/1990	1,228	03/10/1990	5,793	4,279
1991/1992	39,3	25/01/1992	21,3	07/05/1992	0,736	07/05/1992	1,873	3,4576
1992/1993	67	04/10/1992	26,2	28/02/1993	0,131	01/03/1993	0,196	0,502
1993/1994	22	26/12/1993	20,5	04/02/1994	0,254	20/01/1994	1,157	1,242
1994/1995	30,1	04/01/1994	41,4	22/09/1994	1,349	22/01/1995	4,483	3,2607
1995/1996	45,6	23/11,1995	27,4	12/10/1995	0,276	15/03/1996	0,607	1,010
1996/1997	65	20/04/1997	52,8	01/09/1996	0,366	21/04/1997	0,563	0,693
1997/1998	57,5	02/05/1998	49,2	21/04/1998	0,194	06/12/1997	0,337	0,394
1998/1999	144,4	18/01/1999	57,3	18/01/1999	0,650	19/01/1999	0,450	1,1351
1999/2000	49,5	17/12/1999	28,8	26/09/1999	1,029	18/12/1999	2,079	3,574
2000/2001	60	23/10/2000	47,4	23/10/2000	0,978	24/10/2000	1,629	2,062
2001/2002	147,7	10/11/2001	80,3	10/11/2001	1,019	10/11/2001	0,690	1,270
2002/2003	40,3	25/11/2002	21,7	15/04/2002	0,067	11/01/2003	0,168	0,312
2003/2004	45,5	25/11/2003	26,3	10/05/2004	0,007	29/01/2004	0,015	0,027
2004/2005	34,9	09/12/2004	25,2	08/02/2005	1,254	09/12/2004	3,593	4,976
2005/2006	142	04/05/2006	40,6	04/02/2006	0,611	05/05/2006	0,430	1,506
2006/2007	59,2	12/12/2006	28,8	27/04/2007	0,550	16/04/2007	0,929	1,910

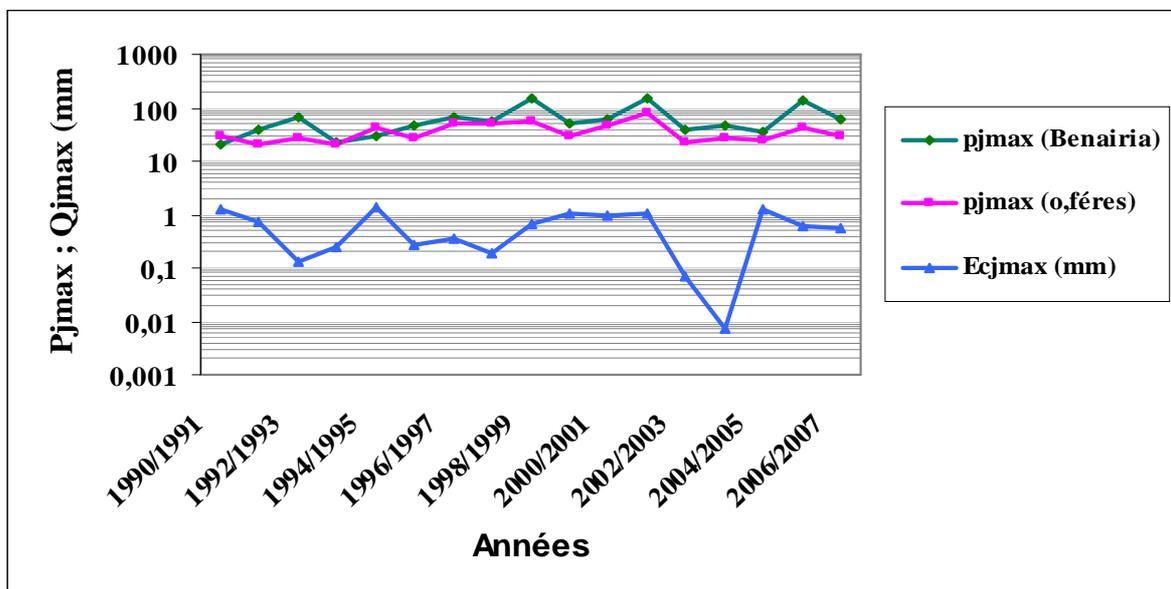


Figure IV .21 : Variation des pluies et des écoulements journaliers maximaux des stations (Benairia , Ouled féres)

D'après les tableaux (IV.20), (IV.21), (IV.22) et les figures (IV.19), (IV-20), (IV.21) on constate que la variation des écoulements journaliers maximaux est indépendante des pluies journalières maximales. Dans la plupart des cas, on remarque, surtout dans la période sèche, qu'une faible pluie peut donner lieu à un écoulement important comme le cas de la crue du 06/02/1996. Une pluie respectivement de 26.9 et 26.4mm pour la station de Touaibia et de Rouina mine provoque un écoulement de 2.47 mm alors qu'une pluie journalière dans la période humide de 38 et 44mm pour les deux stations correspond un écoulement faible de 1.7 mm.

- Une pluie respectivement de 22.3 et 21.1mm pour la station de Tigazel et d'El Abadia provoque un écoulement de 4.18 mm alors qu'à une pluie journalière dans la période humide de 39.3 et 38.5mm pour les deux stations correspond un écoulement faible de 1.4mm.

- Une pluie respectivement de 21.2 et 28.7 mm pour la station de Benairia et de Ouled Fares provoque un écoulement de 1.23 mm alors qu'à une pluie journalière dans la période humide de 144.4 et 57.3mm pour les deux stations correspond un écoulement faible de 0.65 mm

- Le coefficient R qui exprime la corrélation écoulement journalier maximal- pluie journalière maximale selon une loi de régression puissance va de 0.018 à 0.028 et selon une loi de régression exponentielle va de 0.012 à 0.28 pour le Bassin de Rouina ; pour le Bassin de Tighzel le coefficient R selon la loi de régression puissance va de 0.15 à 0.16 et pour le Bassin de Ouahrane va de 0.0039 à 0.047 et selon la loi exponentielle va de 0.15 à 0.17 et va de 0.023 à 0.042 respectivement pour Tighzel et Ouahrane Figure (IV -22).

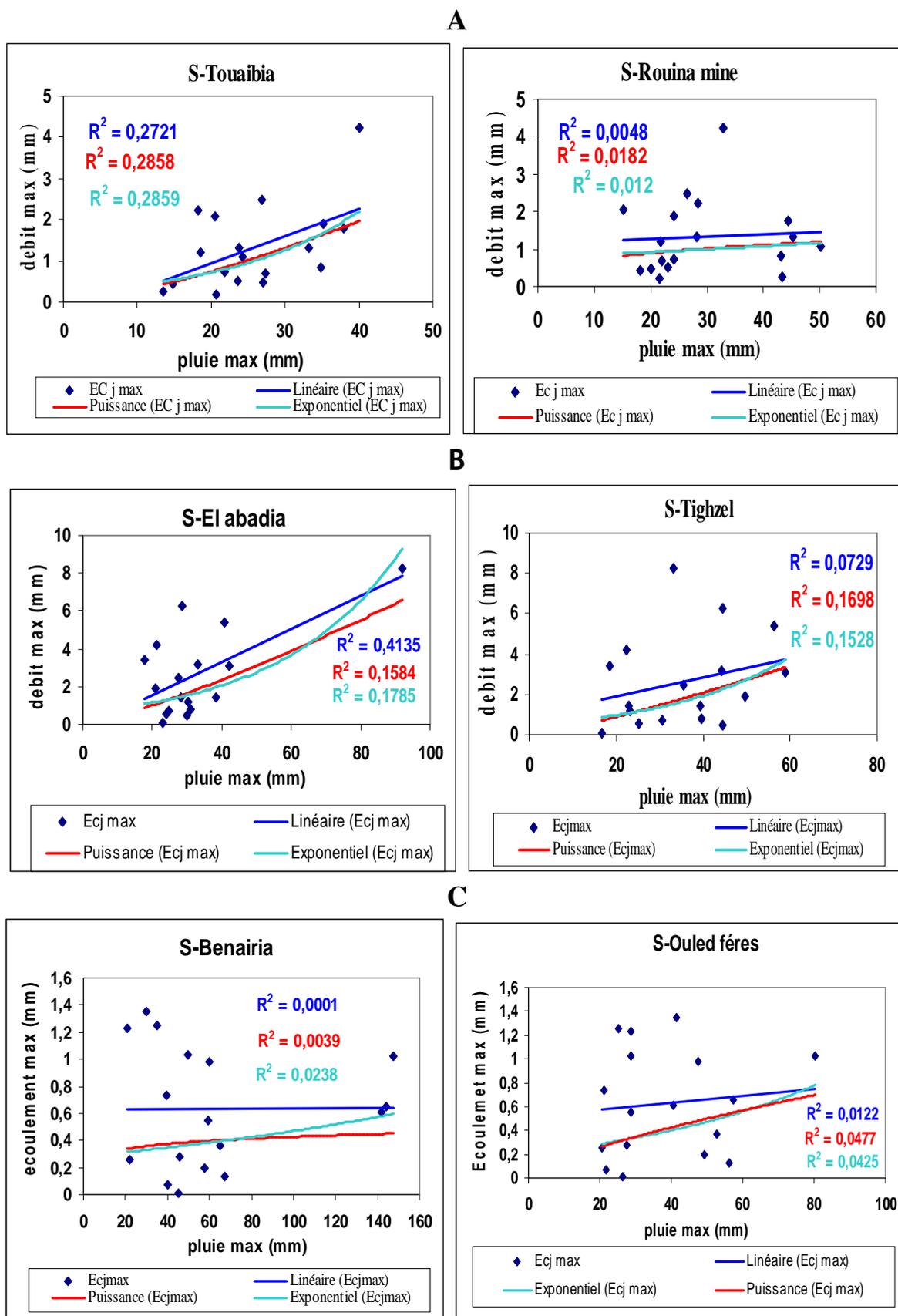


Figure IV .22 (A, B, C) : Corrélation des pluies et des écoulements journaliers maximaux (Stations des bassins versants)

IV.6 Paramètres climatiques

Le climat de Chélif se caractérise par des étés chauds et secs et des hivers doux et humides et peut être appelé méditerranéen semi-aride. Nous présentons quelques paramètres climatiques définis sur des bases statistiques opérés sur les données de terrain.

IV.6.1 Température

La température est un élément fondamental du climat. Elle est liée à la radiation solaire. Sa variation influe sur la transformation des eaux en vapeur, que ce soit à la surface ou dans le sous-sol.

De ce fait, elle influe sur le degré d'évapotranspiration et par conséquent elle agit sur le taux de salinité des eaux. Toutefois, la température a un rôle important dans la variation des composantes du bilan hydrologique.

Pour notre part, nous avons utilisé les données fournies par l'A.N.R.H pour la période (1999-2008)

Tableau IV .23 : Répartition géographique des températures moyennes d'après les données de l'ANRH de moyen Cheliff (1983-2008)

Station	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juill	aout	sept	Oct	nov	dec	moy
Rouina	7	6	9	13	17	21	25	26	22	17	18	8	15.3
Tighazel	11	10	12	13	15.6	18.9	24.6	29	27	24.6	20	14	18.3
Ouahrane	10	9	13	16	20	25	29	27	24	19	14	10	18

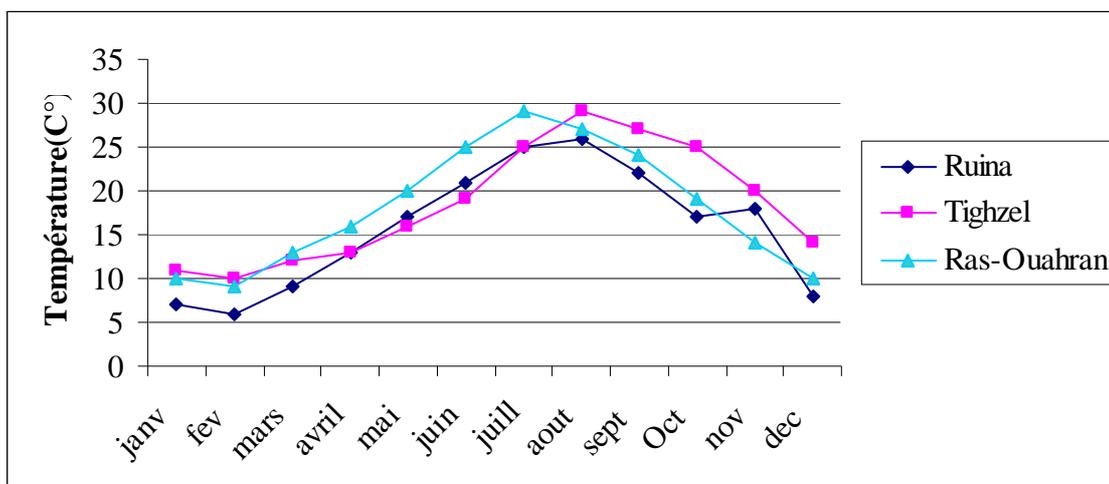


Figure IV.23 : Variations mensuelles des températures (1983/2008).

L'analyse de la courbe de variation de la température moyenne mensuelle, sur une période de 35 ans (83/84-2007/2008), montre que la température moyenne interannuelle diffère d'un bassin à l'autre. Les valeurs les plus élevées sont observées pendant l'été (juin- septembre) avec des températures allant de 21 à 29°C. Les valeurs les plus basses, qui varient de 6 à 13°C, sont observées durant la période hivernale (décembre – mars), avec un minimum pendant le mois de Février (6°C) pour le bassin de Rouina.

IV.6.2 Pressions et vents

Les vents prédominants dans la région sont du Nord et de l'Ouest et sont relativement pluvieux, les vents du sud se manifestent généralement de juin à septembre avec un maximum en août.

Dans la vallée du Cheliff, les pressions atmosphériques, toutes corrections faites, sont plus élevées le matin (à 7 h.) que sur le littoral. La situation s'inverse à 13 heures car l'abaissement absolu est très important dans le Cheliff et assez faible sur le littoral (mai et juin). Ce phénomène explique l'importance de certains vents locaux (vent du Nord à la ville de Chlef, vent d'Est à Ain Defla, qui n'apparaissent que l'après-midi et expliquent en partie l'aridité du pays, les courants ascendants chauds existant dans l'axe de la vallée empêchant la condensation des nuages (M .YACONO).

Les moyennes mensuelles observées de la vitesse des vents (m/s) sont illustrées dans le tableau pour la période (1999-2008)

Tableau IV .24: Tableau récapitulatif la vitesse des vents (m/s) d'après ONM (1999-2008)

Vents m/s	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	Moy
Vmoy m/s	2,31	2,61	2,74	3,01	3,17	3,22	2,92	2,83	2,86	2,58	2,37	2,59	2,77
Vmax m/s	17.1	15.9	15.8	19.7	18.9	16.2	15.9	17	19.3	14.4	14.6	16.9	17

Les mois les plus venteux de l'année vont d'avril à juillet. La vitesse maximale au mois d'avril égale 19.7m/s. La moyenne mensuelle est de 2.77 m/s.

IV.6.3 L'enseillement

D'après les résultats obtenus, on peut remarquer que les valeurs les plus importantes sont :

Mois	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sep	Oct	Nov	Dec
Ensoleillement Heure	14.5	15.40	18.70	20.93	22.29	26.51	27.77	25.81	21.62	18.74	14.35	12.85

IV.7 Evaporation, Evapotranspiration et déficit d'alimentation

L'évaporation représente le processus au cours duquel l'eau se transforme en vapeur.

L'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration est connu sous le nom d'évapotranspiration. Cette dernière est l'une des composantes fondamentales du cycle hydrologique. La précision avec laquelle elle est estimée est essentielle pour le calcul du bilan d'eau, du calcul de l'irrigation, de la gestion des ressources hydriques et également pour le dimensionnement des ouvrages d'aménagement.

IV.7.1 Evapotranspiration réelle et déficit d'écoulement

Le déficit d'écoulement ou évaporatoire total ou encore évapotranspiration réelle est la différence exprimée en hauteur de lame d'eau entre les précipitations, hauteur moyenne annuelle des précipitations sur le bassin (P) et la hauteur moyenne annuelle de la lame d'eau uniformément répartie sur le dit bassin. Il représente le volume total débité par le cours d'eau à l'exutoire (Q) et englobe les deux paramètres de l'évapotranspiration et de l'infiltration :

$$D = P - Q$$

Equation IV .2

Pour notre étude et en raison du manque de certaines données (nombre de jours et d'heures d'ensoleillement), nous utiliserons les méthodes de calcul disponibles qui permettent d'évaluer ce paramètre. Ces méthodes simples tiennent compte des précipitations, de la température et de la latitude. Les valeurs de l'évaporation peuvent être assimilées aux déficits d'écoulement, soit la simple différence entre P et Q. Dans tous les cas ces valeurs d'évapotranspiration sont exprimées en lames d'eau (C.COSANDEY et M.ROBINSON).

a. Méthode de COUTAGNE

Cette méthode consiste à déterminer le déficit d'écoulement en fonction du paramètre (λ) qui est calculé à partir de la température moyenne annuelle, la formule de M.COUTAGNE est la suivante:

$$\boxed{D = \bar{P} - \lambda P^2} \quad \text{Avec} \quad \boxed{\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14T}} \quad \text{et } 1/8\lambda < P < 2\lambda \quad \text{Equation IV .3}$$

Où D : Déficit d'écoulement annuelle (en m)
 \bar{P} : Pluie moyenne annuelle (m).
 T : Température moyenne annuelle en (°C)

La formule de COUTAGNE n'est pas applicable pour notre région par conséquent la condition $1/8\lambda < P < 2\lambda$ n'est pas satisfaite.

b. Méthode de TURC

Le déficit d'écoulement est défini en fonction d'un paramètre (L) et de la précipitation moyenne annuelle :

$$\boxed{D = \frac{\bar{P}}{\sqrt{0.9 + \frac{\bar{P}^2}{L^2}}}} \quad \text{Equation IV .4}$$

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3$$

D et P sont exprimés en (mm) et T en (°C).

Tableau IV .25 : Déficit d'écoulement d'après la formule de "M. TURC".

BASSINS	P (mm)	T (°C)	L	D (mm)
Rouina	331	15.3	861.58	323
Tighazel	325	18.3	1063.92	326
Ouahrane	370	18	1041.6	365

c- Méthode de WUNDT

Cette méthode définit le déficit d'écoulement en fonction de 02 paramètres la précipitation moyenne annuelle et la température moyenne annuelle. Les résultats sont obtenus à l'aide de l'abaque de WUNDT modifié par M COUTAGNE fig. (4-24), le déficit obtenu évolue entre $300 < D < 600$ mm.

Tableau IV .26 Déficit d'écoulement par la méthode de WUNDT

Sous basins	Rouina	Tighazel	Ouahran
Température C°	15.3	18.3	18
Précipitations (mm)	331	325	370
Déficit d'écoulement (mm)	321	315	359

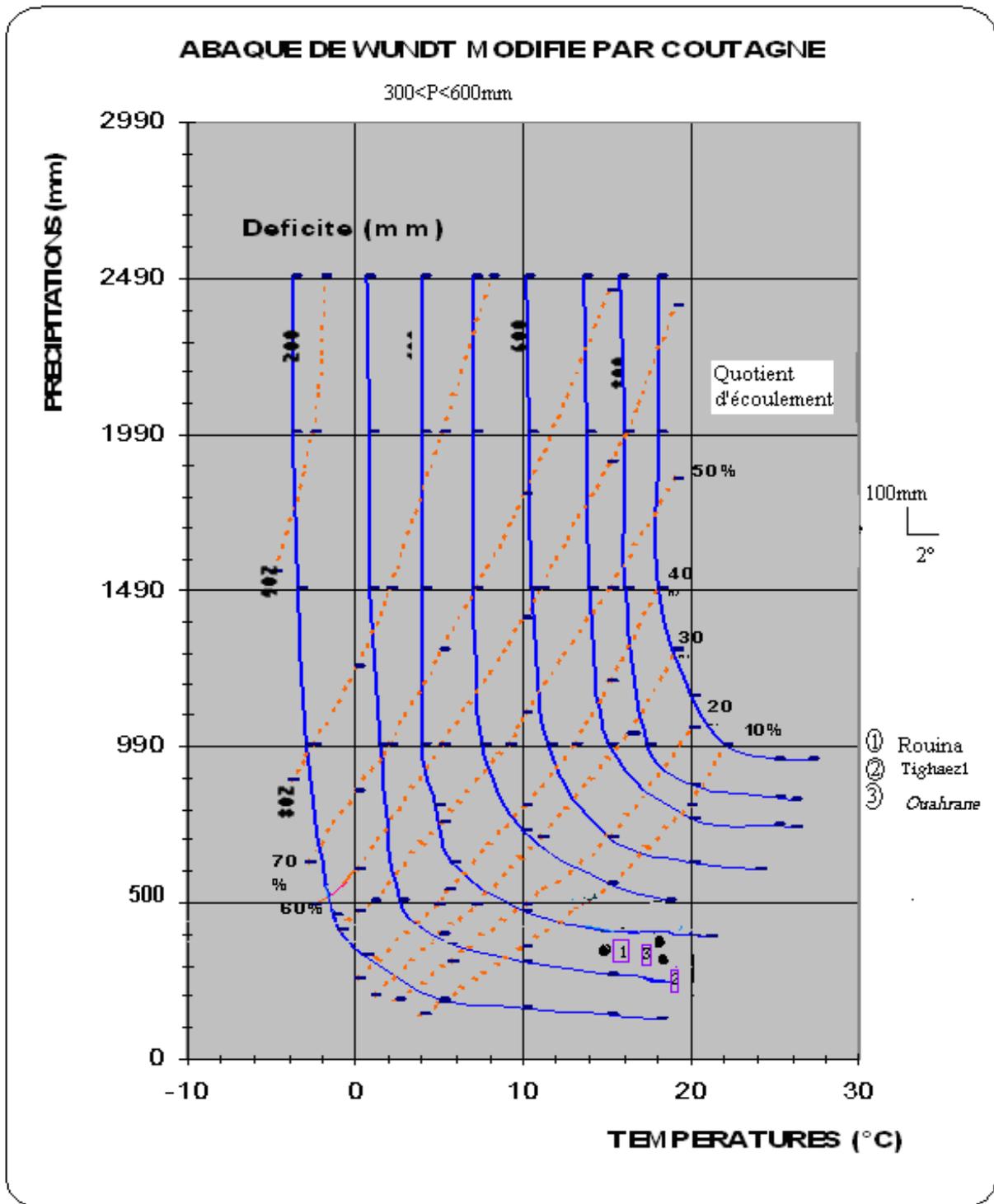


Figure IV .24 : Abaque de WUNDT modifiée par COUTAGNE

d--Méthode de THORNTHWAITE

La méthode de THORNTHWAITE permet de calculer ponctuellement le bilan d'eau mensuel et annuel à partir des valeurs mensuelles des précipitations et des valeurs moyennes mensuelles des températures.

1- Calcul d'évapotranspiration potentielle mensuelle et annuelle:

Le calcul d'évapotranspiration potentielle mensuelle n'est possible que si la température moyenne mensuelle est inférieure ou égale à 38°C. Deux cas sont alors à considérer :

1 cas : Pour une température moyenne mensuelle inférieure à 26.5°C :

L'évapotranspiration potentielle mensuelle est calculée d'après la formule :

$$\boxed{ETPC = 16 \left[\frac{10t}{J} \right]^a \times K} \quad \text{Et} \quad \boxed{ETPNC = 16 \cdot \left[\frac{10T}{J} \right]^a \times K} \quad \text{Equation IV.5}$$

E.T.P.C : évapotranspiration potentielle mensuelle corrigé (en mm)

E.T.P.N.C : évapotranspiration potentielle non corrigée en (mm),

T : température moyenne mensuelle (en°C).

J : indice thermique annuel : somme des indices mensuels calculés à partir des températures moyenne mensuelles selon la formule :

$$\boxed{i = \left[\frac{t}{5} \right]^{1.514}} \quad \text{Equation IV .6}$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49$$

K = coefficient de correction dépendant de la latitude et il est donné par une table

2 Cas : Pour une température moyenne mensuelle égale à 26.5°C ou comprise entre 26.5°C et 38°C l'évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée est donnée directement par l'abaque.

L'évapotranspiration potentielle mensuelle corrigée est alors calculée par application du coefficient de correction mensuel.

2- Calcul de l'évapotranspiration réelle mensuelle et annuelle.

La comparaison des valeurs de l'évapotranspiration potentielle mensuelle (E.T.P.C.) et des hauteurs des précipitations mensuelles (P) permet le calcul de l'évapotranspiration réelle mensuelle (E.T.P.R.) de la façon suivante :

1 cas $P > E.T.P.C$ donc $E.T.P.R. = E.T.P.C.$

La quantité d'eau correspondant à $(P - E.T.P.C.)$ augmente l'humidité du sol jusqu'à saturation de celui-ci, la partie de l'excédent est disponible pour le ruissellement et l'infiltration.

2 cas : $E.T.P.C. = P$ donc $E.T.P.R. = E.T.$

Les réserves en eau de sol restent les mêmes que celles du mois précédent.

3 cas $P < E.T.P.C.$ donc $ETPR=ETPC$ si $P+RFU > ETPC$

$$ETPR=P+RFU \text{ si } P+RFU < ETPC$$

Lorsque les réserves en eau du sol sont épuisées et $E.T.P.C > E.T.P.R.$ leurs différences donne le déficit d'alimentation.

3- Bilan hydrique simplifié selon THORNTHWAITE

Thornthwaite fait intervenir dans son bilan deux paramètres essentiels, la température et la précipitation.

Le bilan mensuel est établi à l'échelle à partir de la pluie du mois, de l'ETP et de la RFU.

Si $P > ETP$, alors :

- $ETR=ETP$
- Si $RFU \text{ initiale} < RFU_{\text{max}}$, $EXC = P-ETP-(RFU_{\text{max}} - RFU)$
- Si $RFU \text{ initiale} = RFU_{\text{max}}$, $EXC = P-ETP$
- (RFU_{max} : lame d'eau maximale pouvant être stockée par le sol)
-

La qualité d'eau qui reste ($P-ETR$) va alimenter la RFU jusqu'à son maximum, si elle dépasse cette valeur il y aura un excès, qui sera affecté à l'écoulement.

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 :

- $ETR=P + \min (RFU, ETP-P)$
- $RFU =0$ ou $RFU +P-ETP$
- Si $RFU =0$, la quantité ($Da =ETP-ETR$)

Si la RFU est nulle, un déficit agricole va se produire. Ce dernier, représente le besoin des cultures à l'irrigation.

Pour notre région on utilise la méthode de HALLAIRE (1967) pour calculer la réserve utile (RFU)

$$RFU = [(c-f)/100].H.d'+30mm \quad \text{Equation IV .7}$$

C = Capacité au champ.

F = Capacité au point de flétrissement.

H = profondeur au sol.(suivant la lithologie de chaque bassins versants)

d' = densité apparente à défaut de mesure, on peut prendre d'= 1.

30mm = enracinement capillaire.

L'expérience montre que l'on peut prendre pour (c-f) les valeurs :

c-f : 5% pour les sols sableux.

c-f : 10 à 15% pour les sols limoneux.

c-f : 20% pour les sols argilo-limoneux.

Basins versants	Rouina	Tighazel	Ouahrane
Superficies (Km ²)	872.57	128.97	270.7
Reserve utile (R.U)	66	65	60

Bilan selon THORNTHWAITE

ROUINA

Mois	K	T(°C)	P(mm)	Etp(mm)	RFU(mm)	Etr(mm)	DA(mm)	Ect(mm)
Sept	1,	22,00	21	104,4	0	21	83.4	0
Oct	1	17,00	27,95	64,3	0	27.95	36.35	0
Nov	0.9	18,00	43,1	62,60	0	43.1	19.5	0
Dec	0,9	8,00	42,46	16	26.46	16	0	0
Janv	0,9	7,00	46,18	13,30	66	13.30	0	0
Fe	0,9	6,00	41,62	10	66	10	0	31.62
Mars	1	9,00	34,21	24	66	24	0	10.21
Avril	1,1	13,00	37	47	56	47	0	0
Mai	1,2	17,00	24,93	80	0	80	0	0
Juin	1,2	21,00	5,74	114,50	0	5.74	108.76	0
Juill	1,2	25,00	1,94	155,2	0	1.94	153.26	0
Aout	1,1	26,00	4,47	154,9	0	4.47	150.43	0
Annuel		15,75	330,6	846,2		294.5	551.7	41.83

TIGHAZEL

Mois	K	T(°C)	P(mm)	Etp(mm)	RFU(mm)	Etr(mm)	DA(mm)	Ect(mm)
Sept	1	27,00	19	140	0	19	121	0
Oct	1	24,60	24,15	110,40	0	24.15	86.25	0
Nov	0.9	20,00	47,03	66	0	47.03	18.97	0
Dec	0.9	14,00	44	32,7	11.3	32.7	0	0
Janv	0,9	11,00	45,45	21,4	65	21.41	0	0
Fev	0,9	10,00	40	17,4	65	17.4	0	22.6
Mars	1	12,00	34,05	30	65	30	0	4.05
Avril	1,1	13,00	36,43	37	64.43	37	0	0
Mai	1,2	15,60	27,45	58	33.88	58	0	0
Juin	1,2	18,90	4,6	84	0	4.6	79.4	0
Juill	1,2	24,60	1,14	141	0	1.14	139.86	0
Aout	1,2	29,00	2	181	0	2	179	0
Annuel		18,31	325,3	918,9		294.43	624.48	50.7

OUAHRANE

Mois	K	T(°C)	P(mm)	Etp(mm)	RFU(mm)	Etr(mm)	DA(mm)	Ect(mm)	
Sept	1	24,00	17.17	113	0	17.17	95.83	0	
Oct	1	19,00	28.7	68,5	0	28.7	39.8	0	
Nov	0,9	14,00	65.32	34,2	19.87	34.2	0	0	
Dec	0,9	10,00	54.15	17,7	60	17.7	0	0	
Janv	0,9	10,00	48.4	18,4	60	18.4	0	30	
Fev	0,9	9,00	43.17	14,7	60	14.7	0	28.47	
Mars	1	13,00	33.87	35,6	58.27	35.6	0	0	
Avril	1,1	16,00	44.76	56,20	46.83	56.20	0	0	
Mai	1,2	20,00	28.43	94	0	28.43	65.57	0	
Juin	1,2	25,00	2.3	144,3	0	2.3	142	0	
Juill	1,2	29,00	0.95	194	0	0.95	193.05	0	
Aout	1,2	27,00	2.28	158,6	0	2.28	156.32	0	
Annuel			18,00	369.5	949.2		256.63	692.57	58.47

Tableau IV .27 Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique selon la méthode de THORNTHWAITE

Basins versants	Ouahrane	Tighazel	Rouina
Superficies (Km2)	270.7	128.97	872.57
P(mm)	369.5	325.3	330.6
ETP(mm)	949.2	918.9	846.2
RFU(mm)	60	65	66
ETR(mm)	256.63	294.43	294.5
D.A(mm)	692.57	624.48	551.7
ECOULEMENT(mm)	58.47	50.7	41.83

Interprétation du bilan hydrologique

L'observation du graphe du bilan hydrologique nous amène à dire que l'ETP est importante du mois d'avril jusqu'au mois de novembre, avec des valeurs atteignant les 155 mm au mois de juillet pour le bassin de Rouina et 181 mm au mois d'août dans le bassin de Tighzel et 194 mm au mois de juillet pour le bassin de Ouahrane. A partir du mois de novembre, on assiste à une reconstitution du stock qui s'accompagne d'une augmentation de la RFU, qui atteint son maximum entre les mois de janvier et avril pour le bassin de Rouina et Tighzel, et entre décembre et avril pour le bassin d'Ouahrane. Au-delà de cette période, on assiste à une baisse de la RFU, traduisant un épuisement du stock.

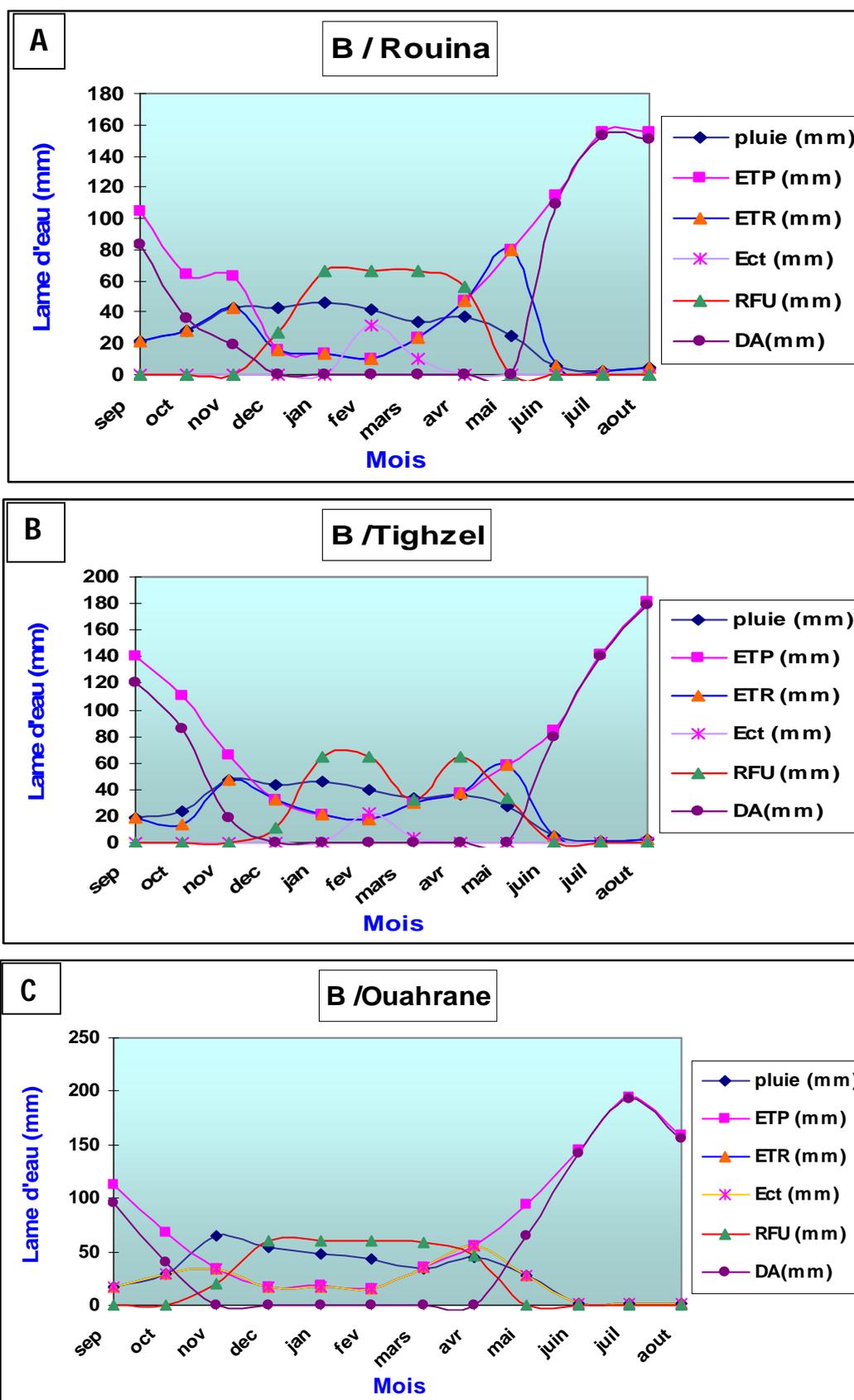


Figure IV .25 : Bilan hydrologique des bassins étudiés, par la méthode de Thornthwaite pour la période (1990/1991 -2007/2008).

e-Méthode de P.VERDEIL

Cet auteur constate que l'étude des écoulements sur les cours d'eau maghrébins montre une relation quasi fonctionnelle entre le déficit d'écoulement et les précipitations, sous réserve que les pluies soient inférieures à 600 mm. Il obtient un rapport de corrélation de 0.985.

Tableau IV .28 Tableau récapitulatif des résultats du Déficit d'écoulement.

« Verdeil »

BASSINS	Precipitation (mm)	Deficit d' écoulement (mm)
Rouina	330.6	305
Tighazel	325.3	300
Ouahrane	369.5	340

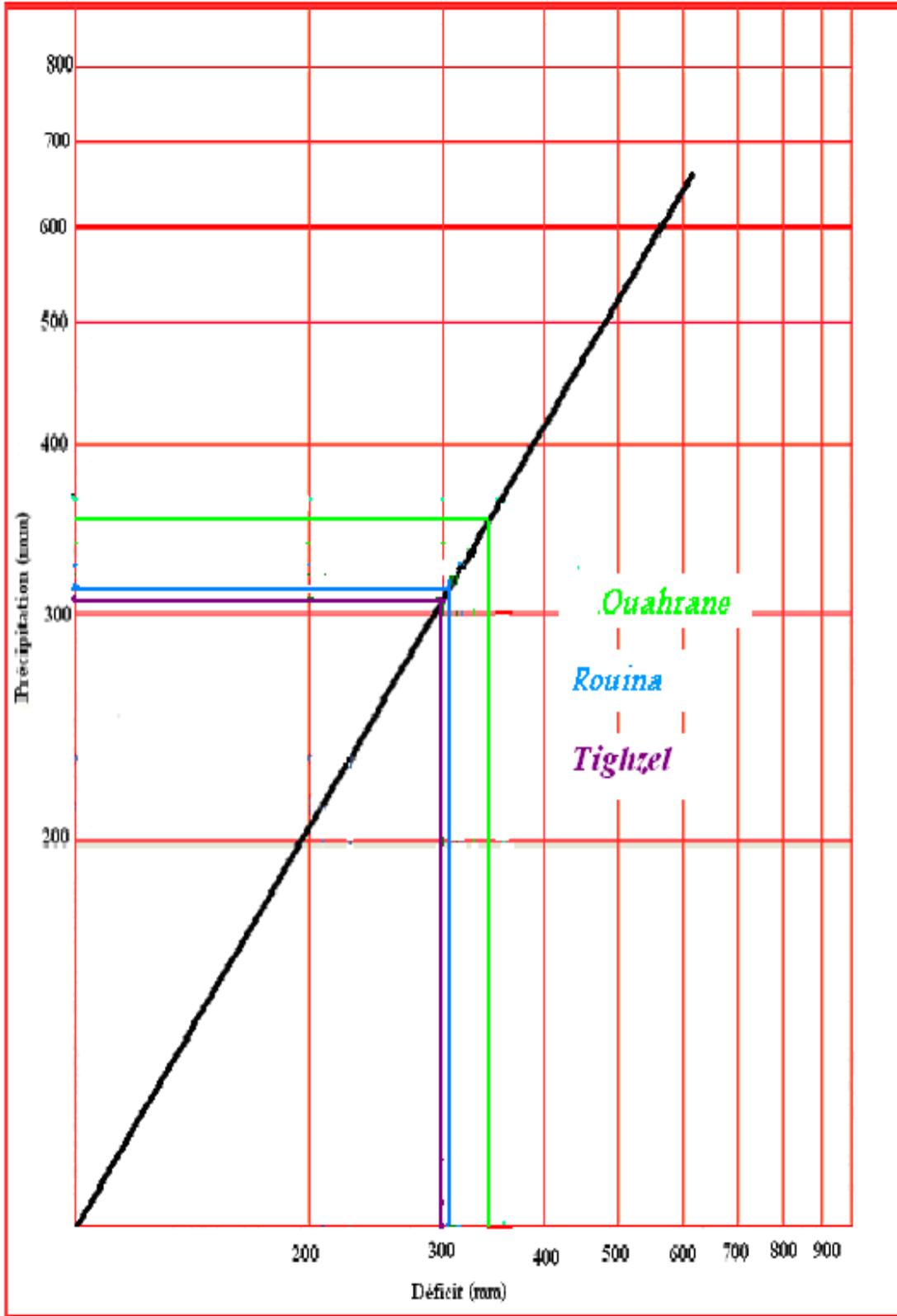


Figure IV.26 : Abaque pour calcul du déficit d'écoulement
(D'après P. VERDEIL : 1988)

IV.8 .Caractéristiques du Climat

La caractérisation du climat d'une zone donnée à l'aide d'indices ou de diagrammes permet de comparer les climats d'une région à l'autre. Ils prennent généralement en compte l'offre pluviométrique, la demande évaporative et les températures. Ceux qui sont les plus couramment utilisés sont les suivants :

IV.8.1 Courbes pluviométriques de " GAUSSEN ET BAGNOULS"

Un mois sec se définit, selon (Bagnouls et Gausсен, 1953, 1957) comme celui ayant un total pluviométrique (moyenne en millimètres) égal ou inférieur au double de la température ($P \leq 2T^\circ$). Ainsi, on constate que la saison sèche est formée par plusieurs mois secs consécutifs. Le diagramme de Gausсен (figure IV.27) permet de mettre en évidence une saison humide débutant au mois de novembre qui se termine au mois de mai, et une saison sèche qui s'étale du mois de juin jusqu'au mois d'octobre.

Tableau IV .29 : Résultats de calcul des courbes pluviométriques de " GAUSSEN et BAGNOULS".

Mois Bassin	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juill	aout	sept	oct	nov	dec	mo y
	Rouina	14	12	18	26	34	42	50	52	44	34	36	16
	46.18	41.62	34.21	37	24.93	5.74	1.94	4.47	21	27.95	43.1	42.4 6	P
Tighazel	22	20	24	26	31.2	37.8	49.2	58	54	49.2	40	28	2T
	45.45	40	34.05	36.43	27.45	4.6	1.14	2	19	24.51	47.03	44	P
Ouahrane	20	18	26	32	40	50	58	54	48	38	28	20	2T
	48.4	43.17	33.87	44.76	28.43	2.3	0.95	2.28	17.17	28.7	65.32	54.1 5	P

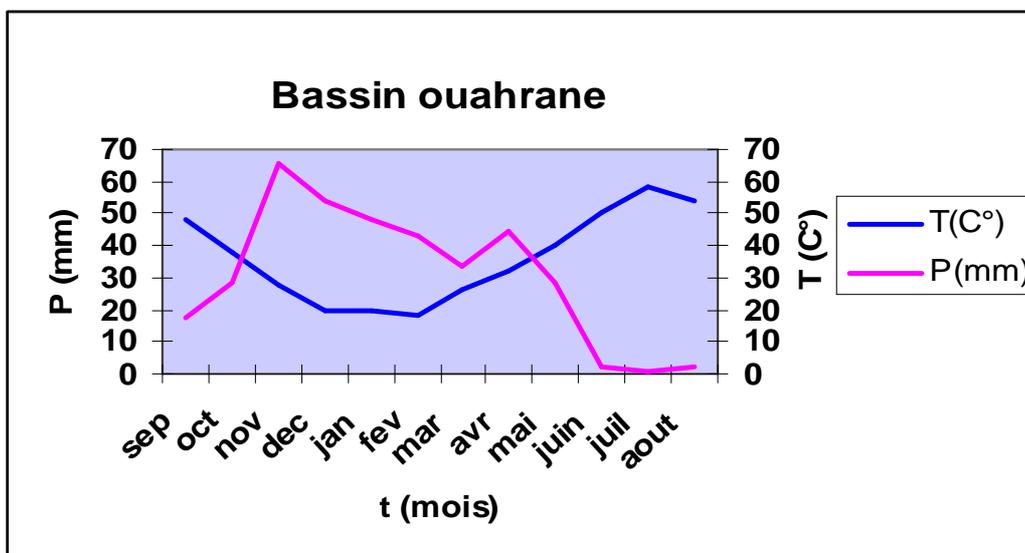
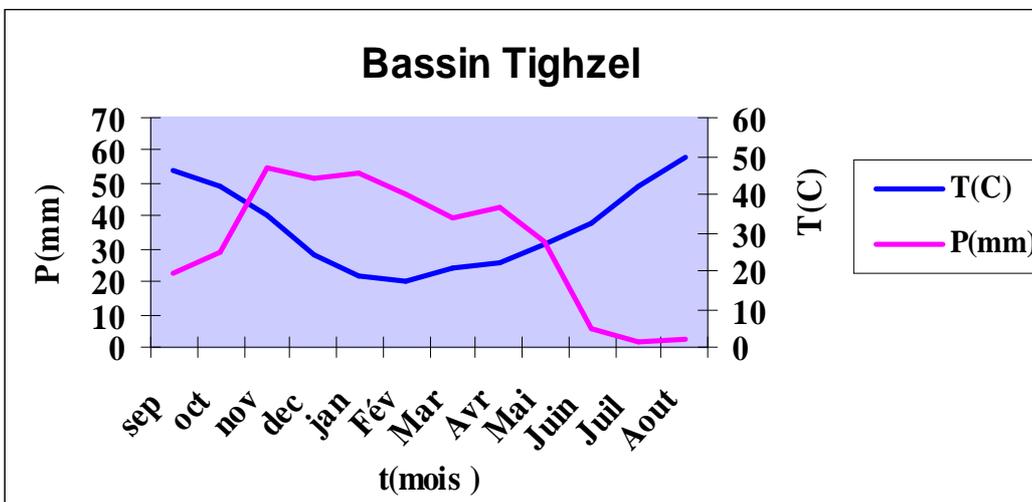
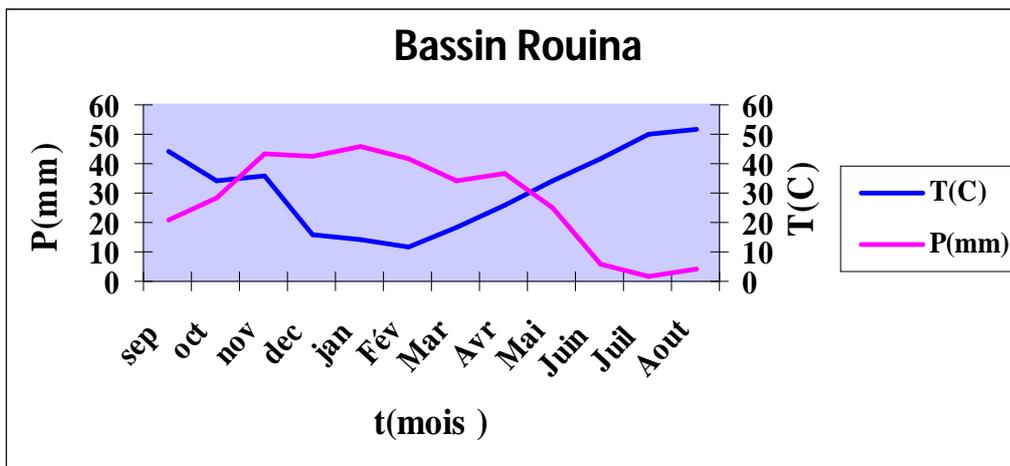


Figure IV .27 : Courbes pluviométriques de « GAUSSEN et BAGNOULS »

IV.8.2 Indice d'aridité annuel de " DE MARTONNE "

Cet indice est proposé par De Martonne en 1923. Il s'exprime par le rapport entre les précipitations et les températures et permet de trouver le type de climat qui règne dans la région, la formule utilisée est la suivante :

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

Equation IV .8

P = Précipitation annuelle (mm).

T = température annuel °C.

I <10 Climat aride, écoulement temporaire.

10-20 Climat semi-aride, écoulement temporaire.

20 - 30 Zone tempérée drainage extérieur.

30 - 40 écoulements exoréiques.

Tableau IV.30: Indice d'aridité annuel dans la région étudiée d'après " DE MARTONNE ".

I/Bassins	Rouina	Tighazel	Ouahrane
5-10			
10-20	13.07	11.5	13.19
20-30			
30-40			

D'après ces résultats nous remarquons que les trois bassins, Rouina, Tighazel et Ouahrane peuvent être classés en zone semi-aride à écoulement temporaire. (Figure IV.28)

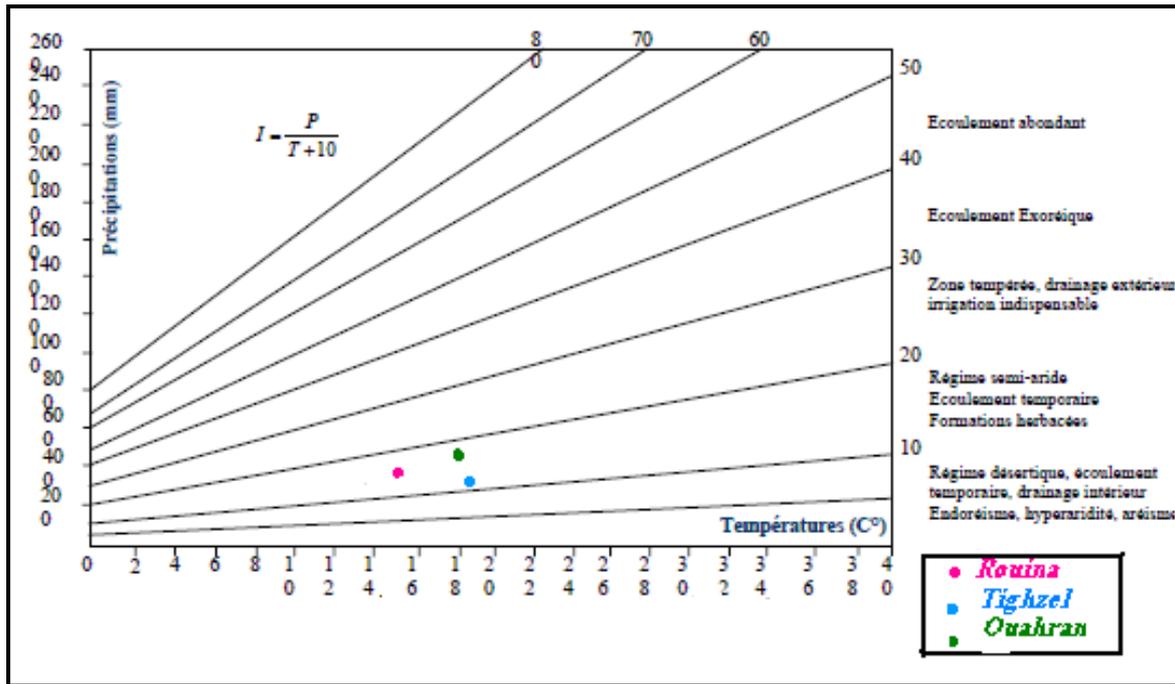


Figure IV .28 : Abaque de l'indice d'aridité annuel de DeMartonne(1923)

IV.8.3 Indice d'aridité mensuel.

Les élèves de De Martonne proposent un indice d'aridité mensuel qui permet de suivre l'évolution du climat au cours de l'année.

$$I = \frac{12 P}{T + 10}$$

Equation IV .9

P : Précipitation mensuelle en (mm).

T : Température moyenne mensuelle en °C.

Tableau IV .31 Indice d'aridité mensuel des stations de la zone d'étude

Bassin	janv	fev	Mars	avril	mai	juin	juill	aout	sept	oct	nov	dec
Rouina	32.59	31.21	21.60	19.30	11.08	2.22	0.66	1.49	7.87	13.97	18.47	28.30
Tighazel	25.97	24	18.57	19	12.86	1.91	0.39	0.61	6.16	8.5	18.81	22
Ouahrane	26.16	26.33	17	17.76	11.56	1.06	0.39	0.89	6.39	12.10	27.03	28.91

Selon la classification précédente par De Martonne, les mois d'octobre, novembre, décembre, janvier, avril et mai présentent un climat semi-aride. Les mois de décembre, janvier, février et mars ont un climat tempérés. Le mois de septembre est caractérisé par un climat steppique, alors que le mois de juin, juillet et aout deviennent hyperarides pour le Bassin de Rouina.

-Pour le Bassin de Tighzel, les mois novembre, mars, avril et mai présentent un climat semi-aride. Les mois de décembre, janvier et février ont un climat tempéré. Les mois de septembre et octobre sont caractérisés par un climat steppique, alors que les mois de juin, juillet et aout deviennent hyperarides.

-Pour le Bassin de Ouahrane, les mois d'octobre, mars, avril et mai présentent un climat semi-aride. Les mois de novembre, décembre, janvier et février ont un climat tempéré. Le mois de septembre est caractérisé par un climat steppique, alors que les mois de juin, juillet et aout deviennent hyperarides.

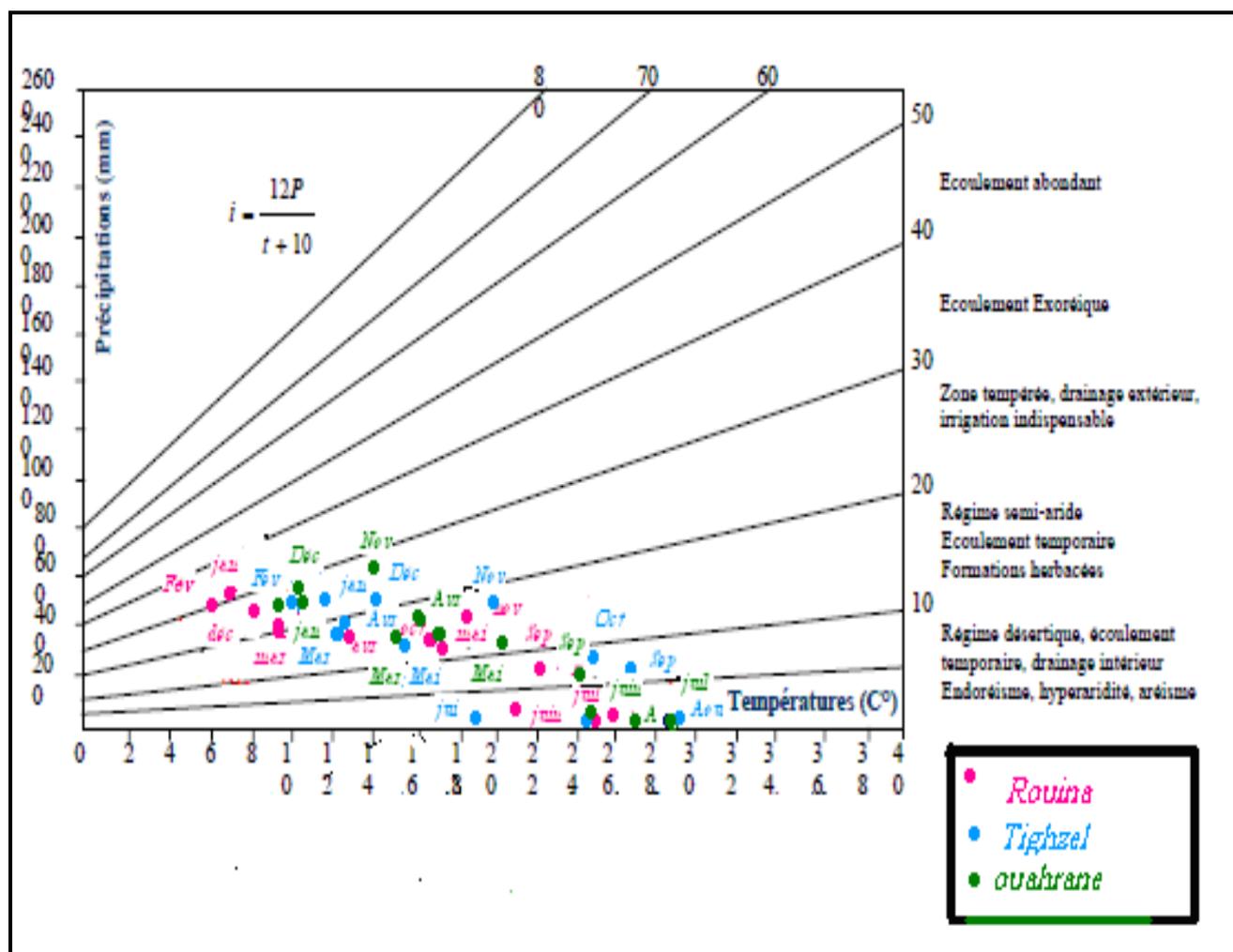


Figure IV .29: Abaque de l'Indice d'aridité mensuel de De Martonne (1923)

Même remarque que pour l'indice d'aridité annuel sauf que dans l'indice d'aridité mensuel nous pouvons mieux observer l'évolution de la fluctuation de cet indice.

IV .8.4 Indice de " Louis L.EMBERGER"

Pour déterminer les climats de la zone méditerranéenne, L. Emberger a proposé la détermination d'un quotient pluviométrique Q_2 , qui dépend des précipitations moyennes annuelles et des moyennes de températures minima et maxima, respectivement des mois le plus froid et le plus chaud. Il propose donc la formule suivante :

$$Q_2 = \frac{P}{\frac{M + m}{2} (M - m)} \times 1000$$

Equation IV .10

P : moyenne annuelle en (mm).

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud en degré absolu (°K).

m : moyenne des minima du mois le plus froid en degré absolu (°K).

On reporte Q_2 en fonction de la moyenne des minima du mois le plus froid en °C

Tableau IV .32: Indice de L.EMBERGER pour la région de Chlef

I/Bassins	Rouina	Tighazel	Ouahrane
Q_2	57.19	58.53	66.6
T° C	6	10	9

Le rapport de notre bassins sur la figure (IV .30) permet de dire que le climat de la plaine du Chécliff est de type semi-aride.

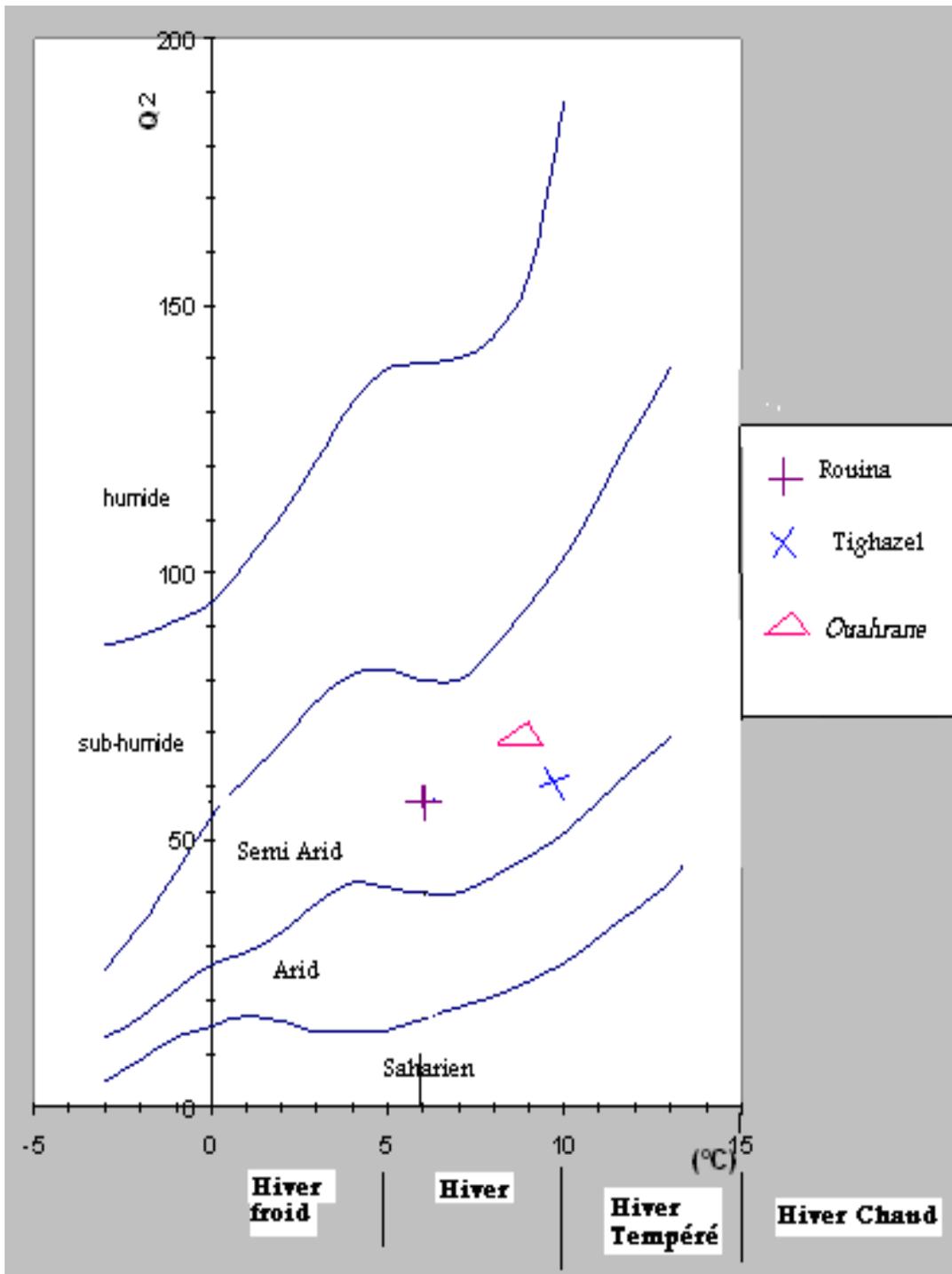


Figure IV .30: Climmagramme de LEMBERGER

IV.8.5 Indice d'aridité de la FAO

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

Equation IV .11

L'ETP est calculée préférentiellement selon la méthode de Penman

Les travaux de la FAO distinguent quatre zones bioclimatiques :

$I < 0$: zone désertique

$0,06 \leq I < 0,20$: zone aride ou désertique atténuée

$0,20 \leq I < 0,50$: zone semi aride

$I > 0,70$: zone subhumide

Les calculs conduisent aux résultats ci-dessous.

Tableau IV .33 : Résultats de calcul de (I. aridité de la FAO)

Bassins	Rouina	Tighazel	Ouahrane
P (mm)	330.6	325.3	369.5
E.T.P (mm)	846.2	918.9	949.2
I. aridité	0.39	0.35	0.39

IV.9 Bilan hydrologique

Le bilan hydrologique permet de quantifier les transferts d'eau issus des précipitations, il comporte trois principaux termes (les entrée, les sorties et les stocks).

L'équation du bilan d'un bassin versant peut s'écrire :

$$P = Q + ETR \pm \Delta W$$

Equation IV .12

Dans l'hypothèse d'un cycle complet où les variations des stocks sont nulles et les pertes par infiltrations profondes sont supposées négligeables (pour une période d'observation d'une année hydrologique) on a :

$$P = R + I + ETR$$

Equation IV .13

P : Lamé d'eau annuelle moyenne précipitée en (mm).

R = Ruissellement

I = Infiltration

IV.9.1 Le Ruissellement

Le ruissellement est fonction de divers facteurs ; Citons la perméabilité, la pente, la vitesse d'infiltration et la capacité d'absorption des formations affleurantes.

Le ruissellement est exprimé normalement en volume (m³) ou en hauteur (mm) par rapport à une superficie.

Calcul du ruissellement par la méthode de Tixeront – Berkaloff

La relation de Tixeront-Berkaloff (1961) permet le calcul approché de cette grandeur. Appliquée en Tunisie, les résultats donnent une erreur de 10% pour des précipitations inférieures à 600 mm.

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

Equation IV .14

R = Ruissellement

P = Précipitations

ETP = Evapotranspiration potentielle.

Les résultats obtenus apparaissent dans le tableau suivant :

Tableau IV.34 Les résultats du ruissellement obtenus par la méthode de Tixeront-berkaloff période (1990/2008)

Bassins versants	P (mm)	ETP (mm)	R(mm)
ROUINA	330.6	846.2	16.82
TIGHAZEL	325.3	918.9	13.60
OUAHRANE	369.5	949.2	18.66

IV.9.2 L'infiltration

L'estimation de l'importance du processus d'infiltration permet de déterminer quelle fraction de la pluie va participer à l'écoulement de surface, et quelle fraction va alimenter les écoulements souterrains et donc aussi participer à la recharge des nappes souterraines. L'infiltration désigne le mouvement de l'eau pénétrant dans les couches superficielles du sol et l'écoulement de cette eau dans le sol et le sous-sol, sous l'action de la gravité et des effets de pression.

$$I = P - ETR - R$$

Equation IV .15

Tableau IV .35 Les résultats des infiltrations dans les bassins versants du moyen –Chélif

Sous bassins	Précipitation		Ruissellement		Evapotranspiration		Infiltration	
	P(mm)	%	R(mm)	%	ETR(mm)	%	I (mm)	%
O. Rouina	330.6	100	16.82	5.08	305	92	8.75	2.63
O.Tighazel	325.3	100	13.60	4.18	300	92	11.7	3.59
O. Ouahrane	369.5	100	18.66	5.05	340	92	10.34	2.8

IV .10 Conclusion

La plaine de moyen Cheliff possède un climat méditerranéen de type semi-aride, avec un hiver froid et pluvieux, et un été chaud et sec, influencé par des facteurs géographiques (altitude et orientation des reliefs).

La température moyenne annuelle qui y règne est de 15,3°C, 18.3°C et 18°C successivement pour le Bassin de Rouina, de Tighazel et de Ouahrane.

Les précipitations moyennes annuelles, sur une période de 19 ans (90/91 – 2007/2008), sont estimées à 331 mm, 325 mm et 369.5mm et l'évapotranspiration réelle est estimée à 304 mm, 300 mm et 340 mm mobilisant 92 % des précipitations successivement pour le Bassin de Rouina, Tighzel et Ouahrane.

Le ruissellement ne représente que 5.08 %, 4.18% et 5.05 % des précipitations, ce qui représente 16.82 mm ,13.60 mm et18.99 mm, ainsi que l'infiltration ne laisse percoler que 8.75 mm, 11.7mm et 10.34 mm, ce qui ne représente que 2.6 3% ,3.6 % et 2.8 % des précipitations Rouina ; Tighzel et Ouahrane, ceci laisse penser que le régime des écoulements des trois bassins dépend de celui des précipitations.

Les conditions climatiques citées précédemment pour chaque bassin versant étudié ont une grande influence sur le régime des écoulements superficiels. Ceci peut être expliqué par la répartition irrégulière des débits dans le temps et dans l'espace. Ce sont surtout les précipitations qui constituent le facteur essentiel de cette répartition hydrologique des cours d'eau et de la genèse des crues.

Chapitre V

Sensibilité Et Application du Modèle GR4j

V .1.Introduction

En hydrologie, les processus impliqués dans le cycle de l'eau sont d'une grande complexité, la représentation de tout ou partie de ce cycle (démarche de modélisation), à des fins variées se heurte à la difficulté d'appréhension, de description ou de compréhension des phénomènes et des systèmes étudiés. Par conséquent, les représentations de ce système, c'est à dire les modèles, sont nécessairement simplificatrices, réductrices de la complexité naturelle, et donc grossièrement inexactes. Le modélisateur opère des choix de représentation du système en ne retenant que les aspects qui lui semblent les plus pertinents, pour tendre vers une solution la moins inexacte possible. » Charles Perrin (2000).

V .2. Les modèles pluie-débit

La recherche d'un modèle plus simple et plus efficace à représenter ou simuler des débits à partir des données de pluviométrie est de nos jours une préoccupation des hydrologues de part le monde.

Un modèle est sensé avoir une certaine crédibilité à représenter du plus près possible les valeurs réelles continues ou événementielles suivant l'objectif de la recherche en se servant de critères qualitatifs ou quantitatifs.

V.2.2 Origine des modèles pluies-débits

Pour comprendre les processus de génération des débits et aboutir à leur simulation, les hydrologues ont été obligés de remonter aux causes de ces débits, c'est-à-dire les précipitations.

La modélisation qui s'attache à donner une représentation du milieu naturel a servi de base pour tous les modèles. En effet, le bassin versant d'un cours d'eau ou le bassin d'alimentation d'une source présentent beaucoup d'hétérogénéités (nature et occupation du sol, structure de l'aquifère,...) et par suite, les modèles ne peuvent pas prendre en compte tous les paramètres physiques et deviennent nécessairement une simplification de la réalité du terrain.

Pour les aquifères karstiques, le modèle ne peut présenter que rarement des phénomènes physiques. Ceci est dû à la grande complexité de ces aquifères pour lesquels seule la prise en compte de la totalité du système karstique permet d'appréhender le réseau de drainage dans sa totalité.

V .2.3. Objectifs des modèles pluies débits

Les modèles proposés doivent répondre au mieux au problème posé à partir des données disponibles. Possédant des chroniques de précipitations, et aussi un minimum d'information de terrain concernant le système étudié, la reconstitution des chroniques de débits doit être plus ou moins correcte.

Les objectifs de la modélisation sont nombreux ; nous pouvons les synthétiser de la façon suivante :

- Faire avancer la connaissance et la compréhension des processus hydrologiques qui s’y déroulent.
- Prédire ses états futurs en modifiant les variables d'entrée. Ceci doit permettre une bonne gestion de la ressource en simulant des périodes très sèches ou très humides (neigeuses ou pluvieuses) pour voir la réponse du système suite à un changement de la variable d'entrée.
- Etudier sa réponse à différents scénarios d'évolution de sa structure interne et de ses conditions aux limites.

Le but principal de la modélisation pluie-débit est la reconstitution de chroniques de débits lorsque ces dernières sont absentes. En effet, le calage du modèle sur une période où les pluies et les débits sont disponibles doit permettre la reconstitution du débit sur une longue période où seules les précipitations sont connues

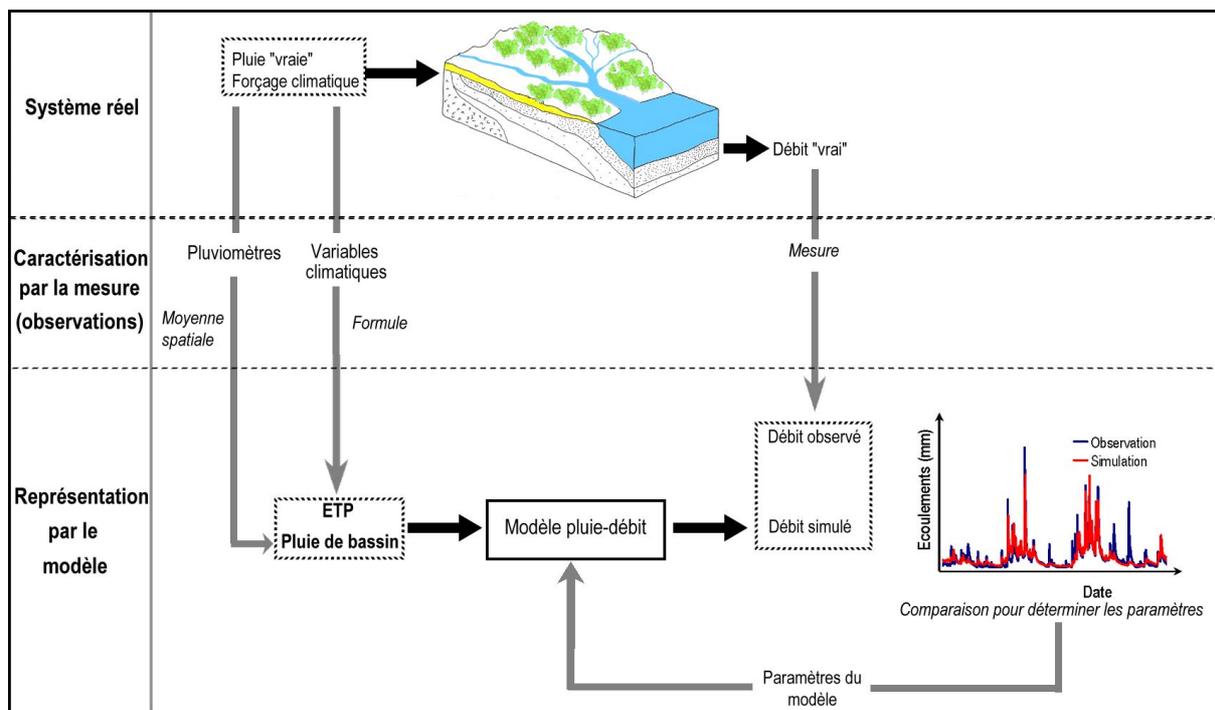


Figure V .1 Schématisation d'un modèle pluie-débit global (D'après Ludovic Oudin ; 2004)

V.2.4. Les applications de la modélisation pluie-débit

(P-A. Roche, J. Bernier, J. Miquel et C. Michel (1998))

La plus simple des applications de la modélisation pluie débit est la production de débits sur les bassins non jaugés, le réseau de mesure pluviométrique est de manière générale plus dense que le réseau de mesures de débits.

Dans ce cas, la modélisation est un choix technique (voir économique) qui pourrait en théorie être remplacé par une mesure directe des débits.

Il existe de nombreux domaines dans lesquels la modélisation pluie-débit est une nécessité.

Lorsque les données observées de débits ne suffisent pas pour répondre à un problème posé et qu'il faut prévoir quels seront les débits futurs.

La production de débits à partir des débits observés est beaucoup plus problématique que la production de pluies à partir de pluies observées.

Le calcul de débits à partir d'observations (ou de production) de pluies est utilisée dans les domaines suivants :

- ❖ **Gestion des stocks** : Dans le cas de tous les problèmes liés aux étiages et aux réservoirs d'eau, il est facile de comprendre que la modélisation pluie-débit est un outil précieux pour prévoir ce qu'il arrivera en cas de sécheresse.
- ❖ **Prévision en période de crue** : L'observation des pluies pendant un épisode critique peut permettre de prévoir la crue avec un délai correspondant aux temps de concentration.
- ❖ **Gestion de barrages** : On dispose généralement de séries de mesures de pluviométrie plus longues que les séries de mesures de débits.

Ces longues séries permettent de prévoir les valeurs extrêmes et d'optimiser la gestion des grands ouvrages.

- ❖ **Calcul de la distribution statistique d'une variable hydrologique.**
- ❖ **Détection de l'influence d'une modification exogène d'un bassin versant** sur ses écoulements (urbanisation, déforestation, etc....)

V.2.5 Classification des modèles pluies débits

Selon C. Perrin, beaucoup de classifications des modèles ont été proposées et il y a presque autant de classifications que d'hydrologues ! La difficulté de trouver une classification unifiée provient du fait que la grande diversité des approches entraîne une non moins grande diversité

des caractéristiques des modèles. Il est alors presque impossible de distinguer des catégories de modèles nettement distinctes, et ce d'autant plus que la terminologie employée est encore fluctuante. Clarke (1973) et Ambroise (1998) ont proposé quelques clés de différenciation des modèles :

- Déterministe ou stochastiques, suivant la nature des variables, des paramètres et/ou des relations entre eux,
- Globaux, semi distribués ou spatialisés, suivant que le bassin versant est considéré dans l'espace comme une entité homogène, qu'il est divisé en sous unités supposées homogènes (éventuellement des sous bassins) ou qu'ils sont finement discrétisés en mailles,
- Cinématiques (descriptifs) ou dynamiques (explicatifs), suivant que l'évolution temporelle du système est simplement décrite ou mise en relation avec les forces qui en sont la cause,
- Empiriques, conceptuels ou théoriques (fondés sur la physique), suivant les relations utilisées pour modéliser la transformation de la pluie en débit et suivant la représentation du système modélisé.

Notre approche vise à trouver un modèle simple et objectif qui peut simuler des débits de crues proches de ceux observés sur la base de données de pluviométrie. Elle utilise comme fonction de transfert l'hydrogramme unitaire et comme fonction de production le ruissellement. Il est obtenu par la transformation de la pluie brute en pluie nette par l'intermédiaire d'une variable suivant les conditions initiales et l'intensité de la pluviométrie.

V.2.6 Description du modèle pluie-débit journalier GR4J

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) est un modèle pluie-débit global à quatre paramètres. Son développement a été initié au Cemagref au début des années 1980, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications de gestion de la ressource en eau et d'ingénierie (dimensionnement d'ouvrage, prévision des crues et des étiages, gestion de réservoirs, détection d'impact...).

Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Edijatno et Michel (1989), Edijatno (1991), Nascimento (1995), Edijatno *et al.* (1999), Perrin (2000), Perrin (2002) et Perrin *et al.* (2003) qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. C'est la version de Perrin *et al.* (2003) qui est présentée ici.

Bien que GR4J soit un modèle empirique, sa structure l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui permet de tenir compte

des conditions antérieures et d'en assurer un fonctionnement en continu. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage, des hydrogrammes unitaires ainsi qu'une fonction d'ouverture sur l'extérieur non atmosphérique permettant de simuler le gros du comportement hydrologique du bassin.

Le modèle GR4J a certaines fonctions communes avec le modèle GR2M (par exemple la fonction de production liée au réservoir sol). Son module de routage est cependant plus sophistiqué qu'au pas de temps mensuel.

Remarquons que le modèle GR3H (Fourmigué et Lavabre, 2005) utilisé au pas de temps horaire correspond à la version à trois paramètres proposée par Edijatno (1991). Le modèle GR3H est très similaire à la version du modèle décrite dans la section suivante, mais n'intègre ni fonction d'échange, ni fonction de percolation, les autres fonctions étant pratiquement identiques.

V.2.7 Sélection des structures du modèle

L'objectif poursuivi dans cette étude est la modélisation du cycle superficiel et souterrain de l'eau dans le bassin versant. Comme dans toute démarche scientifique, nous avons une adéquation à faire entre les ressources disponibles et les objectifs à atteindre.

La modélisation pluie – débit a suscité un intérêt croissant depuis quatre décennies dans la communauté des hydrologues. Parmi les très nombreux modèles proposés, des dizaines font partie de la classe des modèles à réservoirs conceptuels ou empiriques, qui nous intéressent particulièrement ici.

La sélection des modèles s'est appuyée sur une vaste recherche bibliographique, qui a permis d'identifier un grand nombre de modèles. L'échantillon des modèles pouvant être testés a été restreint en excluant ceux trop complexes en terme de nombre de paramètres optimisables tels que les modèles SSARR (Speers, 1995), Stanford (Crawford et Linsley, 1963), LASCAM(Sivapalan et al., 1996), IRBM(Bultot et Dupriez, 1976), HYSIM (Manley,1975) ou encore CREAMS (Knisel et Williams, 1995).

Le choix de cette version définitive dans notre étude a été très délicat, du fait des niveaux de performance assez semblables atteints par plusieurs structures. La version de ce modèle GR4J nous permet de faire des modifications de la structure de nombreuses versions qui ont donné des résultats assez proches. Dans cette version, de nombreuses valeurs ont été, comme dans les précédentes versions de GR, fixées à des valeurs constantes. Toutes ces valeurs ont été testées et choisies empiriquement de manière à optimiser les résultats.

La structure des modèles étudiés inclut des paramètres qui permettent l'adaptation du modèle aux caractéristiques particulières du bassin. Ces paramètres n'ont généralement pas de signification physique et ne peuvent pas être mesurés sur le terrain. Ils doivent être déterminés mathématiquement par un processus d'optimisation.

En hydrologie, la modélisation concerne généralement la relation pluie-débit, c'est-à-dire que les modèles utilisent la pluie comme variable d'entrée et calculent un hydrogramme en sortie du bassin. Le modèle GR4j comme les autres modèles repose en général sur deux fonctions différentes :

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

Dans notre étude, la version utilisée est un modèle de pluie-débit global à quatre paramètres réalisés par l'errin et al 2003.

- X_1 : capacité maximale du réservoir de production
- X_2 : paramètre d'échange souterrain.
- X_3 : capacité à un jour du réservoir de routage
- X_4 : temps de base de l'hydrogramme unitaire

Dans ce model, on désignera par P (mm) la hauteur journalière de la pluie, par E (mm) l'évapotranspiration potentielle journalière (ETP) et par Q (m³/j) le débit simule, P est une estimation de la pluie du bassin versant calculée à partir de l'information pluviométrique disponible. E n'est pas nécessairement une donnée datée mais peut être issue d'une courbe de régime d'ETP moyenne interannuelle.

V.2.7.1 Description mathématique

D'après MAKHLOUF (1994 et PERRIN (2000), les équations suivantes correspondent aux équations intégrées sur un pas de temps.

- **Neutralisation :**

La pluie brute subit l'évapotranspiration ETP. La pluie nette P_n est alors déterminée par :

- si $P \geq E$ alors $P_n = P - E$ et $E_n = 0$
- si $P < E$ alors $P_n = 0$ et $E_n = E - P$

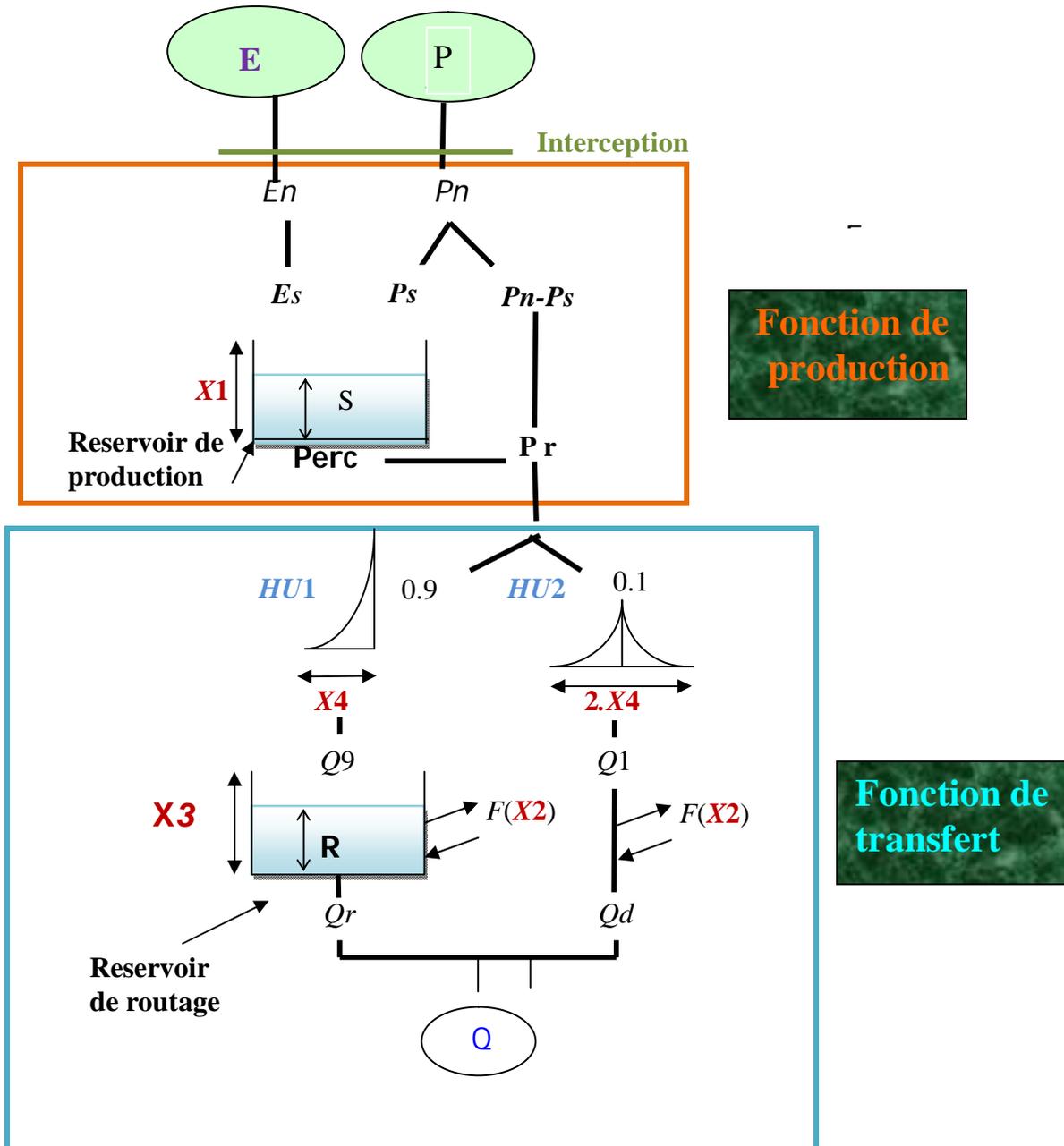


Figure V.2 : Organigramme du model GR4j

V.2.7.2 Fonction de production

V .2.7.2.1 Réservoir de production:

Le principe est de faire dépendre la détermination de la pluie efficace Pr et de l'évapotranspiration réelle Es du contenu du réservoir.

$$Pr=f(s, P)$$

$$Es =f(S, E)$$

Il existe de nombreuses formulations de réservoirs de production (réservoirs de suivi d'humidité du sol). Dans cette étape, nous présentons le fonctionnement du réservoir dans le modèle GR4J.

a) Evolution du réservoir sous l'action de la pluie

La détermination de la pluie efficace Pr est régie par l'équation différentielle ci-dessous, qui représente la formation du fonctionnement du réservoir :

$$ds = \left[1 - \left(\frac{s}{X_1} \right)^2 \right] p dt$$

Equation V.1

Où X_1 est la capacité du réservoir .Lorsque S égale X_1 (le réservoir est complètement plein), rien ne rentre dans le réservoir, et quand S est nul, la totalité de la pluie va alimenter le réservoir. On trouve alors l'expression suivante du niveau S_2 enfin du pas de temps en fonction du niveau S_1 au début du pas de temps et en fonction de P .

$$S_2 = X_1 \frac{S_1 + X_1 \cdot \tanh \left(\frac{P}{X_1} \right)}{X_1 + S_1 \left(\frac{P}{X_1} \right)}$$

Equation V.2

La pluie Ps entrant dans le réservoir, correspondant à la différence $(S_2 - S_1)$, est alors donnée par :

$$P_s = \frac{x_1 \left[\left(1 - \frac{S_1}{X_1} \right)^2 \right] \cdot \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)}{1 + \frac{S_1}{X_1} \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)}$$

Equation V.3

b) Evolution sous l'action de l'évapotranspiration potentielle

On part de l'équation différentielle suivante, qui représente la formulation instantanée du réservoir :

$$ds = \left(\frac{S}{X_1} \right) \left[2 - \left(\frac{S}{X_1} \right) \right] Edt$$

Equation V.4

On trouve alors l'expression suivante du niveau S_2 en fin du pas de temps en fonction du niveau S_1 au début du pas de temps et en fonction de E :

$$S_2 = S_1 \cdot \frac{1 - \tanh \left(\frac{E}{X_1} \right)}{1 + \left(1 - \frac{S_1}{X_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E}{X_1} \right)}$$

Equation V.5

La quantité d'eau E_s sortant du réservoir par l'évapotranspiration correspondant à la différence ($S_1 - S_2$) est donnée par :

$$E_s = \frac{S_1 \cdot \left(2 - \frac{S_1}{X_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E_n}{X_1} \right)}{1 + \left(1 - \frac{S_1}{X_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E_n}{X_1} \right)}$$

Equation V.6

Le contenu du réservoir est mis à jour par:

$$S' = S_1 + P_s - E_s$$

V .2.7.2.2. Percolation

a) Principe de fonctionnement des réservoirs de vidange

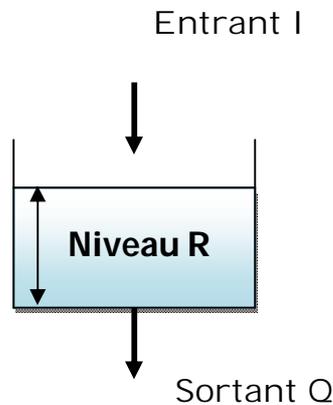


Figure V. 3 : Fonctionnement du réservoir de vidange

L'analyse en continu du fonctionnement du réservoir se fait en introduisant l'équation de continuité :

$$\frac{dR}{dt} = I - Q$$

Et en la joignant à l'équation dynamique : $Q = f(R)$, ce qui donne l'équation différentielle

$$\frac{dR}{dt} + f(R) = I$$

Il existe plusieurs types de réservoirs de vidange suivant les formes de la fonction $f(R)$, ils peuvent être linéaires, quadratiques, exponentiels ou de puissance. Le réservoir utilisé en GR4j est réservoir de puissance avec $\alpha = 6$.

Le réservoir est régi par les équations suivantes :

$$Q(t) = b R(t)^\alpha$$

$$\frac{dR}{dt} = -Q$$

Après simplification et intégration, la percolation $Perc$ issue du réservoir de production est calculée par l'équation suivante :

$$Perc = S' \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4 S'}{9 X_1} \right)^4 \right]^{\frac{1}{4}} \right\}$$

Equation V.7

Le contenu du réservoir est mis à jour par :

$$Pr = Perc + (Pn - Ps)$$

Equation V .8

V.2.7.3 Fonction de transfert

V 2. 7.3.1 Hydrogramme unitaire

L'Hydrogramme unitaire s'intercale sur la pluie nette, déterminée par le réservoir sol et le réservoir eau gravitaire, il permet d'étaler cette même pluie nette afin de reproduire correctement les montées de crue. La pluie est séparée en deux composantes. Un écoulement pseudo direct est routé par un hydrogramme unitaire *HU1* et représente 90% de la pluie efficace ; L'autre partie de la pluie efficace (10%) est routée par un Hydrogramme unitaire *HU2* et un réservoir de routage.

HU1 et *HU2* dépendent du même paramètre X_4 et du temps de base de *HU1* exprimé en jour. Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S notées respectivement *SH1* et *SH2*.

SH1 est définie en fonction du temps par *EDIJATNO (1991)*, *KAKHLOUF(1994)* et *PERRIN (2000)*.

$$\text{Pour } t \leq 0 \quad SH1(t) = 0$$

$$\text{Pour } 0 < t < X_4 \quad SH1(t) = \left(\frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}}$$

$$\text{Pour } t \geq X_4 \quad SH1(t) = 1$$

SH2 est définie de façon similaire par :

$$\text{Pour } t \leq 0 \quad SH2(t) = 0$$

$$\text{Pour } 0 < t \leq X_4 \quad SH2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}}$$

$$\text{Pour } X_4 < t < 2X_4 \quad SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}}$$

$$\text{Pour } t \geq 2X_4 \quad SH2(t) = 1$$

Les ordonnées de *HU1* et *HU2* sont alors calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j-1)$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j-1)$$

A chaque pas de temps i , les sorties Q_9 et Q_1 des deux hydrogrammes correspondent à la convolution des pluies antérieures par la clé de la répartition donnée par l'hydrogramme discrétisé et sont calculées par :

$$Q_9(i) = 0.9 \cdot \sum_{k=1}^i UH1(k) \cdot pr(i-k+1)$$

$$Q_1(i) = 0.1 \cdot \sum_{k=1}^m UH2(k) \cdot pr(i-k+1)$$

Où $i = \text{int}(X_4) + 1$ et $m = \text{int}(2X_4) + 1$, avec la fonction int qui désigne la partie entière.

V .2.7.3.2 Fonction d'échange

Un terme F permet de tenir compte des infiltrations profondes ou des échanges d'eau souterrains. Il dépend d'un paramètre X_2 (négatif ou positif).

Un échange souterrain en eau dans la version de *PERRIN et al (2003)* est calculé par :

$$F = X_2 \cdot \left(\frac{R}{X_3} \right)^{\frac{7}{2}}$$

Equation V .9

Où R est le niveau dans le réservoir ;

X_3 est la capacité à un jour du réservoir ;

X_2 est le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apport, négatif ou nul dans le cas des pertes vers des nappes profondes

V .2.7.3.3 Réservoir de routage

Le réservoir de routage est un réservoir de vidange de puissance avec $\alpha = 6$ qui permet de reproduire les décrues. Le niveau dans le réservoir de routage est mis à jour en ajoutant la sortie Q_9 de l'hydrogramme $HU1$ et F :

$$R = \max(0 ; R + Q_9 + F)$$

Il se vidange en une sortie Q_r donnée par :

$$Q_r = R \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{R}{X_3} \right)^4 \right]^{\frac{1}{4}} \right\}$$

Equation V.10

Le niveau dans le réservoir devient :

$$R' = R - Qr$$

V.2.7.4 Ecoulement total

La sortie Q_1 de l'hydrogramme HU2 est soumise aux mêmes échanges pour donner la composante d'écoulement Qd

$$Qd = \max(0; Q1 + F)$$

$Q1$ debit total est alors donné par :

$$Q = Qr + Qd$$

Equation V.11

V.2.8 Optimisation des paramètres de modèle GR4j

D'après MAKHLOUF (1194) et PERRIN (2000), l'optimisation des différents paramètres d'un modèle consiste à trouver un jeu de paramètres pour maximiser le critère de Nash. Pour cela différentes techniques d'optimisation sont disponibles ; la méthode utilisée dans notre modèle dite pas à pas est utilisée par MICHEL (1989). Cette méthode tire sa rusticité d'une transformation préalable des paramètres, en générale par la fonction logarithmique pour les paramètres X_1 , X_3 et X_4 et par une fonction exponentielle pour X_2 . Les paramètres X_1 , X_2 , X_3 et X_4 sont optimisés dans l'espace des valeurs transformées, c'est à- dire par :

$$A = \ln(X_1)$$

$$B = A \sinh(X_2)$$

$$C = \ln(X_3)$$

$$D = (X_4 - 0.5)$$

La méthode adopte un pas de calcul pouvant varier d'une itération à l'autre. L'amplitude du pas de calcul étant ici le même pour tous les paramètres. Des transformations mathématiques préalables (par exemple transformations logarithmiques ou exponentielles) peuvent être appliquées pour garantir des sensibilités grossièrement équivalentes à ce pas de calcul pour tous les paramètres.

V .3 Test du modèle et applications

Le modèle a été largement testé en France et en côte d'Ivoire par Servat et Dezetter (1991,1992). Il a également été testé en Grande-Bretagne par (Perrin, 1997). Le modèle a été utilisé par Nascimento (1995) et Lavabre et al. (1993) pour la mise en évidence d'effets de changements environnementaux.

V .3.1 Calage du modèle

L'objectif du calage est d'apprendre au modèle à identifier et reconnaître les propriétés hydrologiques du bassin versant, en confrontant le modèle à des séries d'entrée et de sortie observées.

Le calage du modèle concerne les paramètres X_1 , X_2 , X_3 , X_4 . Cette opération est faite automatiquement par le logiciel EXCEL, en utilisant la fonction "solveur», en appliquant la méthode pas à pas .On utilise deux ans pour chaque calage ; une année pour la mise en route et une autre pour la période test. La concentration de notre étude est basée sur le fonctionnement d'un bassin versant (la relation et la sensibilité entre les paramètres de mécanisme de cycle d'eau).

Les résultats du calage pour le fonctionnement des trois bassins versants (Tighzel, Rouina et Ouahrane) sont enregistrés dans le tableau (V -1), illustrés sur les figures (V -4), (V -7), (V -12) qui représentent le calage de deux périodes différentes pour chaque bassin.

Tableau V.1 : Résultats du calage avec la version de Perrin et al (2003)
(Tighazel , Rouina , Ouahrane)

Calage	B. Tighzel 1994/1996	B. Rouina 1995/1997	B. Ouahrane 2000/2002
X1 : Capacité rés. production (mm)	5,30	5.77	5,39
X2 : Paramètre d'échange (mm)	-4,00	-3,33	-4,67
X3 : Capacité rés. routage (mm)	3,50	1,53	4,14
X4 : Délai (jours)	2,17	-0,16	-1.45
Nash(Q)	61,4	71.9	81,0
Nash(VQ)	69,2	52,7	69,0
Nash(ln(Q))	30,7	-67.6	64,6
Bilan	57,2	87.1	80,7
R ²	0.506	0.435	0.705

- Bassin de Tighzel

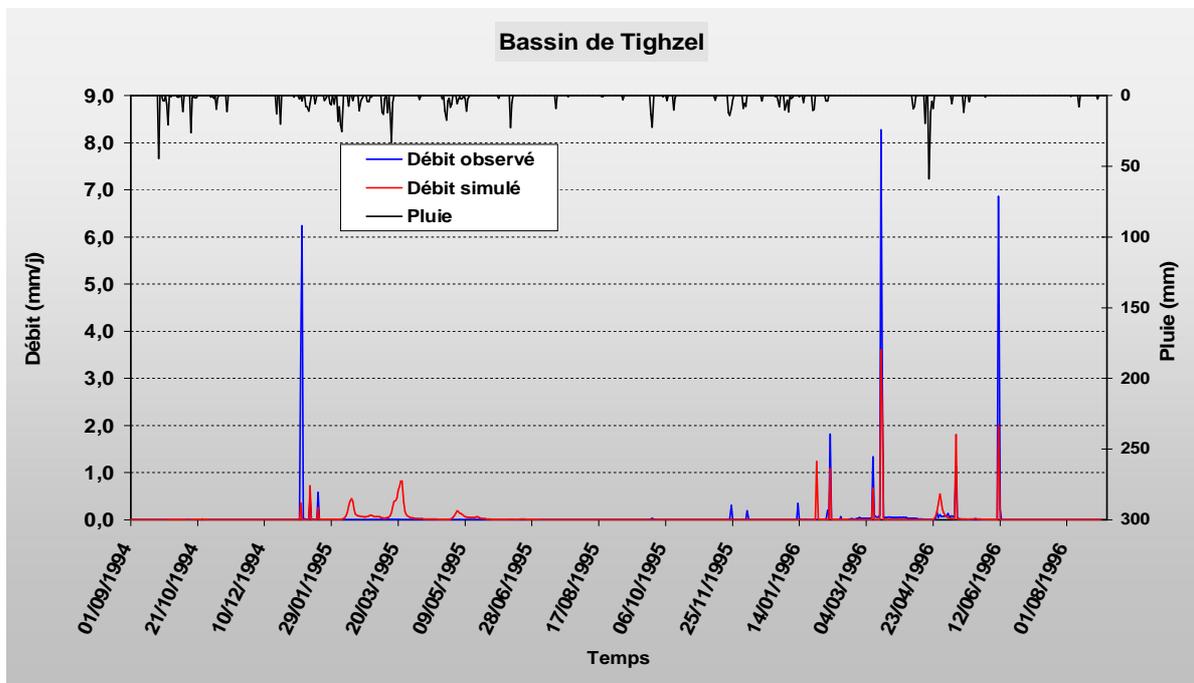


Figure V.4 : Débit simulé de Bassin Tighazel

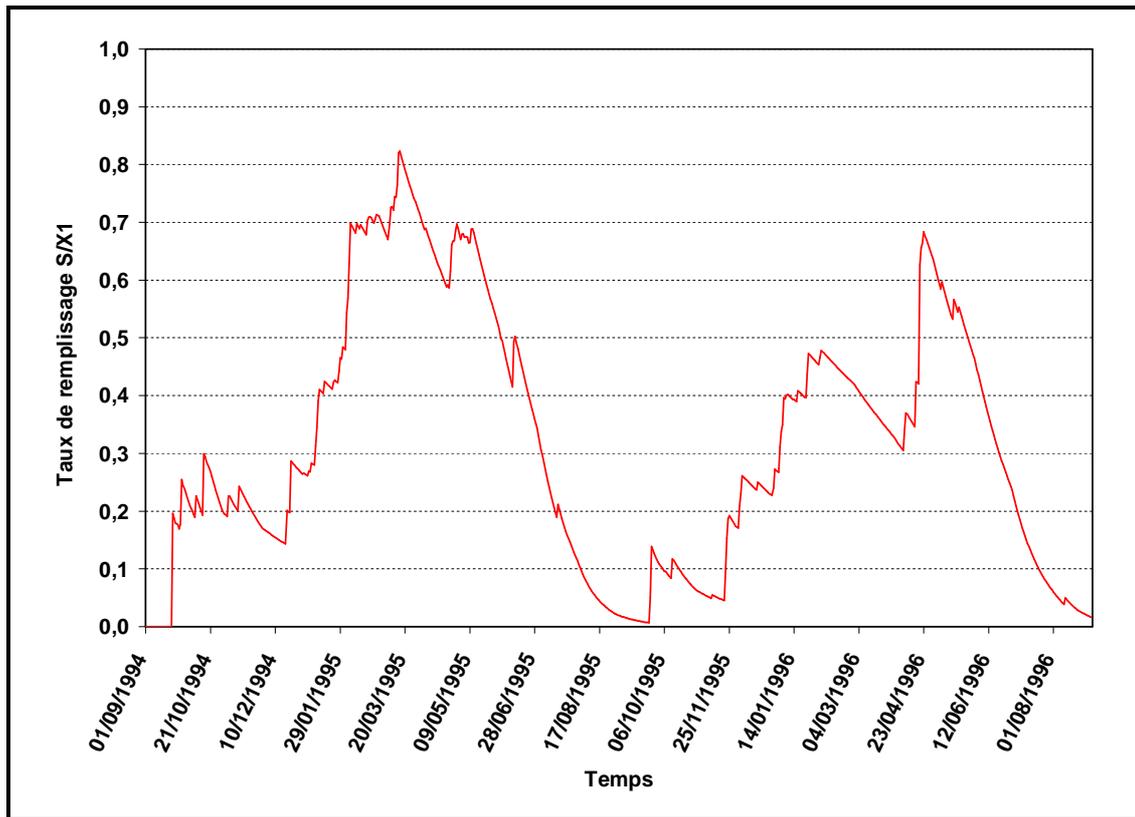


Figure V.5 : Taux de remplissage du réservoir de production (bassin de Tighazel)

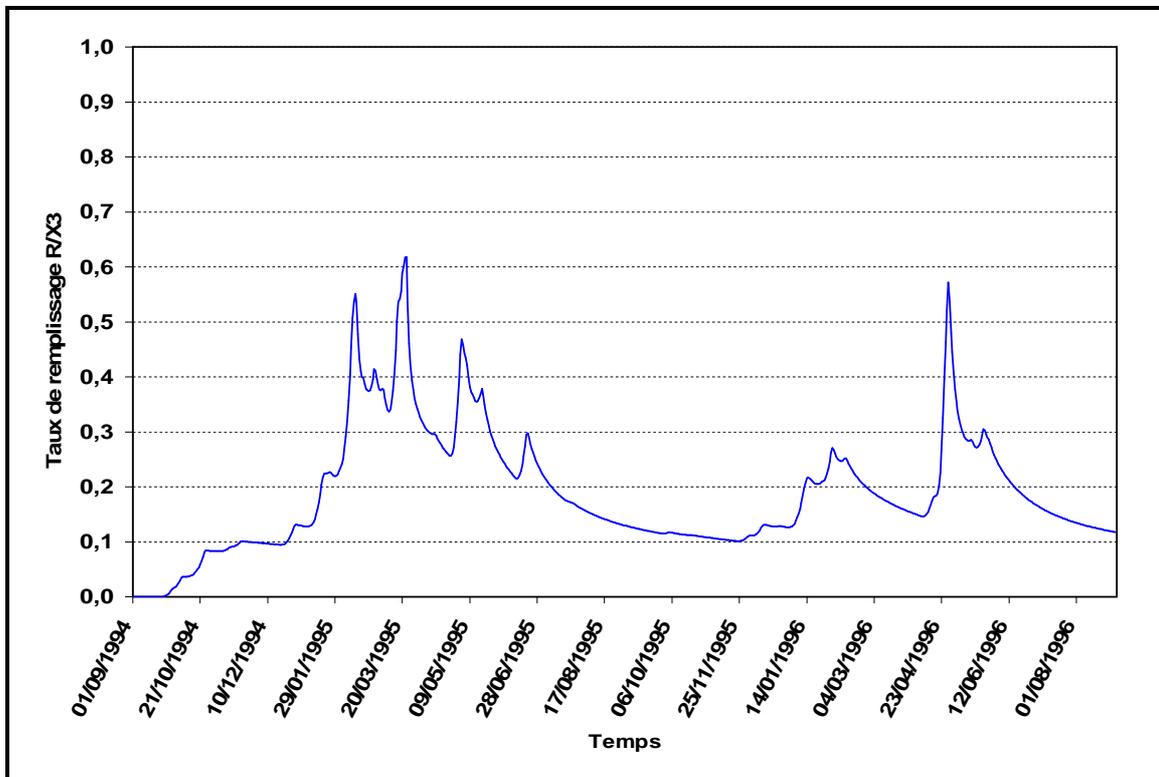


Figure V.6 : Taux de remplissage du réservoir de Transfert (Bassin de Tighzel)

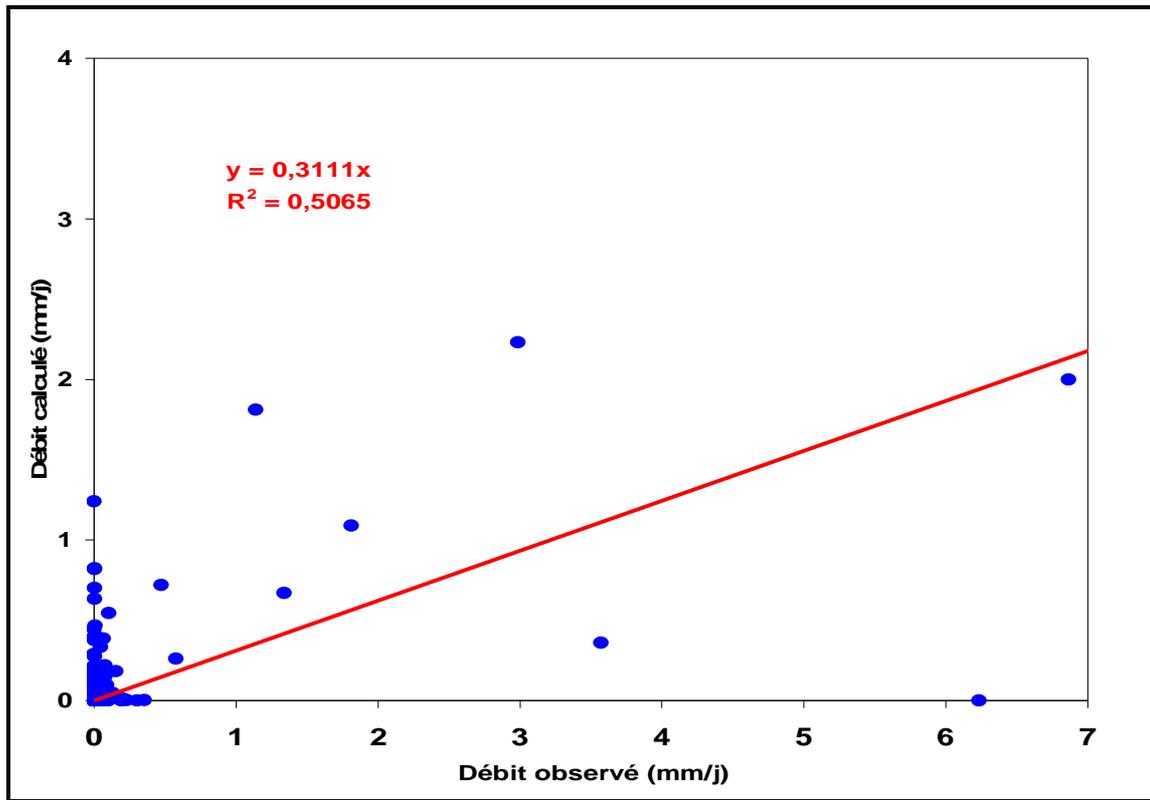


Figure V.7 : Comparaison entre les débits observés et calculés (Bassin de Tighazel)

- Bassin de Rouina

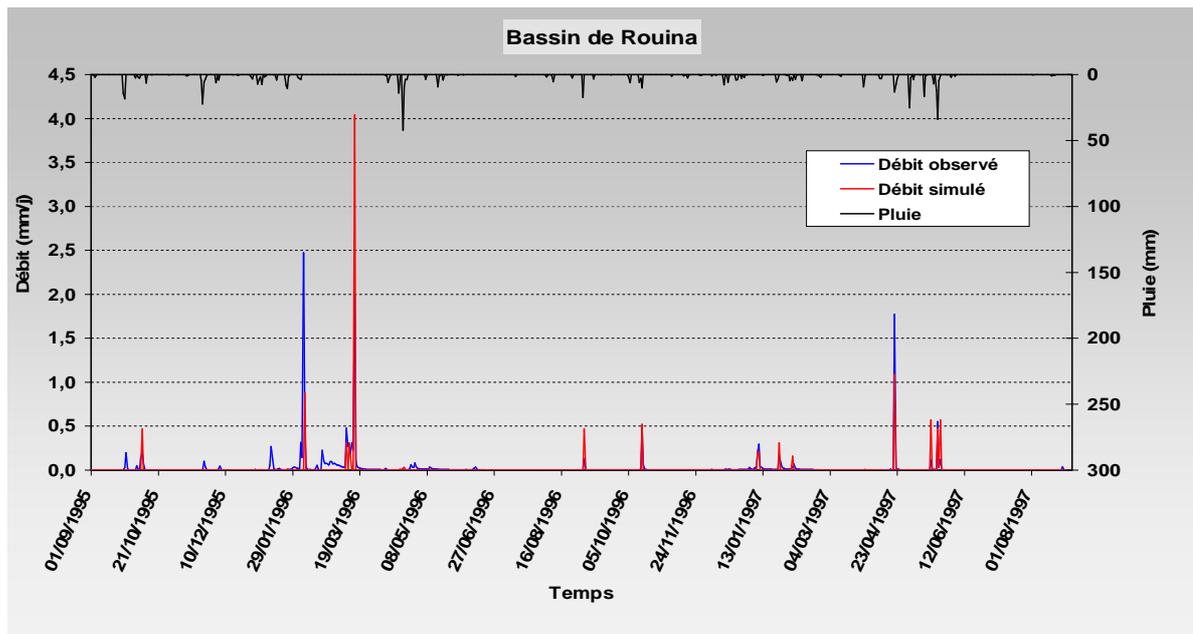


Figure V.8 : Débit simulé de Bassin Rouina

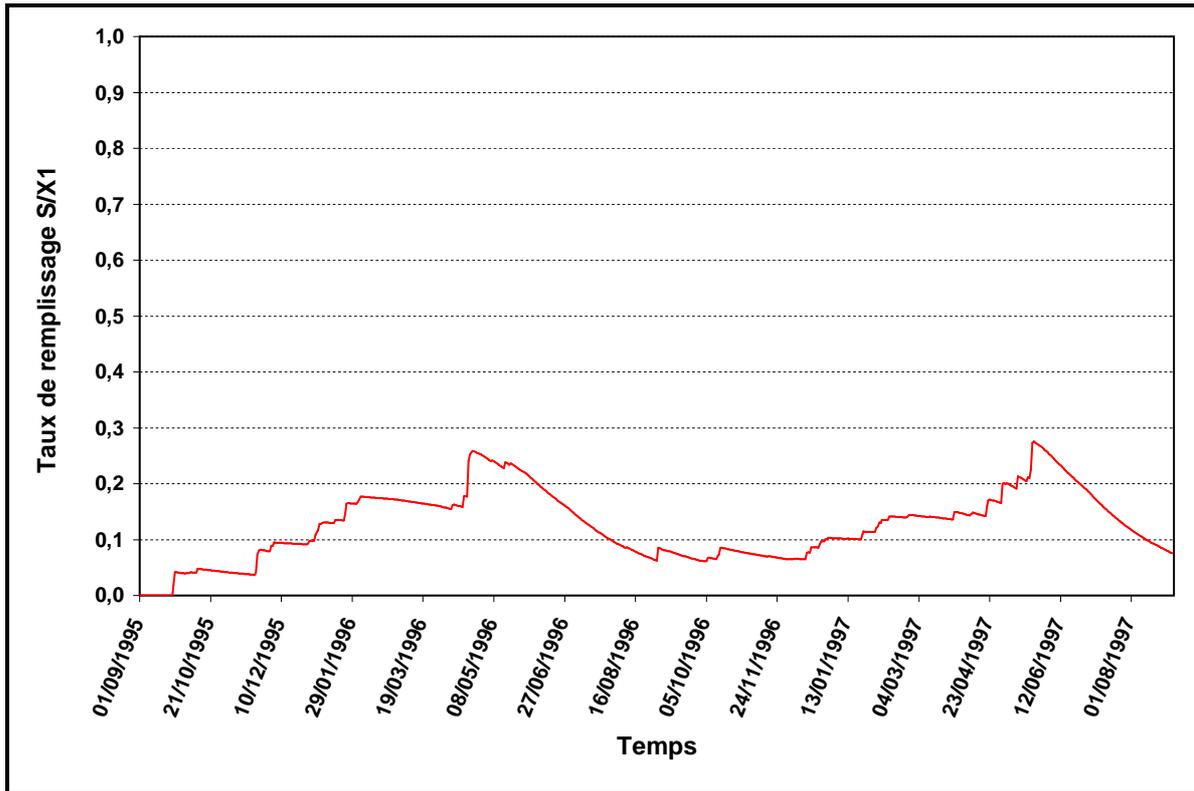


Figure V .9 : Taux de remplissage du réservoir de production (bassin de Rouina)

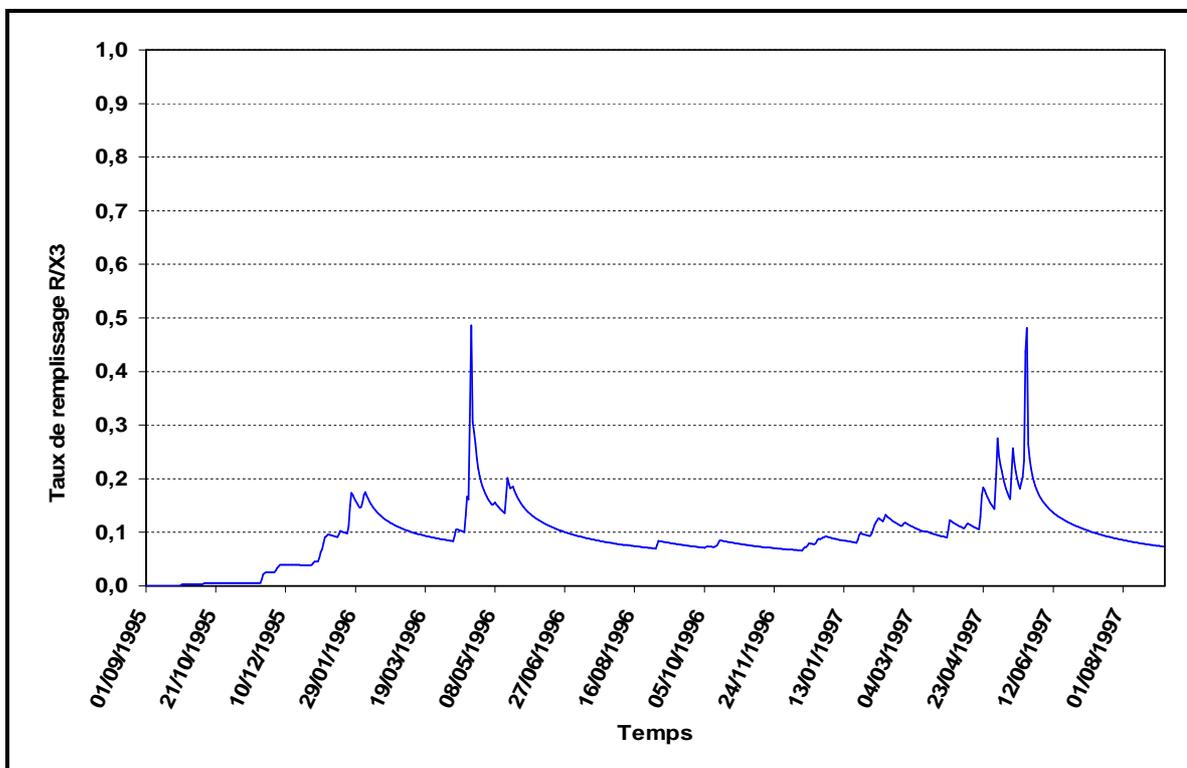


Figure V .10 : Taux de remplissage du réservoir de Transfert (Bassin de Rouina)

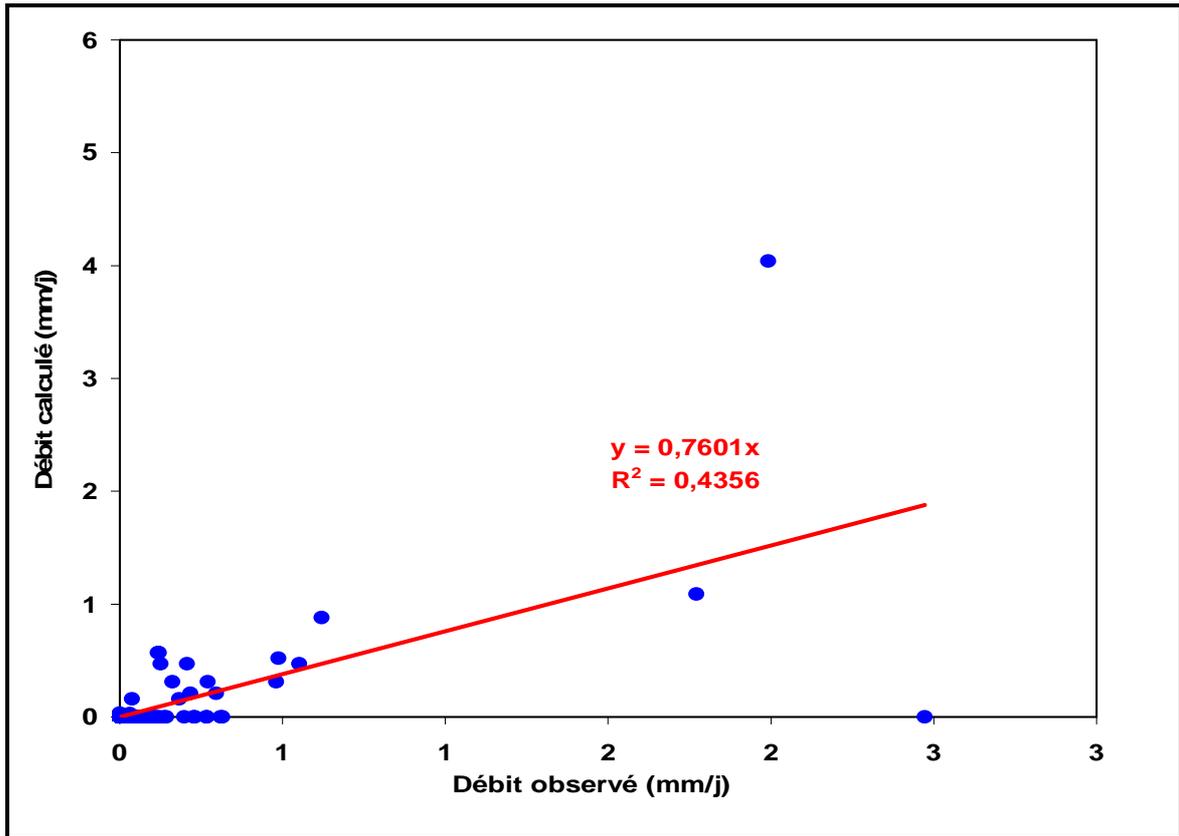


Figure V.11 : Comparaison entre les débits observés et calculés
(Bassin de Rouina)

- Bassin de Ouahrane

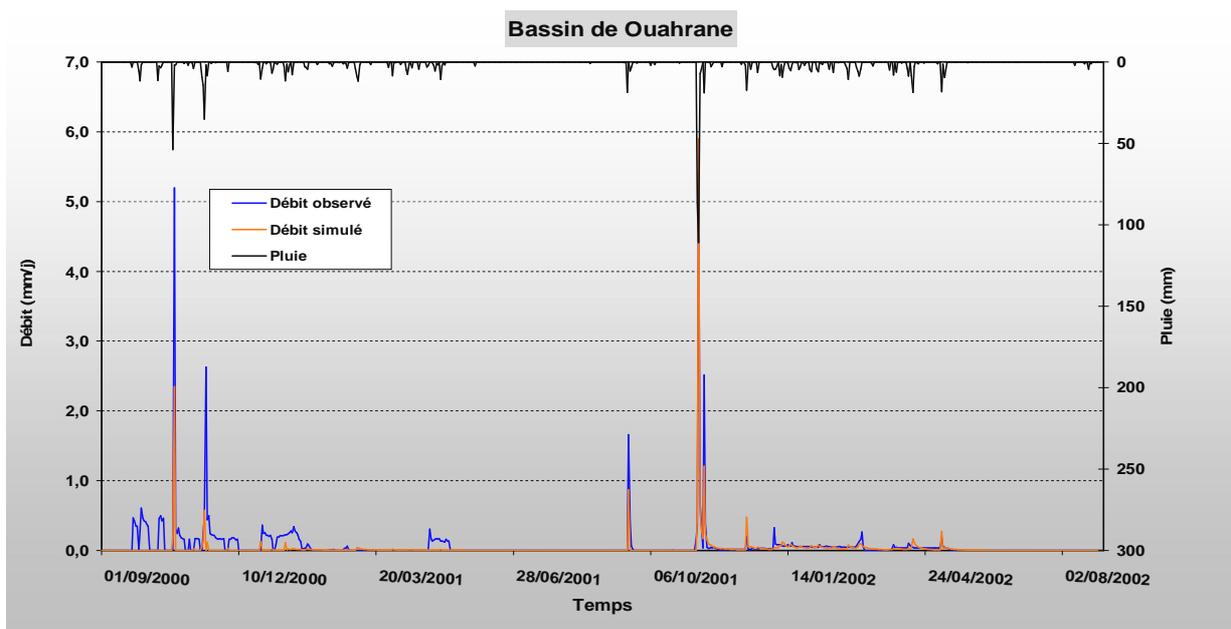


Figure V.12 : Débit simulé de Bassin Ouahrane

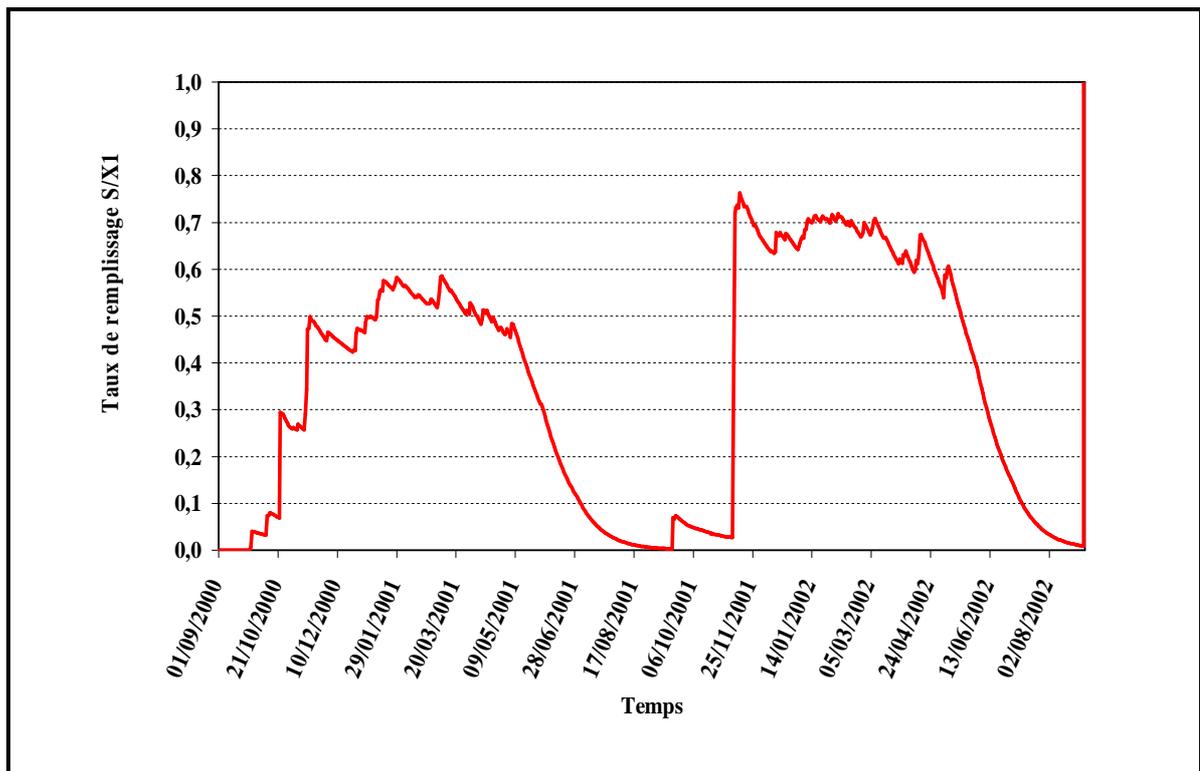


Figure V.13 : Taux de remplissage du réservoir de production (bassin de Ouahrane)

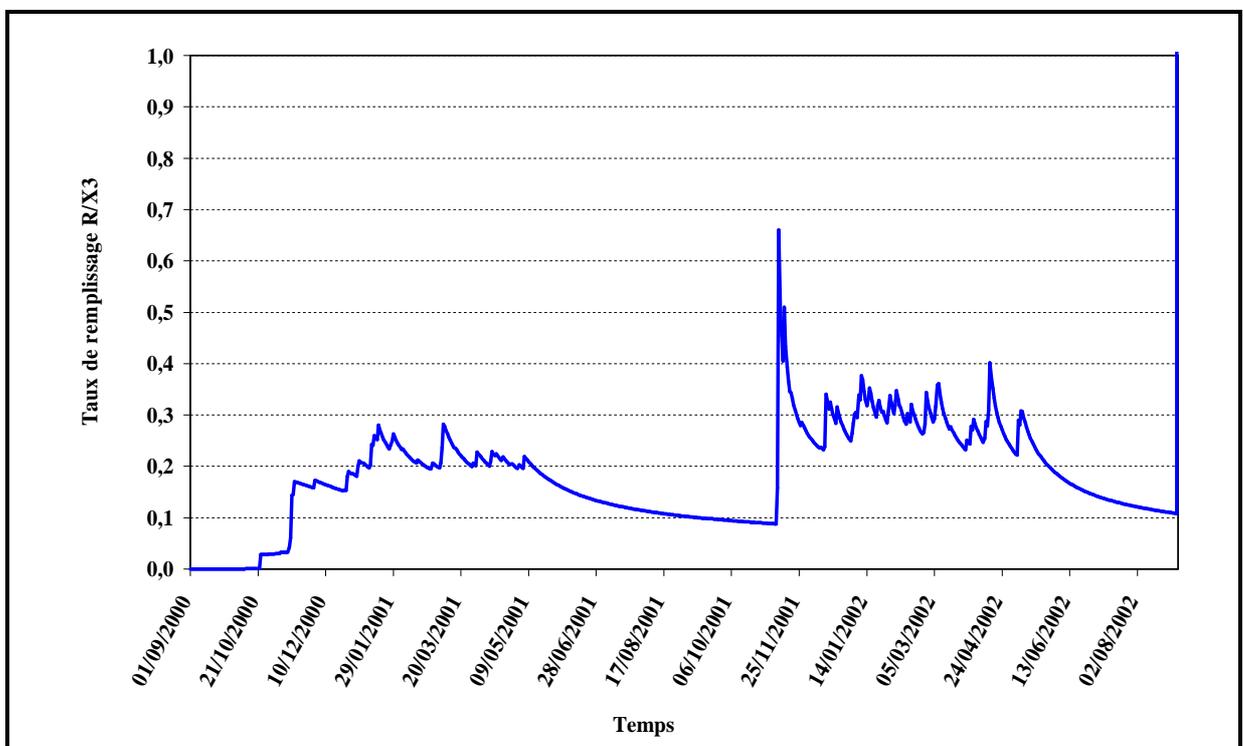


Figure V.14 : Taux de remplissage du réservoir de Transfert (Bassin de Ouahrane)

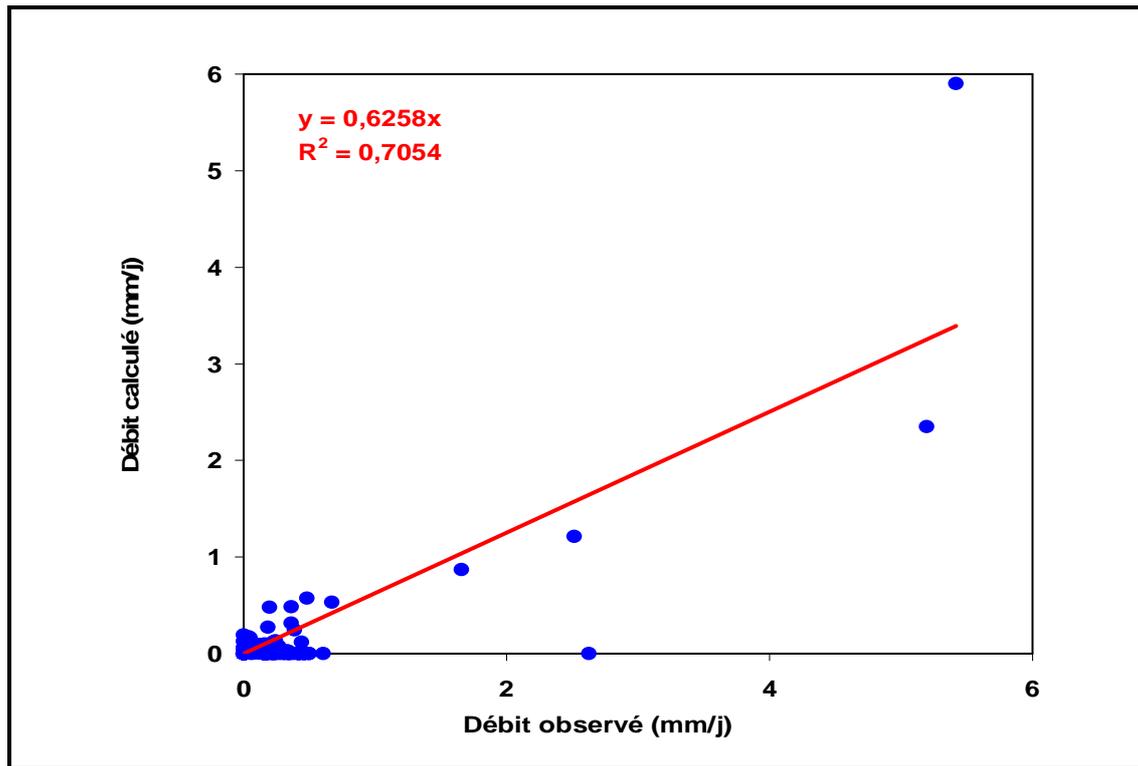


Figure V .15 : Comparaison entre les débits observés et calculés (Bassin de Ouahrane)

Résultats Et Interprétations :

Au cours du travail comparatif des différents bassins du moyen Chélif (Rouina, Tighazel, Ouahrane), notre approche et de l'essai de la structure du modèle GR4j version Perrin, nous avons constaté qu'avec ce modèle originale les valeurs obtenus au cours de l'essai donne des résultats peu satisfaisants, sauf peut-être pour le bassin de Ouahrane ou $R^2=0.705$ et Nash=81 % par rapport à Tighazel et Rouina pour une capacité de production (X_1) presque identique pour les 03 bassins.

Le paramètre d'échange X_2 est donc plus élevée pour le bassin de Ouahrane par rapport aux autres bassins, la même chose pour X_3 et X_4 .

La raison du climat semi-aride de notre région et de la morphologie du terrain ainsi que leur capacité de rétention nous pouvons déduire que si l'on souhaite utiliser notre modèle, il est préférable d'apporter des améliorations dans la structure du modèle et certaines modifications par apport à la version originale de Perrin ainsi que l'optimisation de la capacité du réservoir de production qui peut améliorer sensiblement les résultats.

Bassin de TIGHAZEL

Si nous suivons les résultats des différentes périodes observées nous obtenons que pour la période du 10/01/2004 au 28/04/2006 on obtient un débit observé supérieur au débit simulé, alors que pour la période du 14/01/2006 au 28/04/2006, le débit observé \approx débit simulé et pour la période du 01/06/2006 le débit observé est supérieur au débit simulé ; ceci se traduit donc par un décalage entre les valeurs relevées au cours de la campagne. Elles peuvent être soit erronées ou le décalage des périodes de prélèvement n'a pas été effectué par le même opérateur, on obtient quand même une certaine similitude entre le débit observé et débit simulé pour la période du 14/01/2006 au 28/04/2006 en ce qui concerne le taux de remplissage.

Les résultats obtenus confirment donc les valeurs trouvées pour les mêmes périodes des débits.

La même chose pour le réservoir de transfert.

Donc pour le bassin de Tighazel on peut affirmer que le modèle GR4j peut nous donner de meilleurs résultats dans le cas où les valeurs prélevées sont correctes.

Bassin de Rouina

Le modèle donne les plus mauvaises résultats comparativement aux autres bassins ($R^2=0.435$) donc notre modèle ne peut être appliqué pour ce bassin.

Bassin de Ouahrane

Le modèle donne des meilleurs résultats par rapport aux deux autres bassins.

La période des relevées peut être donc être meilleure ; soit que la structure morphologique du bassin permet d'avoir des résultats qui se rapprochent des débits observés et calculés, malgré que la valeur $R^2=0.705$ testée est au dessous de la moyenne admissible pour pouvoir prendre le modèle GR4j comme modèle de référence.

V .3.2 Sensibilité entre les paramètres de mécanisme de cycle d'eau (Exemple Bassin d'Ouahrane)

Le GR4j est le modèle qui permet de simuler le débit à l'exutoire d'un bassin à partir des données de superficie et de la pluie avec l'évapotranspiration moyenne.

Pour tester la sensibilité entre les paramètres de mécanisme de cycle d'eau à l'aide du modèle GR4j, on a fait plusieurs simulations différentes entre la période 2000-2002.

Tableau V .2 : Résultats du calage avec la version de Perrin et al (2003)
(Bassin d'Ouahrane) (1985-1987 et 2000-2002)

Calage	St. O. feres 2000/2002	St. Benairia 2000/2002	b.Ouahrane 2000/2002	b.Ouahrane 1985/1987
X1 : Capacité rés. production (mm)	4.46	5,93	5,39	4,60
X2 : Paramètre d'échange (mm)	-4,09	-5,44	-4,67	-4,00
X3 : Capacité rés. routage (mm)	3,79	4,19	4,14	3,60
X4 : Délai (jours)	-1.44	-1,48	-145	-0,09
Nash(Q)	84,3	84,9	81,0	64,0
Nash(VQ)	62,2	72,8	69,0	75,1
Nash(ln(Q))	53,9	66,3	64,6	83, 8
Bilan	81,7	82,4	80,7	92,8
R²	0.732	0.773	0.705	0.689

La relation entre les paramètres de fonctionnement hydrologique est représentée sur les figures (V.16) et (V .17) :

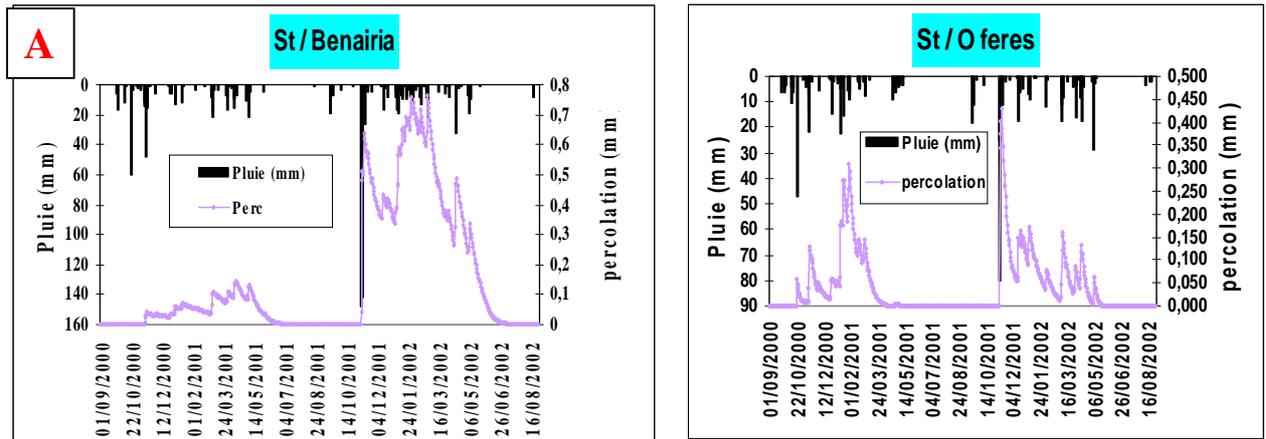


Figure V .16 A: Influence la pluie et la percolation des stations (Ouled feres, Benairia)

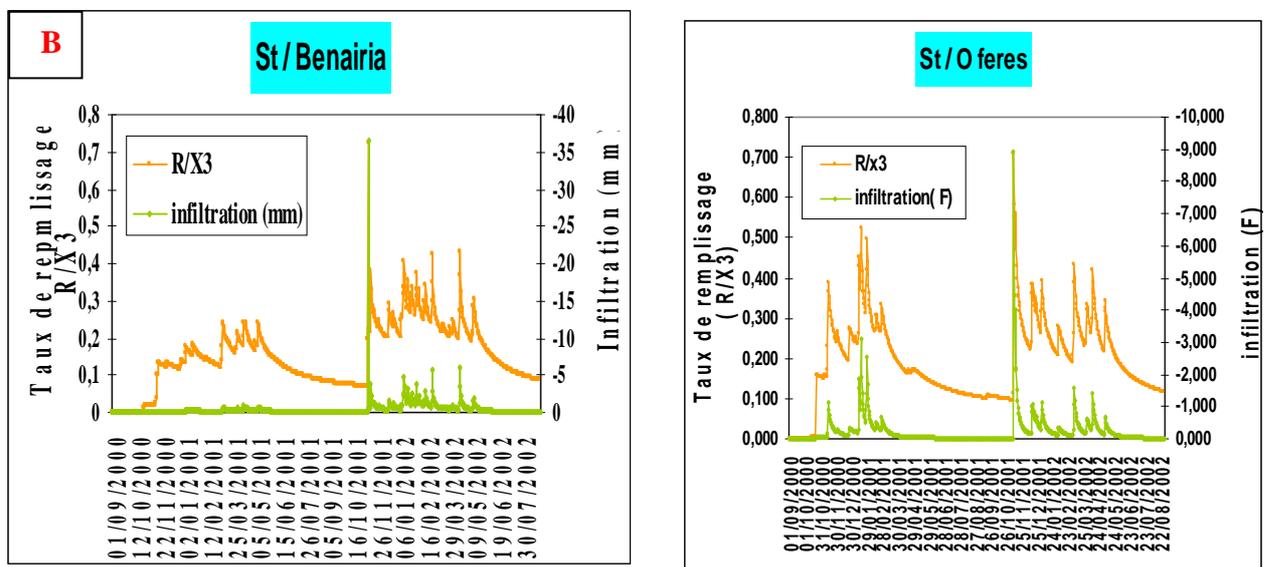


Figure V .16 B Influence entre l'infiltration et le taux de remplissage (R/X3) des stations (Ouled feres, Benairia)

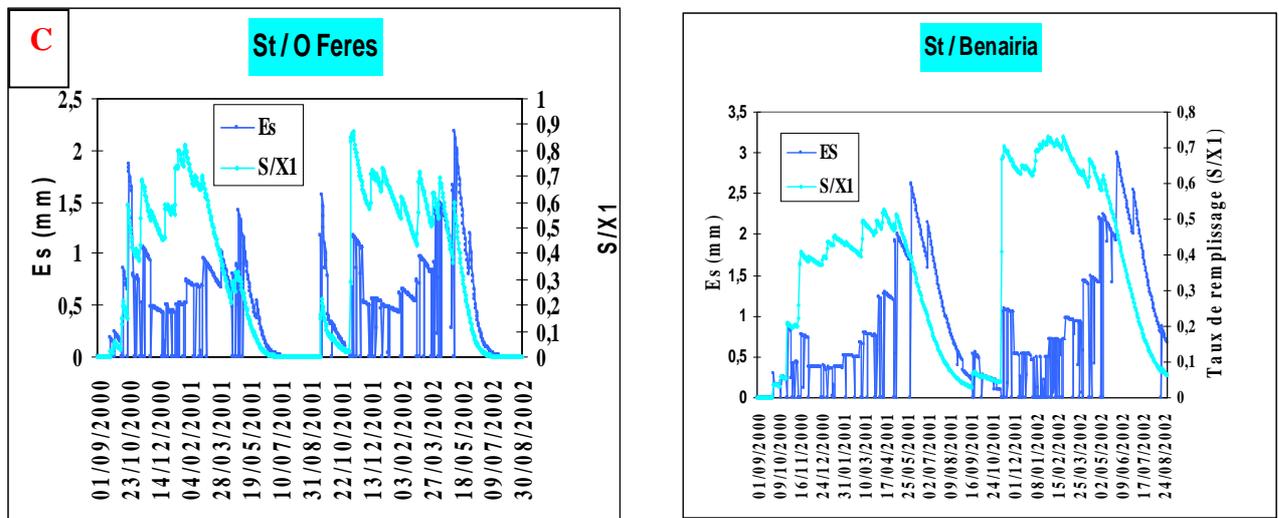


Figure V .16 C: Influence entre le taux de remplissage (S/X1) et l'évapotranspiration (Es) des stations (Ouled feres, Benairia)

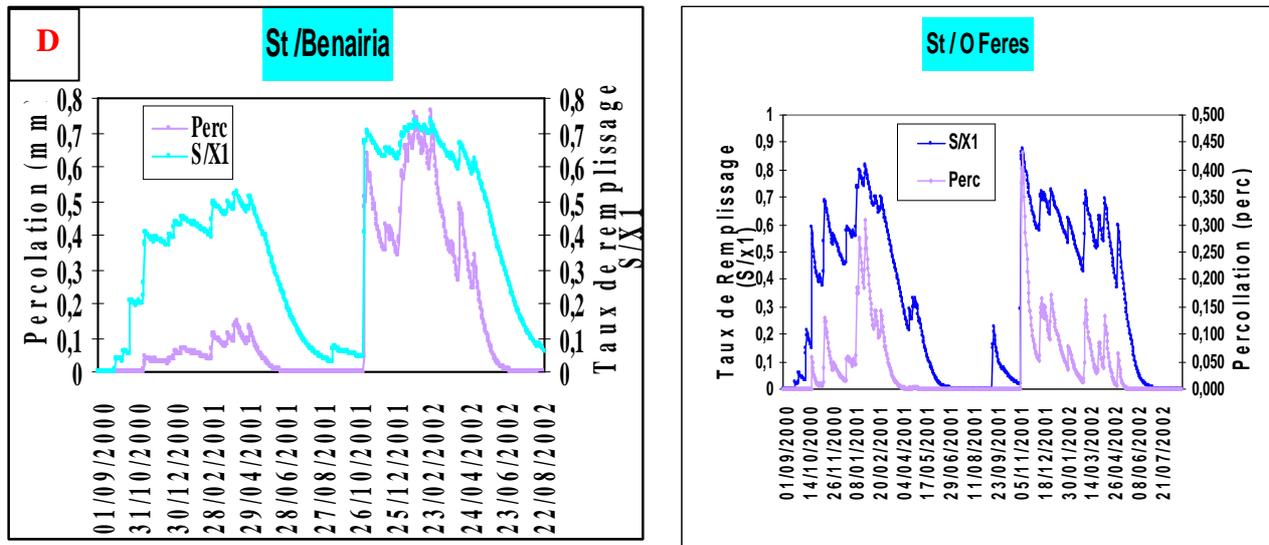


Figure V .16D: Influence entre le taux de remplissage (S/X1) et la percolation des stations (Ouled ferres, Benairia)

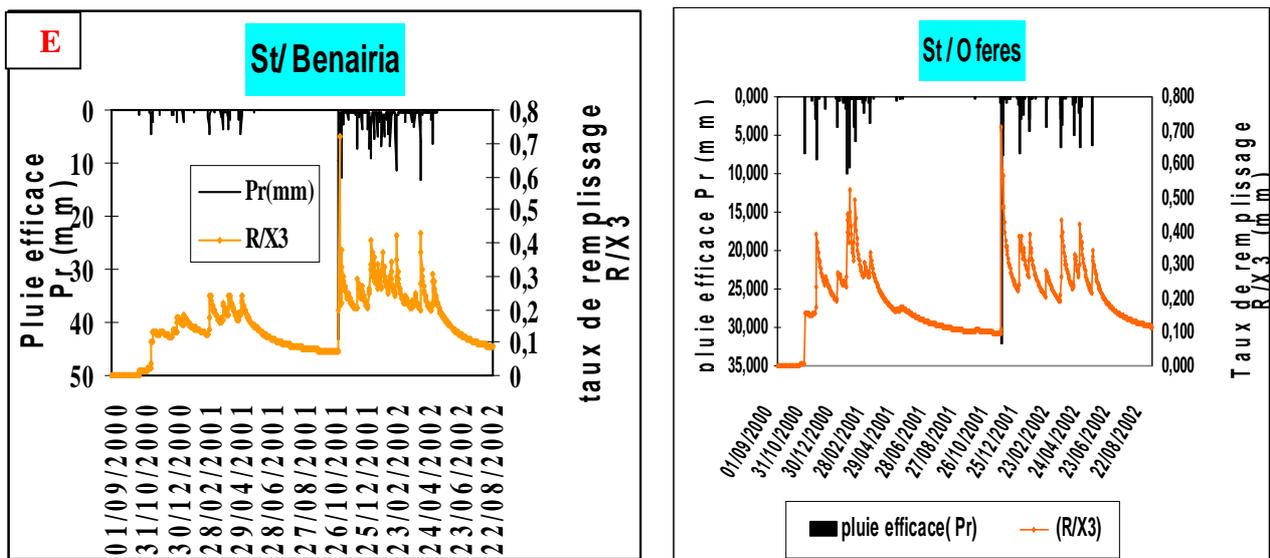


Figure V .16E: Influence entre le taux de remplissage (R/X3) et la pluie efficace (Pr) des stations (Ouled ferres, Benairia)

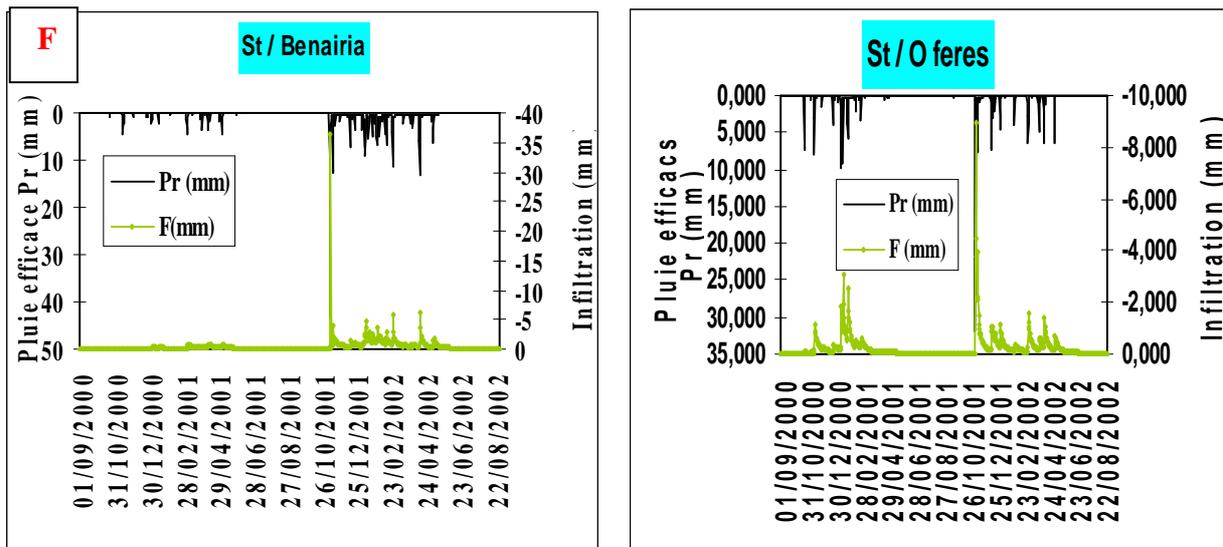


Figure V .16F: Influence entre la pluie efficace et l'infiltration (F) des stations (Ouled feres, Benairia)

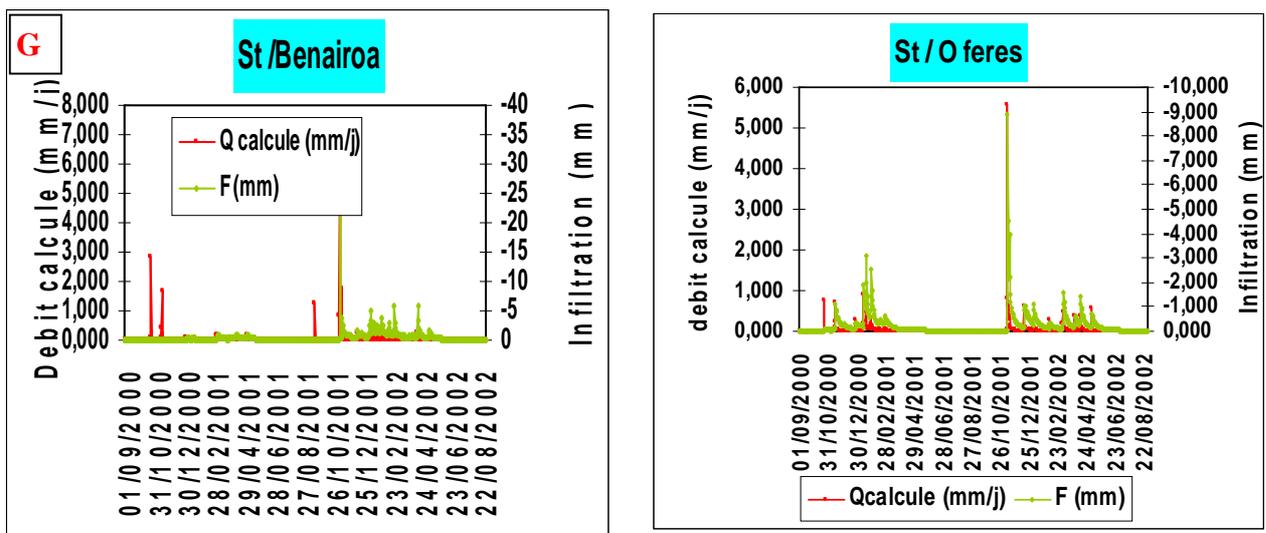


Figure V .16 G: Influence entre le débit (Q) et l'infiltration des stations (Ouled feres, Benairia)

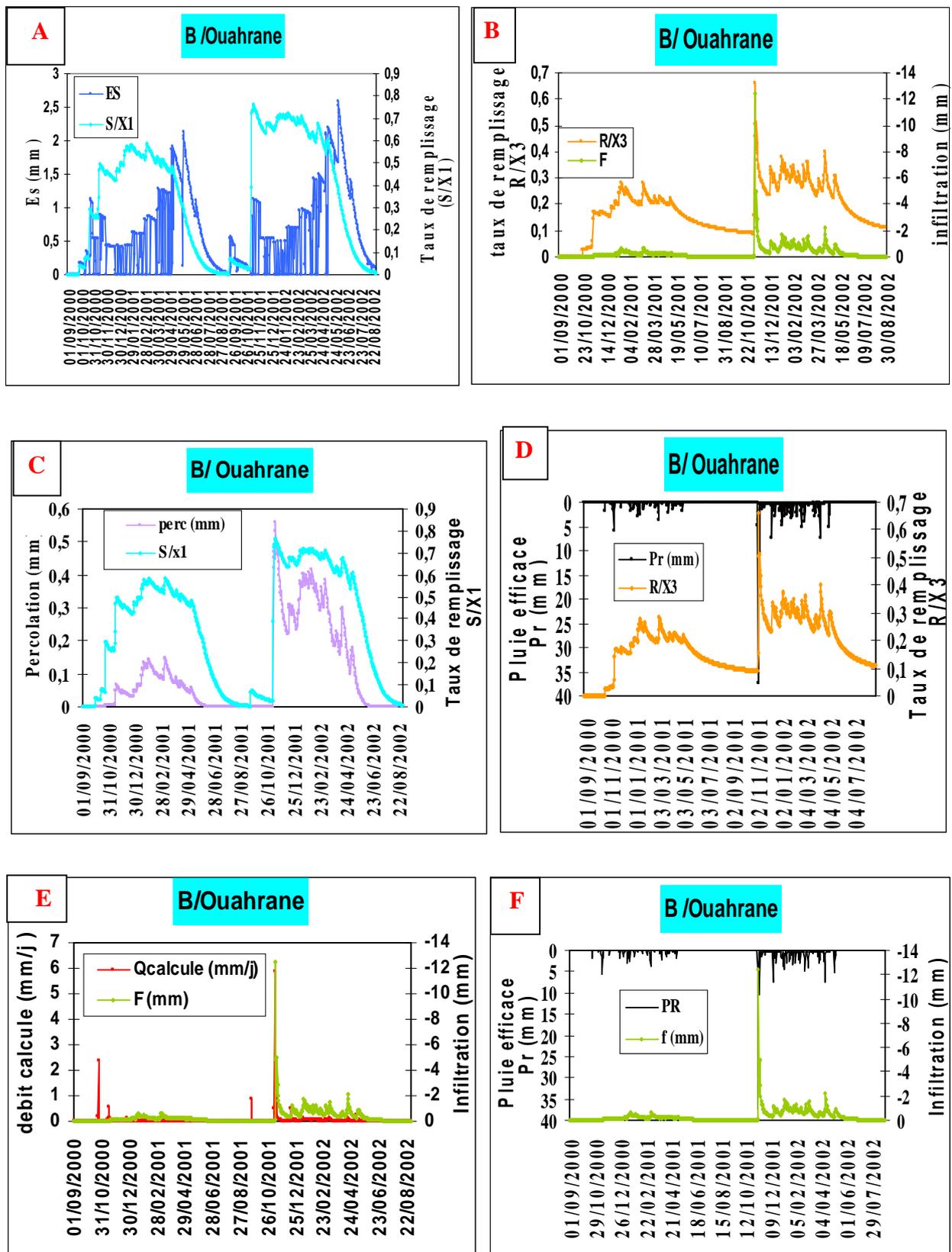


Figure V .17 (A, B, C, D, E, F) : Influence entre les paramètres de modèle GR4j (Bassin de Ouahrane)

Les résultats qui sont illustrés dans les figures (V -16) et (V -17) montrent la sensibilité ou l'influence entre les paramètres de mécanisme de cycle d'eau (fonctionnement hydrologique). D'après ces résultats nous remarquons que chaque paramètre influe sur le système hydrologique du bassin versant. Alors qu'il avait une relation directe (proportionnalité) entre les paramètres, en tenant compte du climat et de la lithologie du terrain.

Les figures ci-dessus montrent que le régime d'écoulement dépend des précipitations. Généralement durant les périodes humides, l'écoulement est faible à la différence des périodes sèches où il n'existe pas. La réponse d'écoulement est très importante avec des fortes intensités des pluies. A la lumière de ces données on peut conclure que l'échange souterrain donne des valeurs négatives (pertes).

- On remarque que l'échange souterrain, est dépend du paramètre de réservoir de routage (R/X_3), cette dernière ne représente pas les pertes souterraines identifiées par (S/X_1).

V.3. Les termes du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant

La modélisation hydrologique et, en particulier, la modélisation de la relation pluie- débit à l'échelle du bassin versant reposent sur un certain nombre de principes, à commencer bien sûr par la conservation de la masse. Pourtant, il est assez rare de trouver dans la littérature une formalisation complète du bilan en eau à l'échelle du bassin versant.

Dans le cas général, ce bilan s'écrit de la façon suivante sur un pas de temps quelconque (Beven et O'Connell, 1985) :

$$P = Q + ETR + \Delta S + L$$

Equation V.12

Où

P : c'est la pluie.

Q : le débit jaugé à l'exutoire.

ETR : l'évapotranspiration réelle

ΔS : la variation d'humidité

L : c'est la perte

Dans GR4j par exemple, un terme F algébrique est calculé en fonction du niveau du réservoir souterrain, mais est ajouté à la fois au réservoir et à la branche. (Source : Nicolas Le Moine ; 2005)

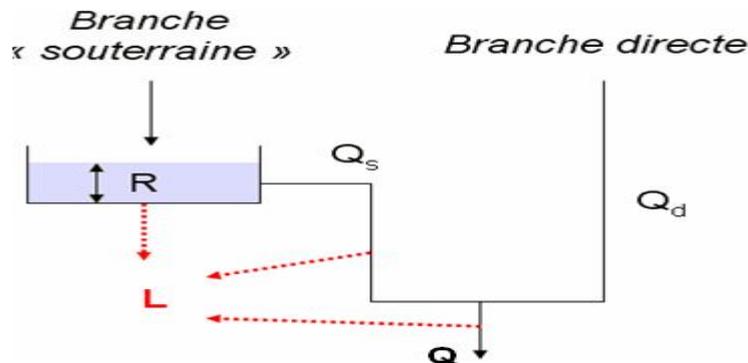


Figure V.18 : Calcul d'un terme d'échanges : méthodes globales utilisant un paramètre unique agissant sur un stock ou un flux (. Nicolas Le Moine ; 2005)

La Formule d'ETR utilisée dans le modèle GR4j s'écrit à la façon suivante (Gaume ; 2008):

$$ETR = ETP \left[\frac{S}{X_1} \left(2 - \frac{S}{X_1} \right) \right]$$

Equation V.13

S : hauteur d'eau stockée dans le "réservoir sol"

X₁ : paramètre à caler

Bilan hydrologique du bassin versant Ouahrane (Année : 2001/2002)

- Les données d'entrée

Précipitations (mm)	Evapotranspiration potentiel (mm)	Debit observé(mm)
377	908	19

-Les résultats de sortie

Evapotranspiration réelle (mm) F. GR4j	Evapotranspiration réelle (mm) F.Thornthwaite	Débit simulé (mm)	Variation d'humidité (mm)	Pertes (mm)	Somme F. GR4j	Somme F.Thornthwaite
245	256	17	0	104	366	377

Le tableau ci-dessus représente les résultats du bilan hydrologique calculé par deux formules de l'ETR.

ΔS est nul ; l'équation bilan est donc à première vue parfaitement respectée par le modèle.

En revanche, les proportions de chacune des composantes de cette équation restant globalement les mêmes pour tous les bassins du secteur.

- D'après l'évaluation du bilan hydrologique, on remarque que les résultats calculés à la sortie en fonction de la formule d'ETR selon **Thornthwaite** et la formule proposée par **GR4j** sont différentes.

- Nous avons noté que les données d'entrée (précipitation) sont égales au cumul des résultats à la sortie selon **Thornthwaite**, par contre la somme selon GR4j est inférieure que les données d'entrée de précipitation.

L'équation du bilan d'équilibre nous indique que P et Q sont des composantes bien contrôlées puisqu'elles sont contraintes par des mesures de terrain. En revanche, l'évapotranspiration ainsi que les fuites sont soumises à l'équilibrage du modèle.

V.4 Conclusion

Le modèle GR4J, choisi pour sa simplicité générale (mise en œuvre, nombre des paramètres), sera donc le premier modèle testé de façon systématique sur les bassins versants du moyen Cheliff.

Plusieurs questions se posent:

- ◆ Les données seront-elles suffisantes en qualité et en quantité pour faire tourner ce modèle de façon correcte?
- ◆ Le modèle calé en zone métropolitaine saura-t-il s'adapter aux conditions climatiques extrêmes rencontrées au moyen Chélif ?
- ◆ Les résultats obtenus permettront-ils de réaliser des applications concrètes sur le (terrain)

Dans ce chapitre on a fait le calage du modèle GR4j, c'est-à-dire une simulation pour trouver les meilleures valeurs de Nash et du coefficient de corrélation afin de tester la fiabilité du modèle. Le fonctionnement des modèles pluies-débits testés ne correspond pas toujours aux caractéristiques des bassins versants.

Dans notre étude on a utilisé le modèle GR4j pour représenter le fonctionnement et les caractéristiques du régime des oueds (Rouina, Tighazel, Ouahrane), et on a essayé de proposer une nouvelle formulation de percolation et d'échange souterrain à l'aide des autres versions du modèle GR4j, par exemple la percolation en fonction de taux de remplissage du réservoir de transfert (R/X_3) et un échange souterrain est en fonction du taux de remplissage du réservoir de production (S/X_1).

Nous avons présenté et évalué l'importance des composantes majeures du système hydrologique du bassin versant Ouahrane. Nous avons aussi démontré que le modèle présentait un résultat de simulation acceptable pour ce système.

Conclusion générale

Conclusions générales

Cette recherche repose sur le fonctionnement hydrologique au sein des différents bassins versants représentatifs situés à différentes altitudes en climat semi-aride.

Notre point de départ dans le chapitre I était constitué par les synthèses hydrologiques existant sur le fonctionnement hydrologique, qui est lié à l'identification des processus déterminants dans la formation hydrologique du cycle d'eau.

Les discussions présentées au chapitre II. font ressortir que de tels modèles semblent actuellement les plus aptes à apporter des réponses à une grande partie des questions d'hydrologie opérationnelle dans les domaines de la gestion de la ressource en eau, de la prévision des risques et de l'ingénierie hydrologique. Comme d'autres types de modèles, ils sont cependant encore peu capables de prévoir des effets de changements d'occupation des sols ou de climat. Par ailleurs, leur caractère global, qui leur permet de se soustraire aux problèmes de prise en compte de la forte hétérogénéité spatiale du bassin, ne leur permet pas de représentations des flux ou des chemins de l'eau au sein du bassin. Il implique par ailleurs une détermination numérique (calage) de leurs paramètres qui n'ont pas de signification physique a priori. Nos recherches se sont plus particulièrement intéressées au modèle du Génie Rural (GR), succédant ainsi à celles réalisées autour de Claude Michel par Edijatno (1991), Yang (1993), Makhoulf (1994) et Nascimento (1995)

Sur le plan et géomorphologique dans le chapitre III, la région étudiée appartient à trois sous bassins versants de la plaine du moyen Chéiff (Oued Rouina, Oued Tighzel, Oued Ouahrane) dont les caractéristiques principales traduisent un comportement qui pourraient favoriser l'infiltration des eaux superficielle au détriment du ruissellement.

- les paramètres physiographiques, montrent que les sous bassins versants présentent une forme allongée dans l'ensemble ($1,49 < Kc < 1,74$) malgré leur différente taille. La densité de drainage varie d'un bassin à un autre, on passe d'un bassin bien hiérarchisé et drainé à d'autres très mal drainés ($0,7 < Dd < 5,15$). Les sous bassins présentent en général un relief assez fort à fort ($5,8 < Ig < 21,61$) Selon la taille, le relief des bassins et la densité de drainage.

-La plaine de Chéiff est soumise à un climat méditerranéen de type semi-aride, avec un hiver froid et pluvieux et un été chaud et sec, avec des précipitations annuelles varie d'un bassin à un autre entre 325 mm et 370mm. La température moyenne interannuelle est entre 15 °C et 18 °C.

Le calcul du bilan hydrologique a révélé que l'ETR est variée entre 300 mm et 340mm, mobilisant 92 % des précipitations, et que l'infiltration ne représente que 2.63 % , 2.8% et 3.59% de ces dernières, le ruissellement ne bénéficie également que de 6.82 %, 13.60% et 18.66% de ces précipitations successivement pour les bassins de Rouina , Tighazel et Ouahrane .

Les résultats présentés au chapitre IV expliquent la relation pluie-débit par étude hydro pluviométrique des données observées de notre bassin versants et ayant un intérêt de comprendre les caractéristiques des écoulements en fonction des pluies à l'échelle annuelle, mensuelle et journalière, en relation avec les caractéristiques physiques les plus générales des bassins.

- Lors de ce travail de recherche de modélisation pluie-débit, nous avons suivi une approche comparative, globale, permettant de fonder des modèles simples, fiables nécessitant peu de données, un faible nombre de paramètres et faciles à mettre en œuvre. Il s'agit globalement de l'approche, suivie par l'équipe hydrologie du Cemagref d'Antony, depuis 1983 (Michel, 1983 ; Edijatno, 1989 ; Kabouya, 1994 ; Makhlouf, 1994 ; Nascimento, 1995 ; Perrin, 2000 ; Oudin, 2001 ; Adréassian, 2002 ; Rojas-Serna, 2002 ; *Perrin et al 2003*).

Nous avons regroupé les formulations mathématiques des quatre paramètres du modèle correspondant à la fonction de production et la fonction de transfert qui représentent les processus de génération des débits.

Le modèle Gr4j de la version de Perrin (2003) donne un échange souterrain très élevé qui implique une infiltration importante, la chose qui ne présente pas la lithologie réels des notre bassins

Nous avons présenté et évalué l'importance de composantes majeures du système hydrologique des bassins versants (Rouina , Tighazel , Ouahrane) . Nous avons aussi démontré que le modèle présentant un résultat de simulation acceptable pour le système hydrologique des bassins versants notamment le bassin de Ouahrane. Cela témoigne d'une certaine homogénéité dans le fonctionnement hydrologique du moyen Chélif.

Finalement, nous pouvons dire que les valeurs des résultats de calage peuvent être prises comme références pour certains bassins, par contre pour d'autres bassins restent que les valeurs prélevés doivent être soit traités en amont avant toute inscription dans les fichiers d'archives et nous pouvons à l'avenir mieux utiliser notre modèle.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques

- **ACHOUR, F. (1997)**. Conditions hydrologiques et disponibilité en eau en région semi-aride : application de méthodologies nouvelles au bassin du Cheliff, Algérie (université de Franche-Comté)
- **AISSET Djilali (2006)**, Crues et sécheresses en Algérie, impact sur l'environnement Cas du Moyen Cheliff, thèse de Magister, UHB Chlef, 116p.
- **AMBROISE, B. (1998)**, La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles. *H*G*A* (Ed.), Bucarest
- **ANDREASSIAN, V. (2002)**. *Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versant*. Thèse de Doctorat, Cemagref, Université de Pierre et Marie Curie Paris VI: 276 p.
- **ANDRÉ Musy, CHRISTOPHE Higy (1998)**, Hydrologie appliquée ; *H*G*A* (Ed.), Bucarest, 368 p.
- **BOUANANI. A (2002)**: Hydrologie, transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie). Thèse doctorat d'état. université Abou Keker Belkaid Tlemcen P13 ,p69
- **BOUDHRAA Houda (2007)**, Modélisation pluie-débit a base Géomorphologique en milieu semi-aride Rural tunisien : association d'approches Directe et inverse ; Thèse de doctorat en sciences agronomiques institut national agronomique de Tunisie 227p.
- **BOUKHARI K.1, ER-ROUANE S. 2, A. GOUZROU A.2** Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia, Département de géologie, Avenue Moulay Abdellah, Marrakech, 40000, Maroc. *Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 03, Juin 2004*, pp.49-62
- **CARINA YUMI FURUSHO ; septembre 2008** : Etude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant périurbain : La Chezine (Thèse Master) P21
- **CASTANY, G.(1982)** : Principes et méthodes de l'hydrogéologie (Dunod, Paris)
- **CHAPONNIERE Anne**, Mai 2005 : Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi-aride (*Cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain)*) (Thèse doctorat) pp 8-20
- **DOGE, J.C.I. (1986)**. Looking for hydrological laws. *Water Resources Research*, **22**(9), 46S-58S.
- **DOOGE, J.C.I. (1988)**. Hydrology past and present. *Journal of Hydraulic Research*, **26**(1), 5-26
- **EAGLESON, P.S. (1991)**. Preface. In: *Opportunities in the Hydrologic Sciences*, N. R. Council(Ed.), National Academy Press, Washington, 348 p.
- **EDIJATNO et MICHEL C., 1989**, Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche, n° 2, pp.113-121
- **EDIJATNO (1991)**, Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg, 242 p.
- **EDIJATNO, NASCIMENTO, N.O., YANG, X., MAKHLOUF, Z. et MICHEL, C. (1999)**, GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, **44**(2), pp 263-277.
- **EL HAKIM Massaad;2005** : Les Aquifères Karstiques de l'anti- Liban et du nord de la plaine de la Bekaa : caractéristiques, fonctionnement, évolution et modélisation, d'après l'exemple du système Karstique Anjarchamsine (Liban)(these doctorat).pp158-162
- **ELMADAHI Yamina (2008)** : Contribution à l'étude hydrogéologique des réservoirs aquifères du bassin du moyen Cheliff (Thèse de magister) pp 4-35-51.

- **GAUME Eric., (2002)**, Eléments d'analyse sur les crues éclaircies. Thèse de doctorat de l'ENGREF, 305 p.
- **GAUME Eric (2008)**, Hydrologie de versants et de bassins versants et modélisation pluie-débit (chapitres 2 et 3) école nationale des ponts et chaussées D.E.A science et technique de L'environnement ; P19
- **GOUAIDIA Layachi ,2008** : Influence de la lithologie et des conditions Climatiques sur la variation des paramètres physico –chimiques des eaux d'une nappe en zone semi aride, cas de la nappe de Meskiana nord-est algérien (Thèse doctorat) PP24-34
- **GÜNTNER, A., UHLENBROOK, S., SEIBERT, J. et LEIBUNDGUT, C. (1999)**. Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, **13**(11), 1603-1620.
- **HREICHE Antoine (2003)**, Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen ; thèse de doctorats de l'université Montpellier et l'université de Saint – Joseph, 257p
- **KABOUYA.M. (1990)**, Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay, 347 p.
- **KHENTOUCHE Adel ; 2004-205** : Contribution à l'échelle quantitative et qualitative dans le bassin versant de oued Nafla (W de BATNA) Thèse magister. PP55-70
- **LABORDE .J.P ; 2000** : ELEMENTS D'HYDROLOGIE DE SURFACE (Université de Nice - Sophia Antipolis)
- **LE MOINE Nicolas ; 2005** : D'eterminants du bilan en eau `a l'echelle du bassin versant : Vers une estimation réaliste des pertes des bassins de surface (Master 2 Sciences de l'Univers - Ecologie Environnement , Université Pierre et Marie Curie.P06
- **LLAMAS, J. (1993)**. Hydrologie Générale principes et applications .Cemagref .Antony France.
- **MAIDMENT, D.R. (1992)**. Hydrology. In: *Applied Hydrology*, D. R. Maidment (Ed.), McGraw Hill, New-York, 1412 p.
- **MAKHLOUF, Zoubir. (1994)**, Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay, 426 p.
- **MATTAEUR (1958)** : Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie) bulletin N°17 – publication du service de la carte géologique de l'Algérie.
- **MICHEL, C. (1983)**. Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? *La Houille Blanche* P39-44.
- MICHEL, Charles. (1989)**, Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux, Cemagref, Antony.
- **MOUELHI Safouane. (2000)**, Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel, annuel et interannuel. Rapport interne d'avancement, Cemagref, 58 p.
- **MOUELHI Safouane (2007)** ; Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier (Thèse de doctorat de l'Ecole Nationale du Génie rural des eaux et des forets (ENGREF-Paris) P125.
- **NASCIMENTO.N.O (1995)**, Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Thèse de Doctorat, CERGRENE/ENPC, Paris, 550 p.
- **ODIN Ludovic; 2004** : Recherche d'un Modèle d'Evapotranspiration Potentielle Pertinent Comme Entrée d'un Modèle Pluie-Débit Global (Thèse Doctorat) p37-p53.
- **PERRIN, C. (1997)**. Comparative assessment of two rainfall-runoff modelling approaches: GR4J and IHACRES. Mémoire de DEA, ULP/ENGEES/ Institute of Hydrology.
- **PERRIN, c. (2000)**. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. (These de doctorat) - Cemagref Antony .p527.

- PERRIN, C.(2000).** Comparative assessment of two rainfall-runoff modelling approaches GR4J and IHACRES, Proceedings of the Prague conference (22-24 septembre 1998) **IHP-V**, Technical documents in hydrology, UNESCO, Paris pp191-200 .
- PERRIN,C.(2004).** A comparative study of regression based methods in regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*7 (2):44-58.
- PERRIN Charles, CLAUDE Michel, VAZKEN Andréassian ;** Juin 2007 Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR) Cemagref p21
- REMAOUN Mohamed (2007),** Crues et sécheresses en Algérie, Cas du Moyen Cheliff, thèse de doctorat d'Etat, USTHB pp27-43-52
- RIAD Souad, Soutenu**e 2003 : Typologie et analyse hydrologique des eaux superficielles a partir de quelques bassins versants représentatifs du Maroc (Thèse doctorat) PP29-34
- ROCHE .P.A (1963),** Hydrologie de surface Gauthier Villars ORSTOM, Paris, 430 p
- ROCHE .P.A (1987),** Guide de prévision des crues ; ministère chargé de l'environnement ; direction des pollutions et des risques, 350p (tome 1).
- ROCHE .P.A (1987),** Guide de prévision des crues ; ministère chargé de l'environnement ; direction des pollutions et des risques, 470p (tome 2).
- ROJAS-Serna, C. (2002).** Quelle connaissance minimale des débits pour définir les paramètres d'un modèle pluie-débit ? Thèse en cours, Cemagref, ENGREF-GRN.
- ZEKOUDA Naima ; 2009 :** Modélisation des crues de oued Ouahrane pour la gestion intégrée des risques d'inondation (Thèse magister) (U. Chlef).PP78-82.

ANNEXES

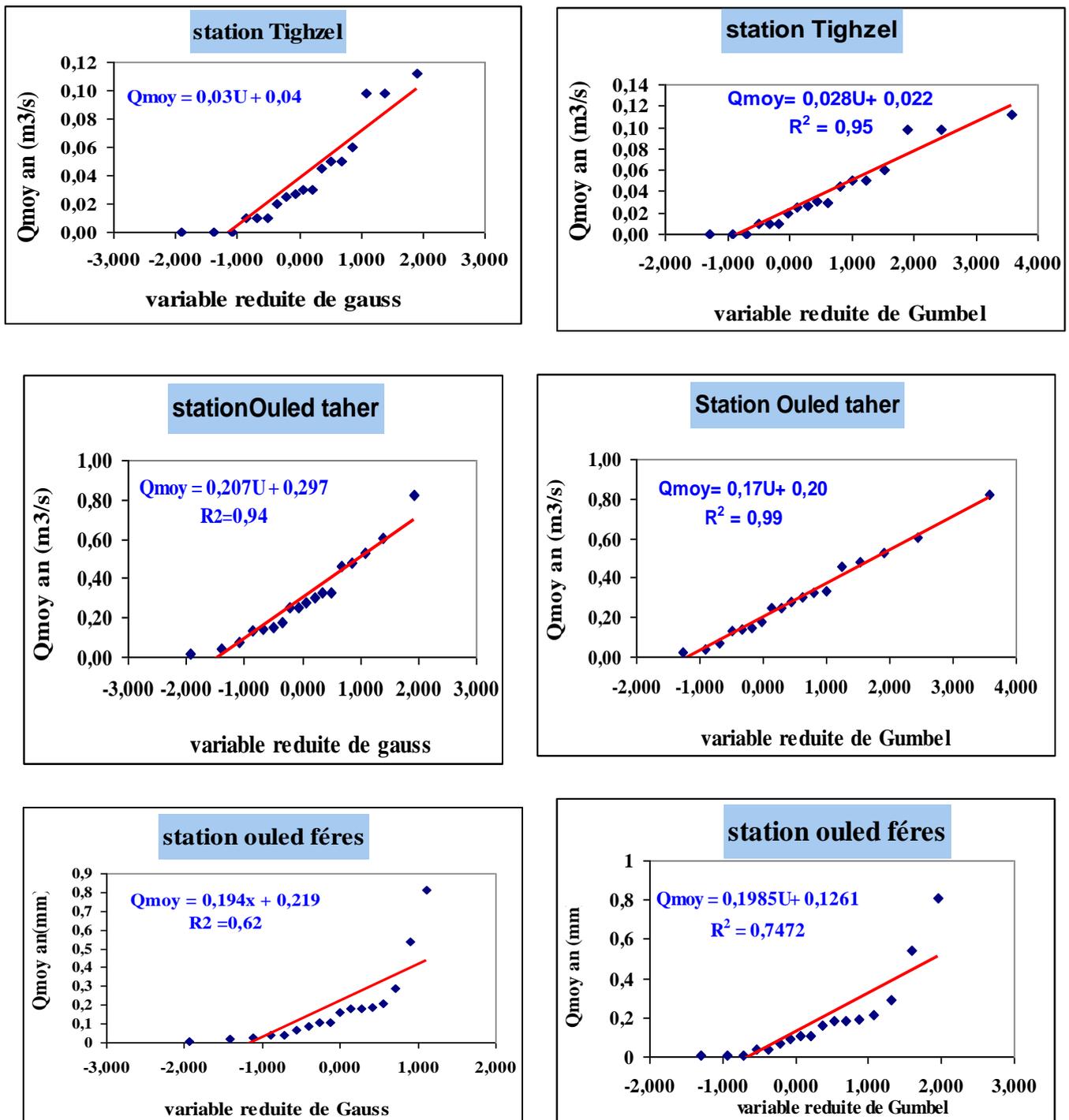


Figure 01: Ajustement des débits moyens annuels des stations (Ouled Taher- Tighazel - Ouled Féres) entre (90/07)

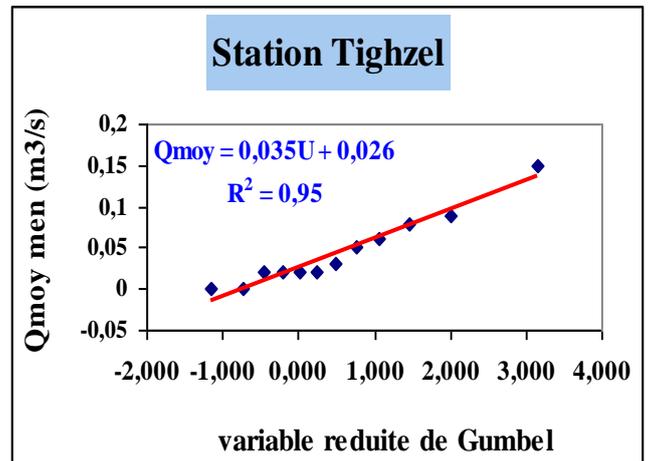
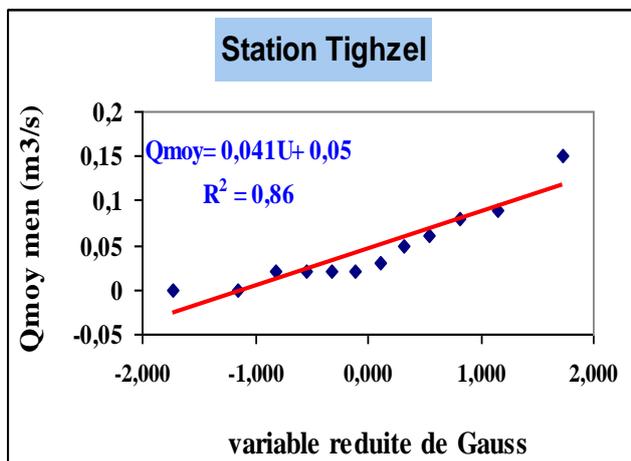
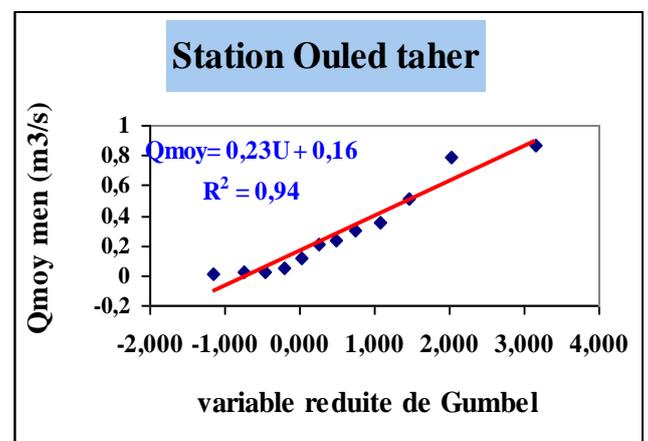
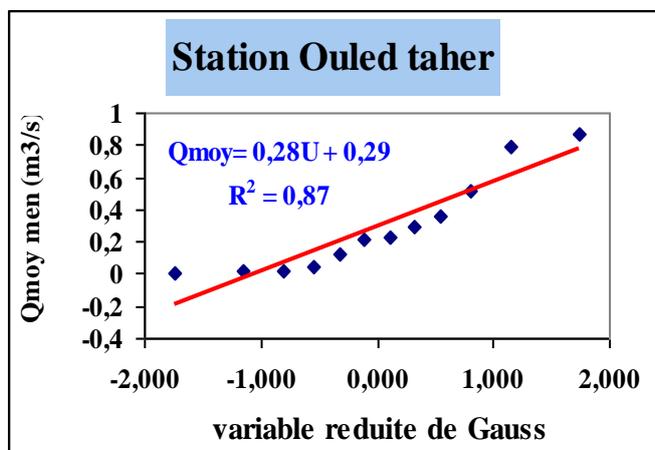
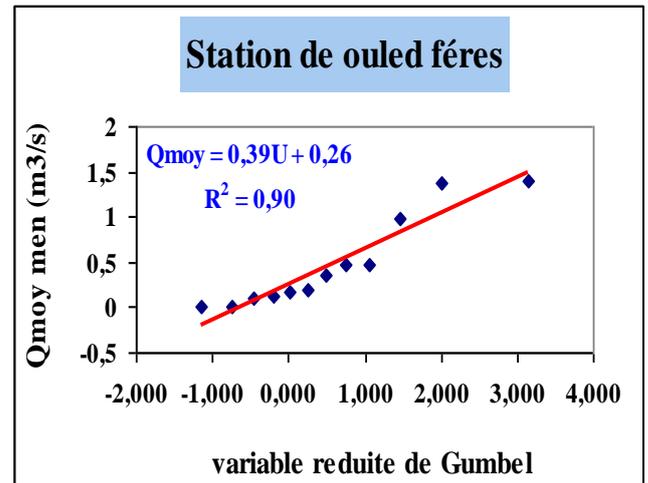
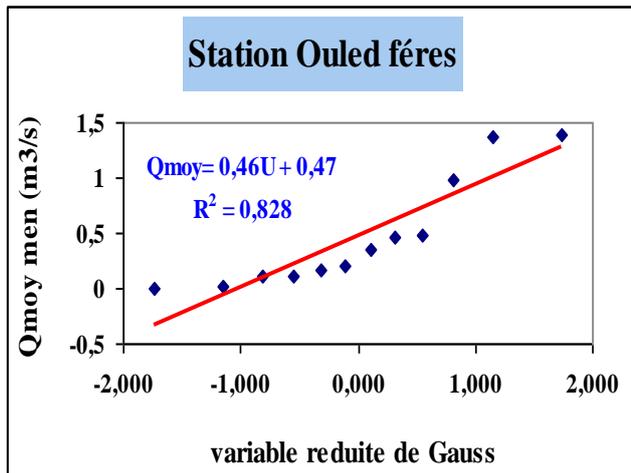


Figure 02 : Ajustement des débits moyens mensuels des stations (Ouled Taher- Tighazel - Ouled fères) entre (90/07)

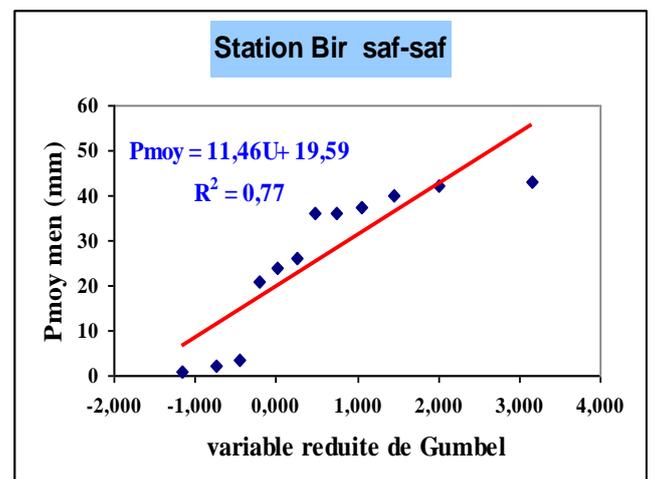
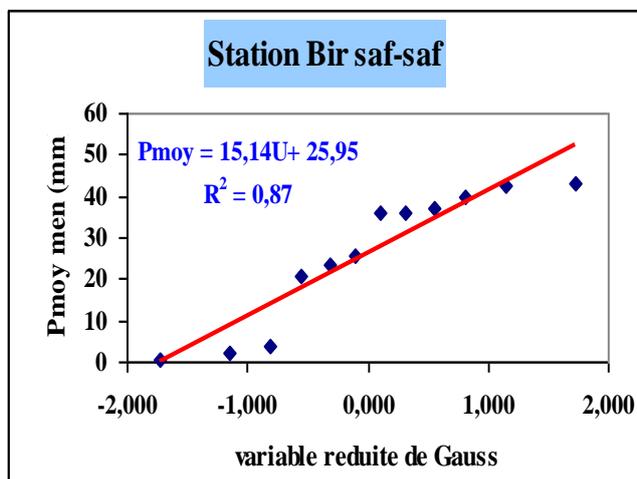
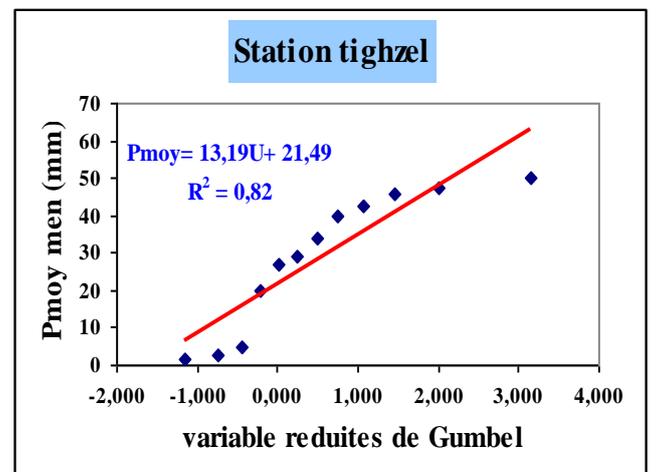
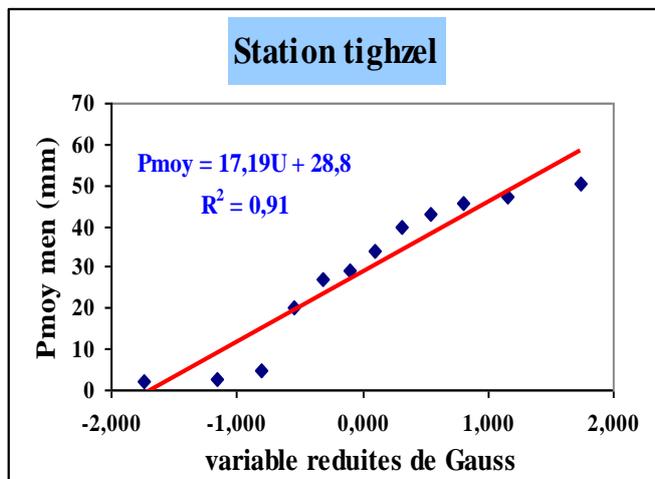
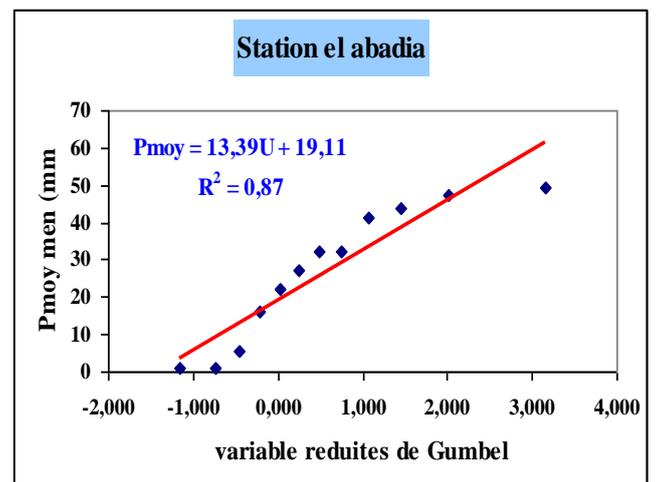
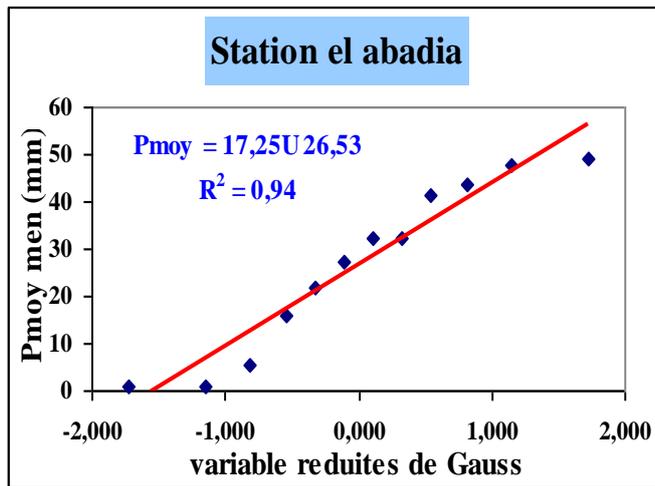


Figure 03 : Ajustement des pluies moyennes des stations du bassin d'oued Tighazel.

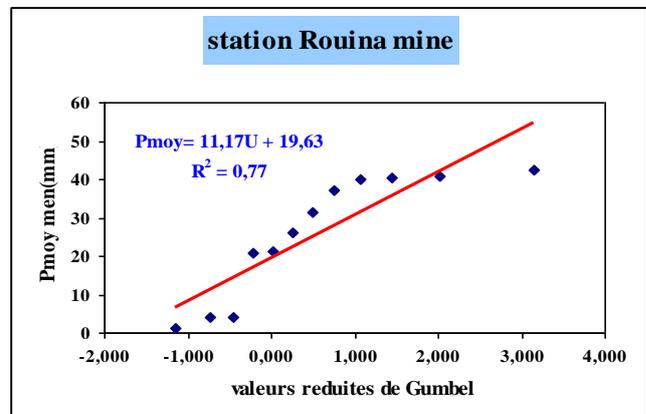
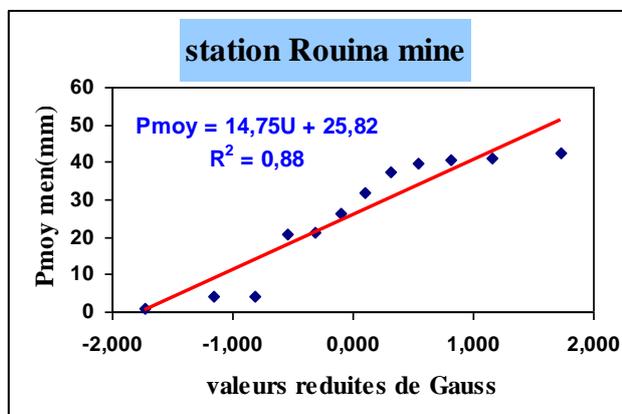
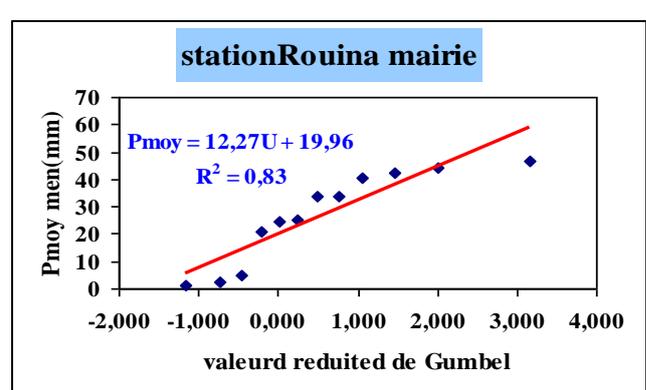
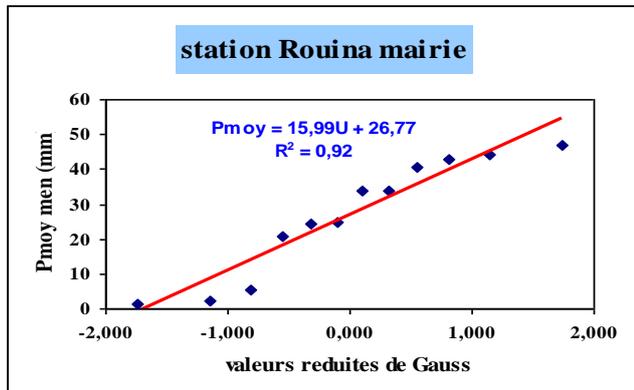
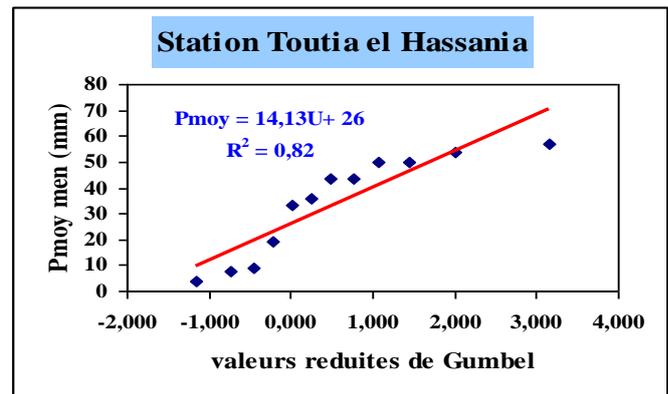
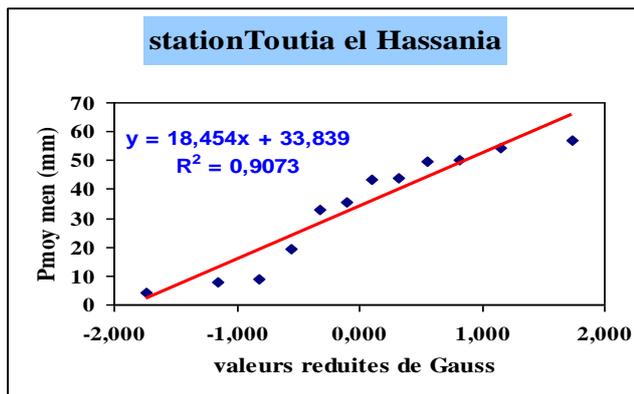
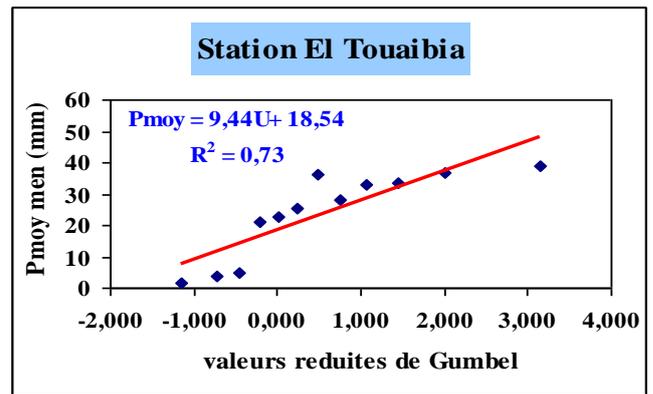
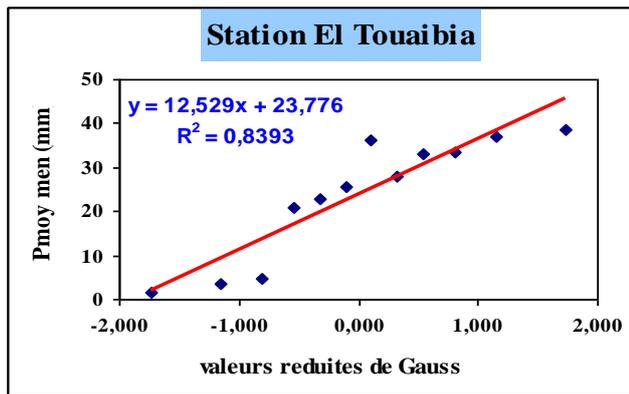


Figure 04: Ajustement des pluies moyennes des stations du bassin d'oued Rouina

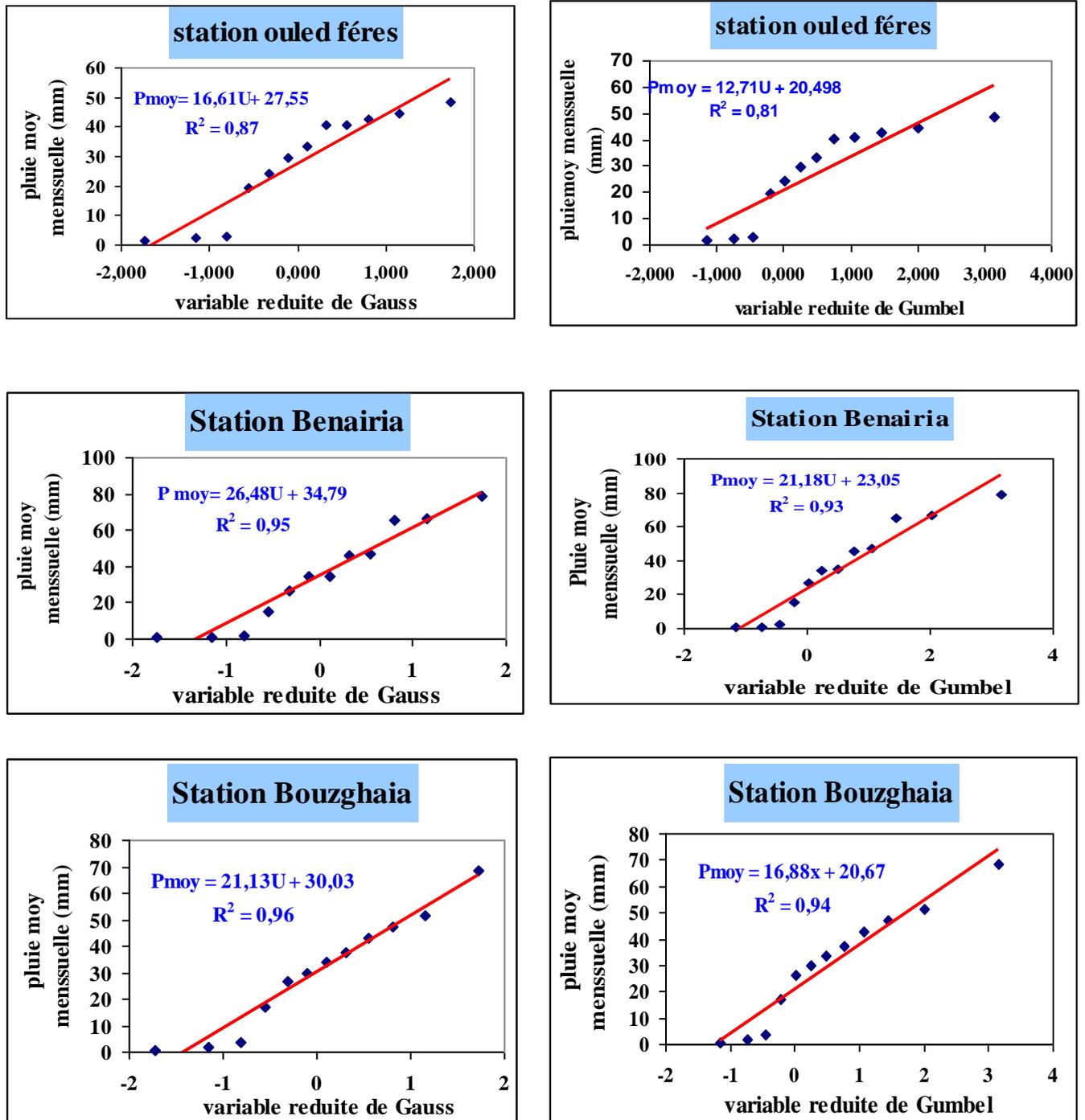


Figure 05 ::Ajustement des pluies moyennes des stations du bassin d'oued Ouahrane.

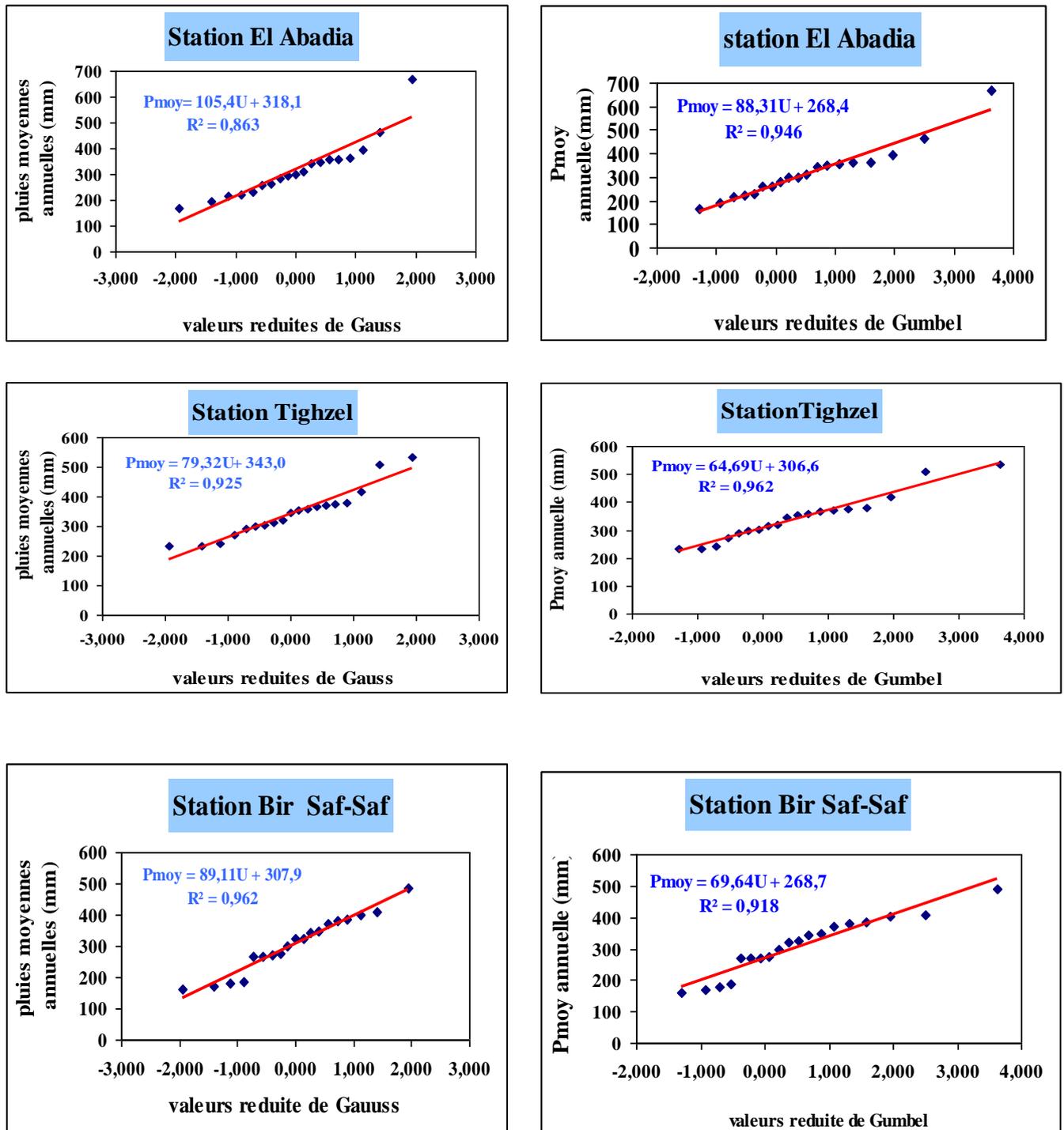


Figure 06: Ajustement des pluies moyennes annuelles des stations u Bassin d'oued Tighazel

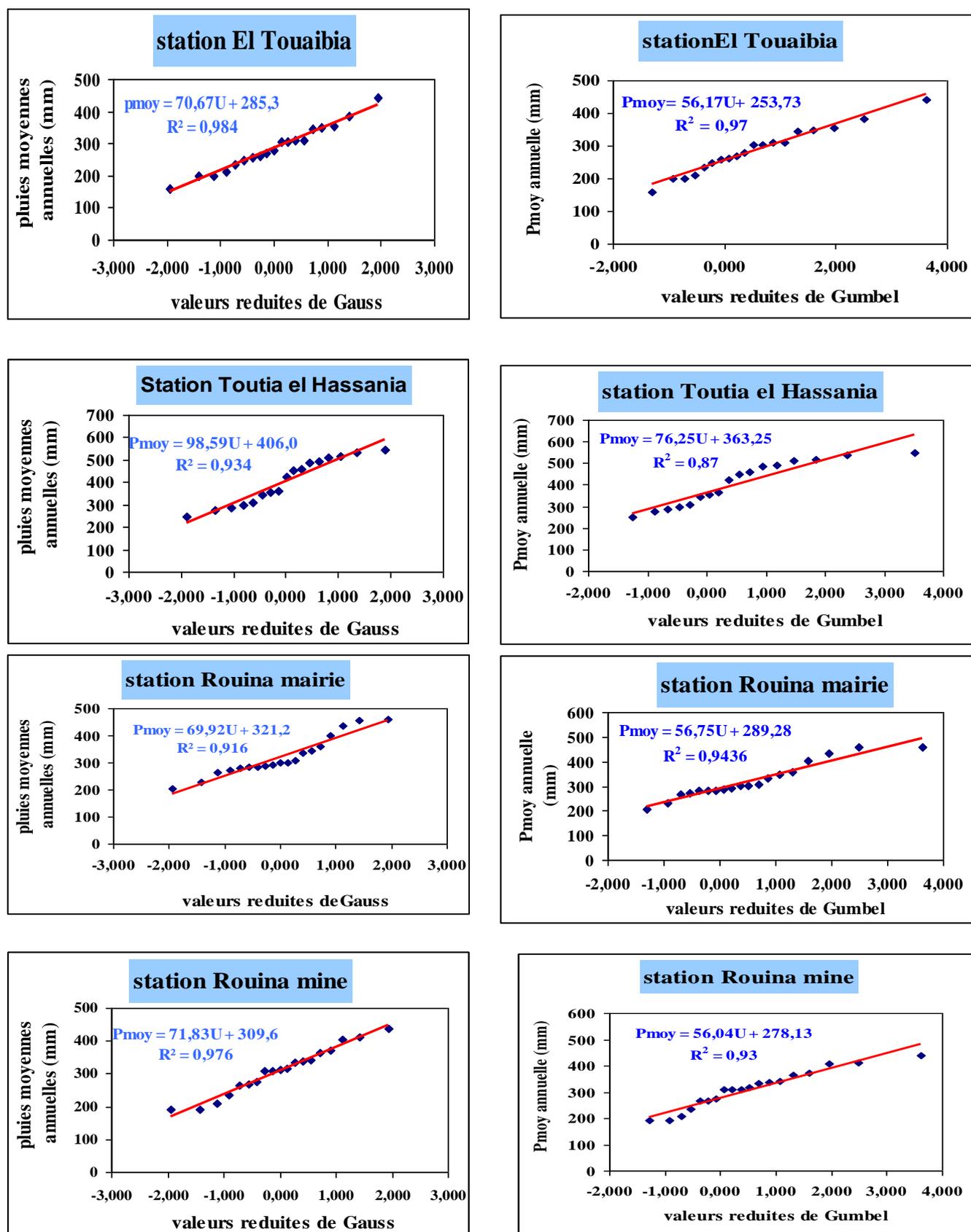


Figure 07Ajustement des pluies moyennes annuelles des stations u Bassin d'oued Rouina

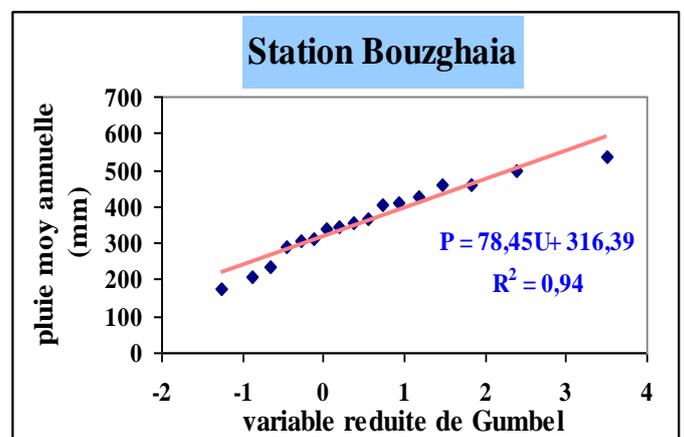
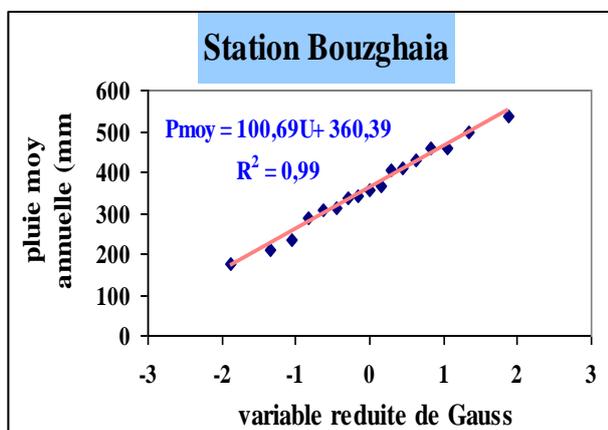
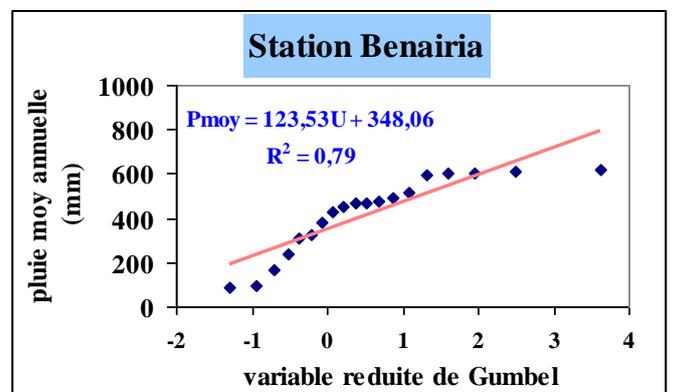
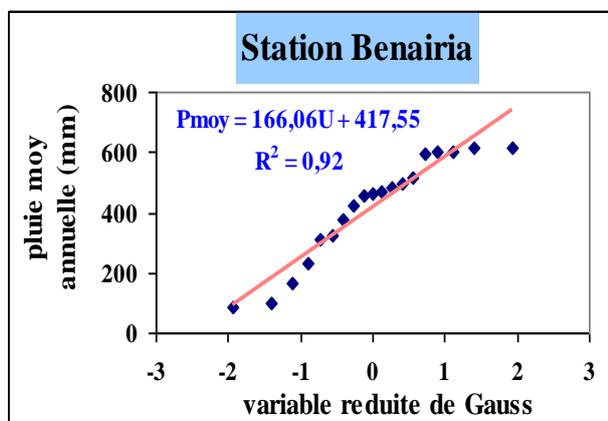
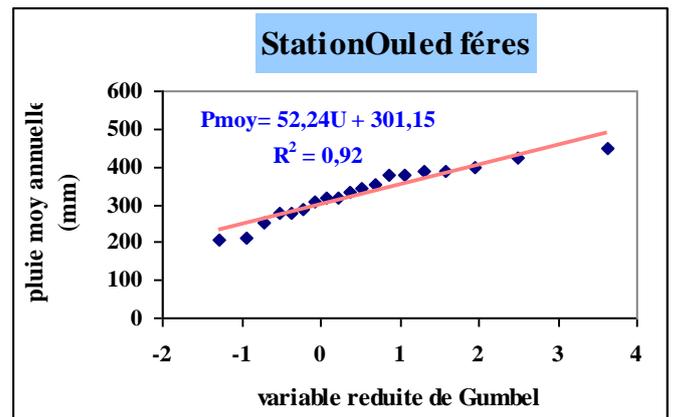
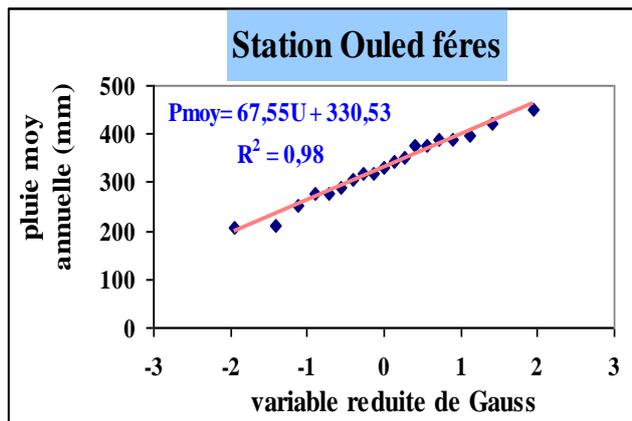


Figure 08 : Ajustement des pluies moyennes annuelles des stations du Bassin d'Oued Ouahrane (Tighlzel – Rouina – Ouahane).

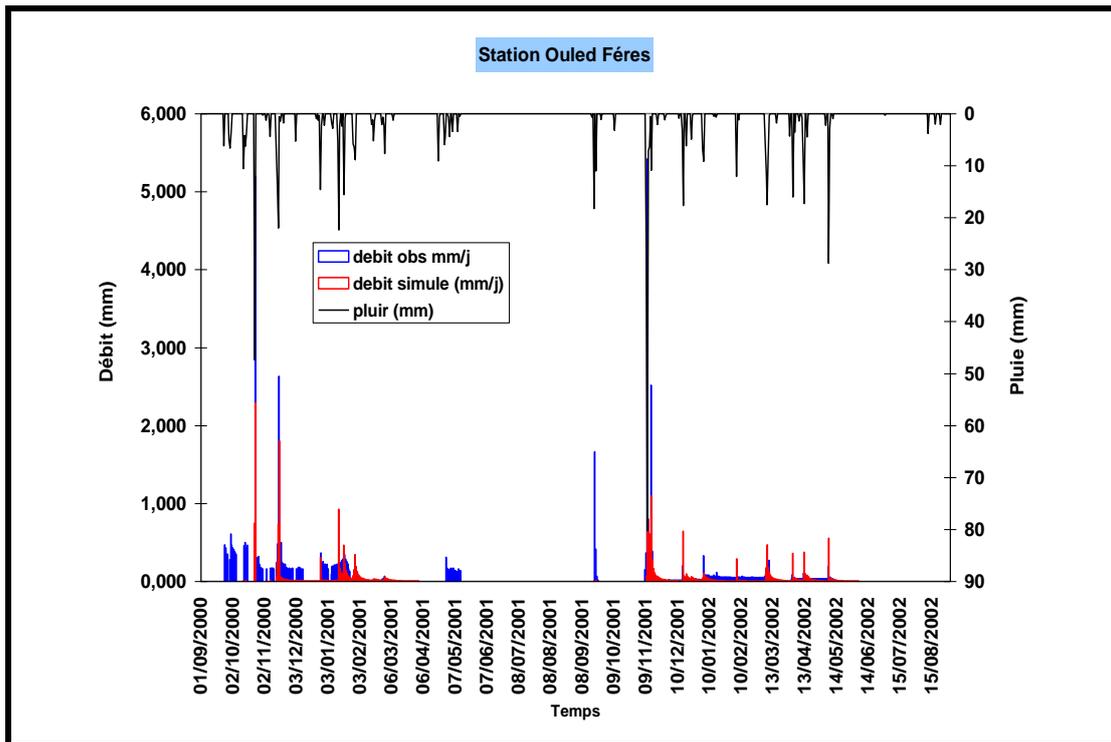


Figure 09 : Débit simulé de Ouled Féres

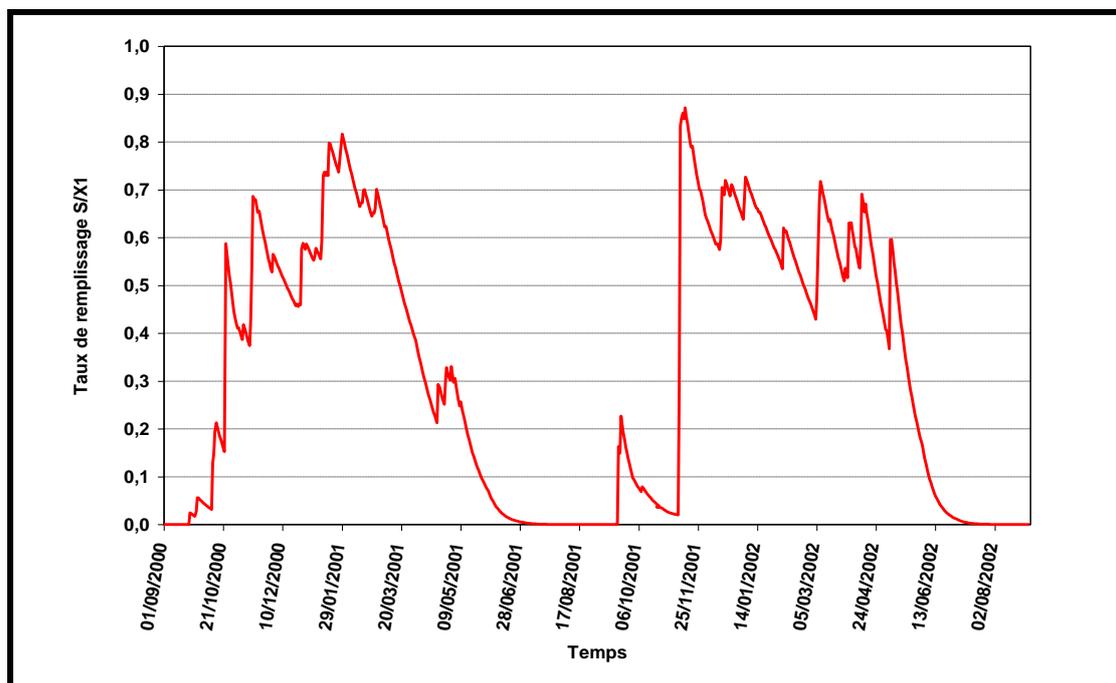


Figure 10: Taux de remplissage du réservoir de production (Station Ouled Féres)

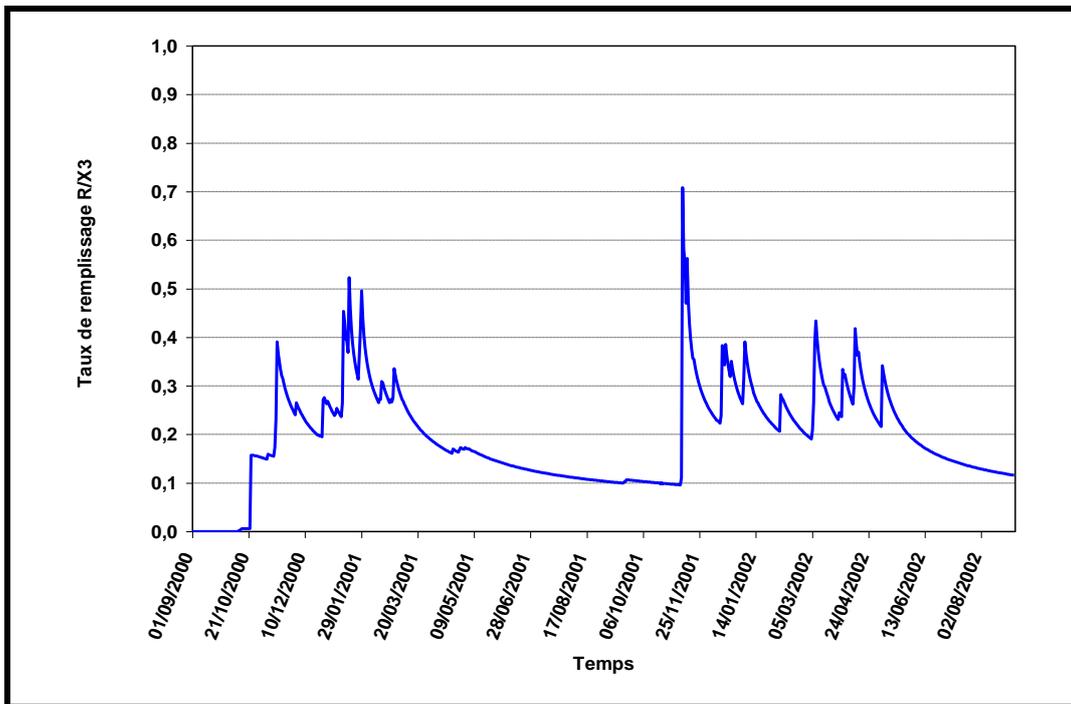


Figure 11 : Taux de remplissage du réservoir de Transfert (Ouled Féres)

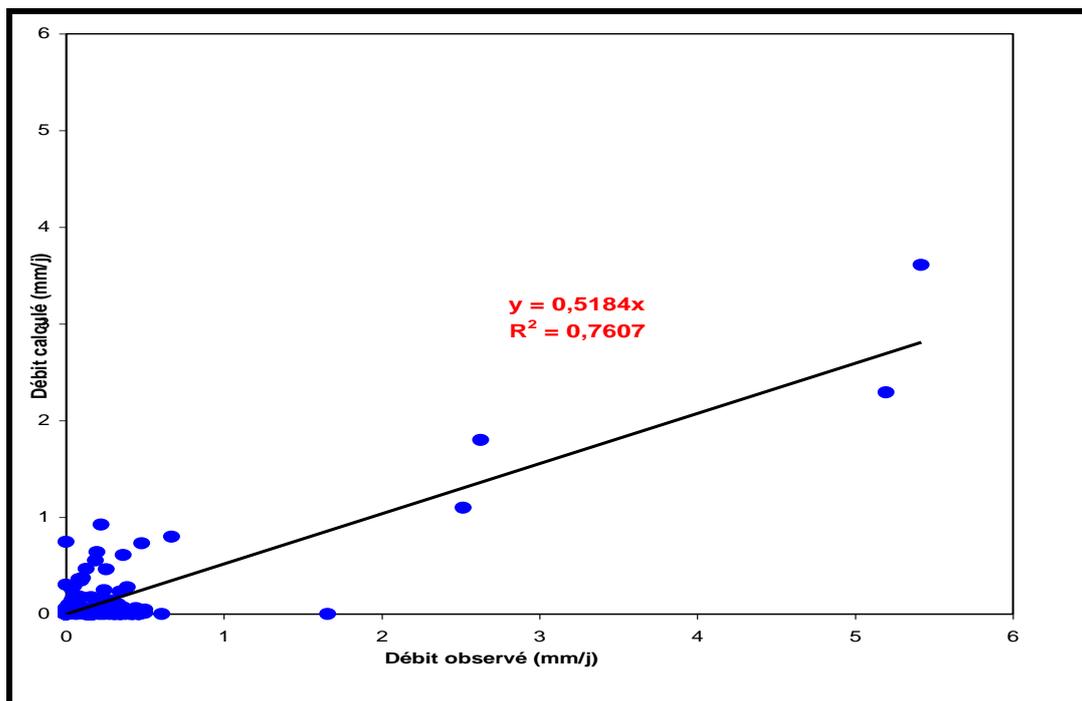


Figure 12: Comparaison entre les débits observés et calculés (Station Ouled Féres)

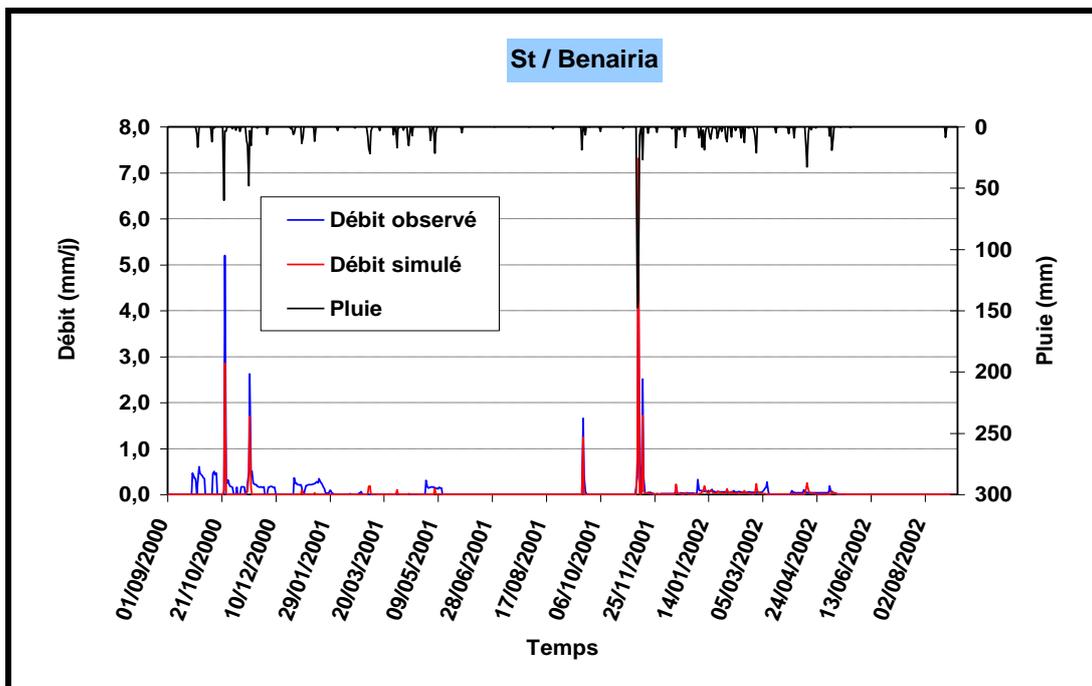


Figure 13 Débit simulé de Station Benairia

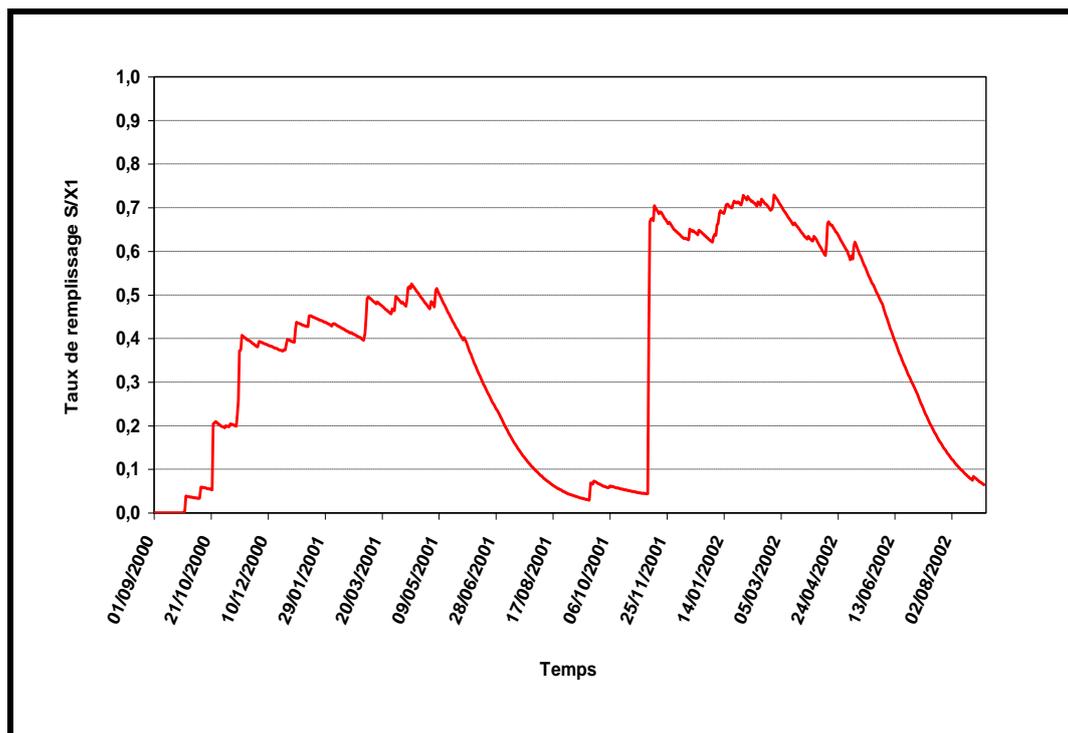


Figure 14 :Taux de remplissage du réservoir de production (Station Benairia)

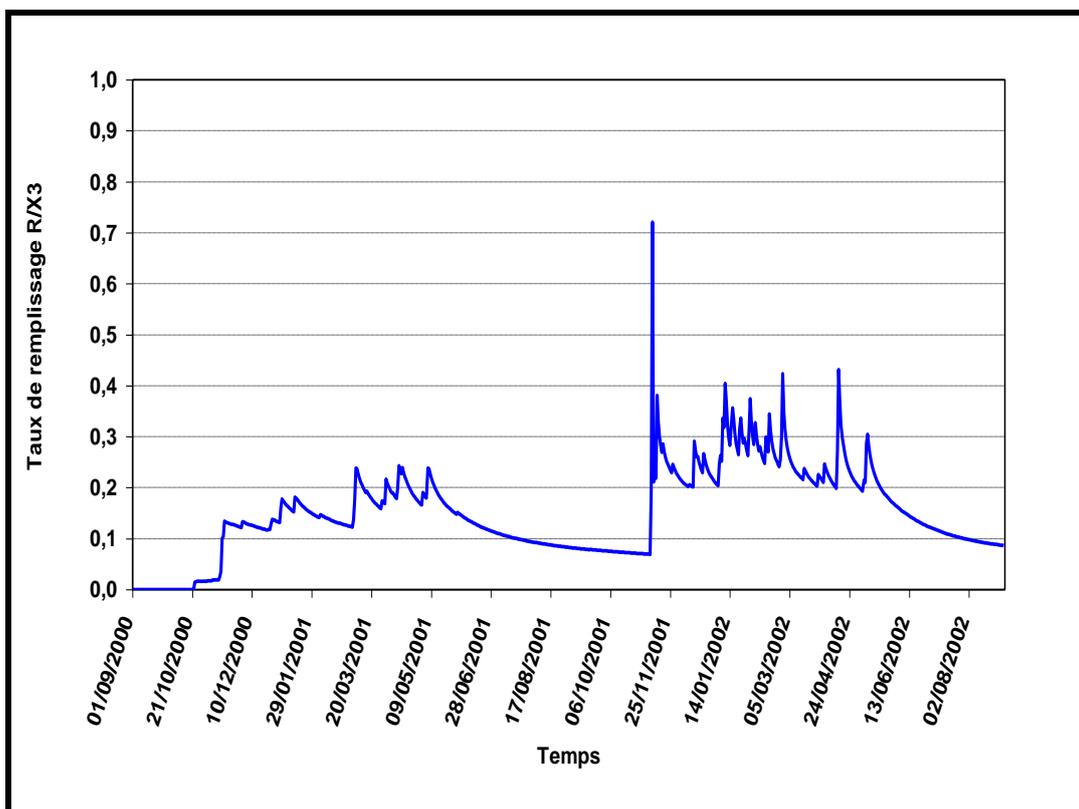


Figure 15 Taux de remplissage du réservoir de Transfert
(Station Benairia)

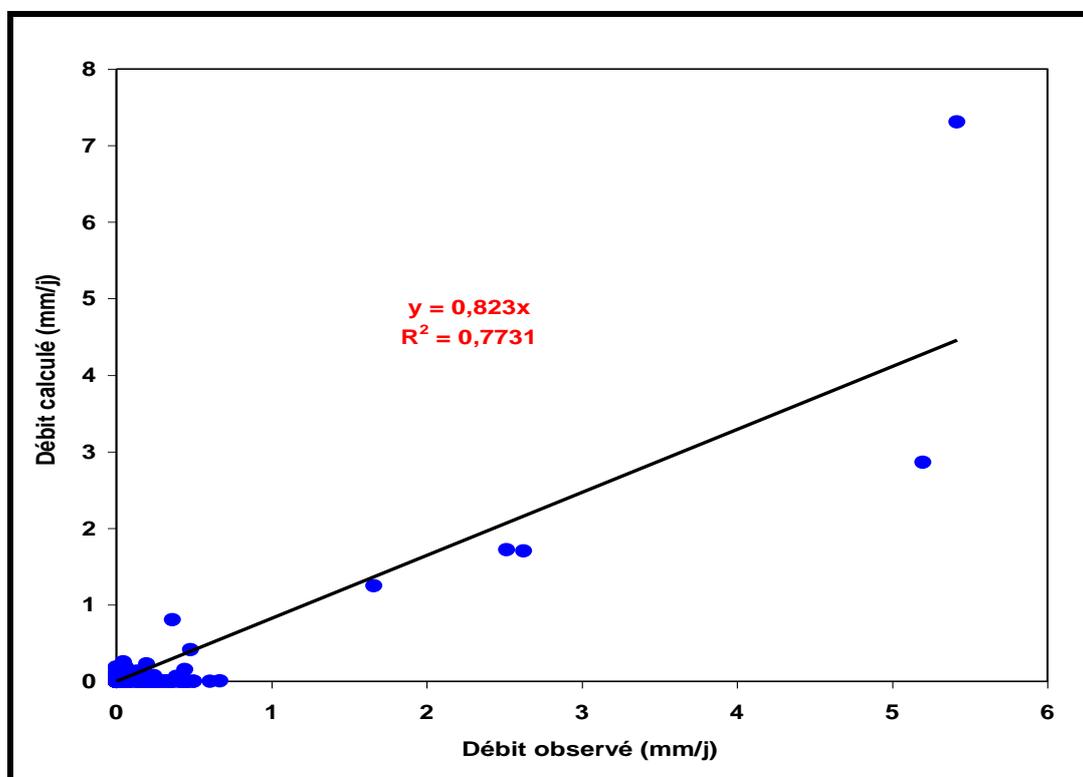


Figure16: Comparaison entre les débits observés et calculés
(Station benairia)