

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

**Université des Sciences et de la Technologie d'Oran
Mohamed BOUDIAF**

**Faculté de l'Architecture et de Génie Civil
Département de l'Hydraulique**

THESE EN VUE DE L'OTENTION DU DIPLOME DE DOCTORAT ES-SCIENCES

SPECIALITE: Hydraulique

OPTION: Hydraulique

**PRESENTE PAR:
Mr DAHMANI Ali**

SUJET DE LA THESE

**IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES RESSOURCES EN EAU
DANS LE BASSIN VERSANT DE OUED FEKAN WILAYA DE MASCARA.**

SOUTENU LE 02/12/2010

DEVANT LE JURY COMPOSE DE:

**Mr. Belhadri Mansour
Mr. Meddi Mohamed
Mr. Mederbel Khalladi
Mr. Cherif El-Amine
Mr. Tidjani Abdellatif El-Bari
Mr. Medjber Abellah**

**(Professeur - USTO)
(Professeur - ENSH. Blida)
(Professeur - U. Mascara)
(Maître de Conférence A - USTO)
(Maître de Conférence A -USTO)
(Maitre de Conférence A - U. Saida)**

**Président
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur**

REMERCIEMENTS :

Je remercie vivement le professeur MEDDI Mohamed Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique (ENSH) de Blida (Algérie) d'avoir accepté de diriger cette thèse. Ses conseils, sa confiance et sa patience durant toute la durée consacrée à ce travail ont été d'un grand apport. Je remercie également Monsieur Jean Pierre FAILLAT professeur au Laboratoire de Géochimie d'Isotopique du Centre Universitaire de Formation de Nîmes (France) de m'avoir accueilli dans son Laboratoire pour des stages de courte durée. Je n'oublie pas de remercier Monsieur Vincent DUBREUIL, Professeur de Géographie au Laboratoire COSTEL Climat et Occupation du Sol par TELédétection (Université de Rennes 2, France) qui m'a énormément aidé en matière de documentations.

J'exprime mes sincères remerciements à Monsieur BELHADRI Mansour Professeur à l'Université des Sciences et Technologie d'Oran d'avoir bien accepté de présider le jury de cette thèse et d'examiner ce travail de recherche.

J'exprime mes profonds remerciements à Monsieur MEDERBEL Khalladi Professeur à l'Université de Mascara pour avoir bien voulu participer à mon jury.

J'adresse mes remerciements à Monsieur CHERIF Amine Docteur à l'Université des Sciences et Technologie d'Oran d'être membre de jury de cette thèse.

Je remercie également Monsieur TIDJANI Abdeletif Docteur à l'Université des Sciences et Technologie d'Oran d'avoir accepté juger ce travail.

J'adresse mes sincères reconnaissances à Monsieur MEDJBER Abdellah Maître de conférence à l'Université de Saida pour son accord à examiner ce travail.

Je désire également à remercier Monsieur Habib AZZAZ pour son aide sur la partie géologique, ainsi que Monsieur Abderahmane HAMIMED pour sa contribution dans l'élaboration de quelques cartes. Je remercie Monsieur BENMIMOUNE Youcef Directeur de Laboratoire des Sciences et Techniques de l'Eau à l'Université de Mascara pour son soutien moral et matériels.

Impact du changement climatique sur les ressources en eau dans le bassin versant de oued Fekan Wilaya de Mascara

Résumé :

L'Algérie fait partie des zones arides et semi-arides, qui souffrent des sécheresses de longue période. De forts déficits hydriques, entraînent des conséquences néfastes sur l'environnement, le développement socio-économique, la ressource en eau en qualité et en quantité et accroissent la dégradation des sols par érosion et désertification.

La région étudiée fait partie du bassin de l'oued EL Hammam (ouest de l'Algérie), qui s'étend entre les latitudes 35.15° et 35.50° Nord et entre les longitudes 0° Ouest et 0.40° Est.

Les variations pluviométriques interannuelles moins importantes (coefficient de variation varie de 0.27 à 0.37), avec une alternance des années humides et des années sèches. Une période humide entre 1943 et 1960 s'est produite et une fluctuation autour de la moyenne interannuelle (383.5mm) jusqu'à 1975 a été remarquée. Une deuxième période de sécheresse s'est produite durant la période 1975 à 2004. Cette dernière est exceptionnelle par son intensité jamais observée durant toute la période d'étude [Azaz H, 2001]. L'année 1981 présente la plus faible pluviométrie avec moins de 211.7mm et l'année 1964 représente l'année la plus pluvieuse durant toute la période d'étude (573.7mm). L'indice pluviométrique (indice centré réduit) nous a permis d'observer la variabilité interannuelle ainsi que les périodes de déficits et d'excédents [Musy A, higy C, 2004]. L'évaluation de déficit hydrique est d'environ 570mm.

Les relevés de débits à la station principale de (Ain Fekan, 1968-2004), montrent une irrégularité très nette. Le débit moyen annuel est de $3.52\text{m}^3/\text{s}$, avec un débit spécifique de 2.93 l/s/km^2 et une lame d'eau écoulée de 93mm.

La région étudiée fait partie du domaine Tellien, elle concerne la plaine de Ghriss. Les reliefs qui l'entourent correspondent à des pointements jurassique [Sourisseau P, 1973]. Au plan structural, la plaine correspond à un fossé d'effondrement à substratum jurassique et à remplissage plio- quaternaire.

La plaine de Ghriss est une entité hydrogéologique indépendante, formée par une superposition de couches perméables, aquifères séparées par des formations imperméables qui retiennent et mettent en charge ces nappes. Ainsi, quatre différentes nappes ont pu être identifiées, soit de haut en bas: la nappe superficielle ou phréatique, la nappe des calcaires lacustres, la nappe des sables et grès de Tighennif (Pliocène) et la nappe des calcaires dolomitiques (Jurassique).

L'objectif de ce travail consiste en une approche d'évolution de la ressource en eau dans le bassin versant de Oued Fekan .

Pour atteindre cet objectif un chronique des précipitations, de débits, des fluctuations du niveau piézométrique et des données climatologiques a été collectée.

Des relations entre l'état de la nappe (niveaux piézométrique), les écoulements superficiels (débits) d'une part et les différents paramètres climatiques notamment les précipitations ont été établies.

Mots clés : variabilité pluviométrique, ressource en eau, Oued Fekan, Algérie.

Impact of the climate change on the water resource in the catchment area of wadi Fekan Wilaya de Mascara

Abstract:

Algeria is one of arid and semi-arid areas, which suffer from the long drought period. Strong water shortages, leading to adverse effects on the environment, socio-economic development, water resources quality and quantity and increasing land degradation through erosion and desertification.

The study area is part of the basin of the Oued El Hammam (west of Algeria), the basin lies between latitudes 35.15° and 35.50° North and between 0° West longitude and 0.40° degrees East.

Studies of the morphology characteristics of the watershed, climate, hydrology and hydrogeology are needed to determine the parameters of the study area.

Interannual variations in rainfall is very important (coefficient of variation ranged from 0.27 to 0.37), with an alternation of wet years and dry years. A wet period between 1943 and 1960 occurred. Fluctuation around the mean interannual (383.5mm) to 1975 was noted. A second period of drought was installed during the period 1975 to 2004. The latter is notable for its intensity never observed during the entire period of study [Azaz H, 2001]. The year 1981 has the lowest rainfall of 211.7mm with less and the year 1964 represents the most rainy years during the study period (573.7mm). The rainfall index (index centered reduced) has allowed us to observe the variability and periods of deficits and surpluses [Musy A, higy C, 2004]. The assessment of water deficit is about 570mm.

Statements of outflows from the main station (Fekan Ain, 1968-2004), shows a clear defect. The mean annual flow is $3.52\text{m}^3 / \text{s}$, with a specific speed 2.93 l/s/km^2 and a sheet of water flowing from 93mm.

The study area is part of the Tellien, it affects the plain Ghriss. The reliefs that surround correspond to points Jurassic [Sourisseau P, 1973]. In structural terms, the plain is a ditch collapse in Jurassic bedrock and filling Plio-Quaternary.

Plain Ghriss is an independent identity Hydrogeological filed by an overlapping layer of permeable aquifers separated by impermeable formations that hold and put in charge of these nappes. Thus, four different layers could be identified, from top to bottom, the latest to the oldest: the groundwater or surface water, ground limestone lake, the water and sands of immigrants Tighennif (Pliocene) and dolomitic limestone aquifer.

The objective of this work is an approach to development of water resources in the catchment area of Oued Fekan.

To achieve this goal a review of rainfall, flow rates, piezometric level fluctuations and climate data was collected.

Relations between the state of the water table (piezometric levels), surface runoff (flow) on the one hand and the different climatic parameters including precipitation has been established.

Keywords: rainfall variability, water resources, Fekan Oued, Algeria

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I : Présentation et acquisition des données	5
I.1- Présentation de la région d'étude.....	6
I.2- Acquisition des données	6
I.2.1- Données physiographiques	6
I.2.2- Données pluviométriques hydrométriques	6
I.3- Localisation des postes pluviométriques	6
I.4- Caractéristiques des postes pluviométriques	6
I.5- Étude morphométrique	9
I.5.1- Hydrographie	9
I.5.2- caractéristique de forme	9
I.5.3- coefficient de compacité de Gravilius	9
I.5.4- Rectangle équivalent	9
I.5.5- Étude de la surface topographique.....	12
I.5.6- la répartition hypsométrique	12
I.5.7- les altitudes:.....	14
I.5.8- les indices de pente	15
I.5.8.1- Indice de pente globale	15
I.5.8.2- Indice de pente de Roche	15
I.5.8.3- la pente moyenne	15
I.5.8.4- la dénivelée spécifique	15
I.5.9- Etude du réseau hydrographique	16
I.5.9.1- Le rapport de confluence	17
I.5.9.2- Le rapport des longueurs	17
I.5.9.3- Densité de drainage	18
I.5.9.4- Coefficient de torrentialité	18
I.5.9.5- Temps de concentration	18
I.5.9.6- Fréquence des cours d'eau	18
I.5.9.7- Le profil en long	18
I.5.10- Les caractéristiques agro-pédologiques	19
I.5.10.1- le sol	19
I.5.10.1.1- sols peu évolués	19
I.5.10.1.2- Vertisols	19
I.5.10.1.3- Sols calcimagnésiques	19
I.5.10.1.4- Sols isohumiques	20
I.5.10.1.5- Sols à sesquioxydes de fer	20
I.5.10.2- La couverture végétale:	20
I.5.10.3- productions agricoles	20
I.5.11- Interprétation et conclusion.....	21
CHAPITRE II : Étude du climat	22
III.1- Étude du climat	23
III.1.1- Étude de la température	23
III.1.2- Etude de la pluviométrie.....	23
III.1.2.1- Acquisition des données.....	24
III.1.3- définition des précipitations.....	24

III.1.4- Comblement de lacunes.....	24
III.1.5- Etude de l'homogénéité.....	25
III.1.6- les indices climatologiques généraux.....	26
III.1.6.1- Méthode de De- Martonne.....	26
III.1.6.2- Indice de Moral.....	26
III.1.7 Méthodes graphiques	27
III.1.7.1- Méthode de Bagnouls et Gaussen	28
III.1.7.2- Méthode de la courbe ombro-thermique.....	28
III.1.7.3- Méthode d'Emberger : climagramme d'Emberger	29
III.1.7.4- Méthode de Stewart	29
III.1.8- Humidité relative.....	31
III.1.9- Les gelées	32
III.1.10- La nébulosité	32
III.1.11- Les vents	32
III.2- Évapotranspiration et le déficit d'écoulement	33
III.2.1- Évapotranspiration réelle et potentielle	33
III.2.1.1- l'estimation de l'évapotranspiration réelle et potentielle par la méthode de Turc	33
III.2.1.1.1 - l'estimation de l'évapotranspiration réelle.....	33
III.2.1.1.2- l'estimation de l'évapotranspiration potentielle.....	34
III.2.1.2- l'estimation de l'évapotranspiration potentielle et réelle par la méthode de Thornthwaite	34
III.3- Le déficit	37
III.3.1- Méthode de Coutagne.....	37
III.3.2- Méthode de Wundt... ..	37
III.3.3- Méthode de VERDEIL	38
III.4- Comparaison des méthodes	40
III.5- Indice d'aridité bioclimatique	40
III.6- Les apports	41
III.7- Le ruissellement	41
III.8.- L'infiltration	41

CHAPITRE III: Pluviométrie

II.1- Analyse statistique des données pluviométriques	43
II.1.1- Variation des précipitations annuelles dans le temps et dans l'espace.....	43
II.1.1.1- Variation temporelle	43
II.1.1.1.1- la méthode de la moyenne arithmétique	43
II.1.1.1.2- Les Variables Centrées Réduites	44
II.1.1.2-Variation spatiale.....	47
II.1.2- Variation des précipitations mensuelles et le régime saisonnier	49
III.1.2.1-Variation des précipitations mensuelles	49
II.1.2.2- Évolution de la pluviométrie au cours des mois pour les six dernières décennies (Station de Matmore)	52
II.1.2.3- Répartition saisonnière des précipitations	54
II.1.2.4- Principe de l'ACP	56
II.1.2.5- L'analyse en composantes principales (ACP)	56
II.1.3-Étude fréquentielle des précipitations	59
II.1.3.1- la loi de Gauss (loi normale)	59
II.1.3.2- la loi Galton (la loi log-normale)	60
II.1.3.3- la loi racine normale	61
II.1.4-calcul des précipitations fréquentielles	62

CHAPITRE IV : Étude hydrologique	63
IV.1- Étude des écoulements annuels	64
IV.2- Débits moyens mensuels interannuels	66
IV.3- Ajustement des différentes lois	69
CHAPITRE V : Étude géologique	70
V.1- Cadre géologique	71
V.1.1 Oranie	71
V.1.2- Le secteur d'étude	71
V.1.3- Elément structurale du bassin versant	71
V.1.4-Litho stratigraphie	72
V.1.4.1-le secondaire	72
V.1.4.2- le tertiaire	73
V.1.4.3- Le quaternaire	73
CHAPITRE VI : Étude hydrogéologique	76
VI.1- Aquifères structures et lithologie	77
VI.1.1- la nappe superficielle ou phréatique	77
VI.1.2- La nappe des calcaires lacustres	77
VI.1.3- -La nappe des sables et grès de Tighennif	77
VI.1.4- La nappe des calcaires dolomitiques	77
VI.2- Alimentations et exutoires	79
VI.2.1- La nappe superficielle ou libre	79
VI.2.2- La nappe des calcaires lacustres	79
VI.2.3- La nappe des sables et grès de Tighennif	79
VI.2.4- La nappe des calcaires dolomitiques	79
VI.3- Fluctuation du niveau statique	79
VI.3.1- Choix du réseau témoin	79
VI.3.2- Evolution du niveau de la nappe	79
CHAPITRE VII : PIEZOMETRIE ET PLUVIOMETRIE	84
VII.1- Variation de l'indice centré du niveau piézométrique des nappes	85
VII.2- Variation du niveau statique et la variation du niveau statique cumul	87
VII.3- Variation du niveau statique des nappes dans l'espace	90
CHAPITRE VIII : HYDROCHIMIE	92
VIII.1- Caractéristiques des différentes nappes	93
VIII.1.1- Nappes phréatiques	93
VIII.1.2- Nappes des sables et grès (pliocènes)	97
VIII.1.3- La nappe des calcaires dolomitiques	99
CONCLUSION GENERALE	103
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	104
ANNEXE	115
Annexe 1 : caractéristiques morphologiques	116
Annexe 2: classification d'O.R.S.T.O.M des reliefs	118
Annexe 3 : carte des sols de Mascara	119
Annexe 4a: Régression linéaire simple Froha-Matmore	120
Annexe 4b: Régression linéaire simple Maoussa-Matmore	120
Annexe 4c: Régression linéaire simple Sidi Kada-Matmore	121

Annexe 4d: Régression linéaire simple Tizi-Matmore	121
Annexe 4e: Régression linéaire simple Ghriss-Matmore	122
Annexe 4f: Régression linéaire simple Mascara-Maoussa	122
Annexe 4g: Régression linéaire simple Nesmoth-Sidi Kada	123
Annexe 4h: Régression linéaire simple Ain Fares-Tizi	123
Annexe 5a: Détection des anomalies systématiques de Froha par rapport à Matmore.....	124
Annexe 5b: Détection des anomalies systématiques de Maoussa par rapport à Matmore.....	124
Annexe 5c: Détection des anomalies systématiques de Sidi Kada par rapport à Matmore.....	125
Annexe 5d: Détection des anomalies systématiques deTizi par rapport à Matmore.....	125
Annexe 5e: Détection des anomalies systématiques de Ghriss par rapport à Matmore.....	126
Annexe 5f: Détection des anomalies systématiques de Mascara par rapport à Maoussa.....	126
Annexe 5g: Détection des anomalies systématiques de Nesmoth par rapport à Sidi Kada.....	127
Annexe 5h: Détection des anomalies systématiques de Ain Fares par rapport à Tizi.....	127
Annexe 06.a : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Froha (1943-2004)	128
Annexe 06.b : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Tizi (1943-2004)	128
Annexe 06.c : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Mascara (1943-2004)	129
Annexe 06.d : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Ghriss (1943-2004)	129
Annexe 06.e : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station d'Ain Fares (1943-2004)	130
Annexe 06.f : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Sidi kada (1943-2004)	130
Annexe 06.g : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Matmore (1943-2004)	131
Annexe 07.a: Test χ^2 de la loi de Gauss	132
Annexe 07.b : Test χ^2 de la loi de Galton	132
Annexe 07.c : Test χ^2 de la loi de la racine normale	133
Annexe 08 variation du coefficient de débits annuels	134
Annexe 09 : Réseau de surveillance des nappes	135
Annexe 10 : localisation des puits de la plaine de Ghriss	135

LISTE DES FIGURES:

Figure N°01: limite du bassin versant de Oued El Hammam	7
Figure N°02: limite du bassin versant d'Oued Fekan	8
Figure N°03 : localisation des stations pluviométriques, station hydrométrique	9
Figure N° 04 : Rectangle équivalent du bassin versant d'Oued Fekan	11
Figure N°05: Courbe hypsométrique	13
Figure N° 06: carte hypsométrique	14
Figure N°07 : rapport de confluence	16
Figure N° 08: rapport de longueur	17
Figure N°09: Carte des pentes du bassin versant de oued Fekan	18
Figure N°10: profil en long d'oued Ferkan	19
Figure N°11: occupation du sol	21
Figure N°12 : Température minimale, maximale et moyenne de la station de Mascara	23
Figure N°13 : Abaque d'indice d'aridité annuel	27
Figure N°14 : Diagramme pluvio-thermique de la station de Mascara	28
Figure N°15: Diagramme ombrothermique de la station de Mascara	29

Figure N°16 : Climmagramme de L.Emberger	30
Figure N°17 : la moyenne décennale de la température de la station de Mascara	31
Figure N°18: Humidité relative moyenne annuelle de la station de Mascara	32
Figure N°19: Fréquences des vents	33
Figure N°20: Variation de l'ETP de la station de Mascaara	36
Figure N°21: Régression linéaire entre ETR mensuelle et T par la méthode de turc	37
Figure N°22: Evaluation de l'écoulement et du déficit d'après WUNDT	38
Figure N°23 : Evaluation du déficit d'après P.VERDEIL	39
Figure N°24: excédent et déficit mensuel par la méthode de Turc	40
Figure N°25: Pluviométrie moyenne interannuelle et moyenne mobile	43
Figure N°26: Variations inter-annuelles des indices pluviométriques	45
Figure N°27 : Variations inter-annuelles des moyennes mobiles pondérées	46
Figure N°28: Pluviométrie moyenne interannuelle	46
Figure N°29: Pluviométrie moyenne pondérée interannuelle	47
Figure N°30 : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Maoussa.....	48
Figure N°31 : variation annuelle des précipitations moyenne des station	48
Figure N°32: Précipitation moyennes mensuelles (1943-2004)	49
Figure N°33: Précipitation moyennes mensuelles (1943-2004).....	50
Figure N°34: Précipitation moyennes mensuelles (1943-2004)	50
Figure N°35: Précipitation moyennes mensuelles (1943-2004)	51
Figure N°36 : Précipitations moyennes inter mensuelles (1943-2004)	51
Figure N°37 : Evolution de la pluviométrie moyenne inter-mensuelle au cours des 6 dernières décennies	52
Figure N°38 : Evolution de la pluviométrie mensuelle au cours des 6 dernières décennies	53
Figure N°39 : Evolution de la pluviométrie mensuelle au cours des 6 dernières décennies	53
Figure N°40 : Evolution de la pluviométrie mensuelle au cours des 6 dernières décennies	54
Figure N°41 : Evolution de la pluviométrie mensuelle au cours des 6 dernières décennies	54
Figure N°42 : Evolution de la pluviométrie saisonnière	55
Figure N°43: précipitation saisonnière dans le bassin versant de oued Fekan).....	55
Figure N°44: Evolution de la pluviométrie saisonnière au cours des 6 dernières décennies (Station de Matmore)	56
Figure N°45 : Valeurs propres	57
Figure N°46 : corrélation inter-variables sur les deux premiers facteurs	58
Figure N°47 : diagramme des composantes	59
Figure N°48 : Ajustement à la loi normale de la précipitation moyenne interannuelle	60
Figure N°49 : Ajustement à la loi log-normale de la précipitation interannuelle	60
Figure N°50 : Ajustement à la loi racine normale de la précipitation interannuelle.....	61
Figure N°51 : Débit moyen interannuel et moyen mobile de la station de Ain Fekan	65
Figure N°52 : variation interannuelle des indices centrés réduits des débits	65
Figure N°53 : débit intermensuel moyen de la station de Ain Fekan)	66
Figure N°54 : Indice d'hydraulicité de la station de Ain Fekan	67
Figure N°55 : relation débit- pluie	67

Figure N°56 : coefficient d'écoulement de la station d'Ain Fekan	68
Figure N°57 : Pluie annuelle et la lame d'eau écoulée	68
Figure N°58 : Ajustement à une loi normale de débit moyen annuel	69
Figure N°59 : Ajustement à une loi racine-normale de débit moyen annuel	69
Figure N°60: Carte lithologique du bassin versant d'oued Fekan	74
Figure N°61 :la stratigraphie géologique des sondages.....	75
Figure N°62: Coupe hydrogéologique	78
Figure N°63 : variation des niveaux statiques des puits témoins	81
Figure N°64 : variation des niveaux piézométrique des puits témoins	82
Figure N°65 : variation des niveaux statiques des puits de surveillance	83
Figure N°66 : la variation de l'indice centré réduit du niveau piézométrique (P1-1)	85
Figure N°67 : la variation de l'indice centré réduit du niveau piézométrique (P1-2).....	86
Figure N°68 : la variation de l'indice centré réduit du niveau piézométrique (P0-4)	87
Figure N°69 : variation relative des niveaux statiques des nappes et la pluie.....	88
Figure N°70: variation relative des niveaux statiques des nappes et P-ETR	89
Figure N°71 : variation relative des niveaux statiques cumulés des nappes.....	90
Figure N°72 : variation du niveau statique dans l'espace (1998-2004)	91
Figure N°73 : Diagramme de Piper de la nappe phréatique (P1 etP8: 25/01/1998)	94
Figure N°74 : Diagramme de Piper de la nappe phréatique (E25 etP10: 12/10/1999)	95
Figure N°75 : Diagramme de Piper de la nappe phréatique (P2 : 04/12/1982).....	96
Figure N°76 : Relation entre la conductivité (C25) et le résidu sec (RS) de la nappe de la nappe phréatique	97
Figure N°77 : Diagramme de Piper de la nappe des sables et grès (Pliocène)	98
Figure N°78 : Régression linéaire entre la minéralisation (M) et le résidu sec (RS) de la nappe des sables et grès (Pliocènes)	98
Figure N°79 : Régression linéaire entre la conductivité (C25) et le résidu sec (RS) de la nappe des sables et grès (Pliocènes)	99
Figure N°80 : Diagramme de Piper de la nappe de calcaire dolomitique (Jurassique)	100
Figure N°81 : Régression linéaire entre la conductivité (C25) et le résidu sec (RS) de la nappe du calcaire dolomitique	101
Figure N°82 : régression linéaire entre la dureté et (Ca+Mg) de la nappe du calcaire dolomitique	101
Figure N°83 : Régression entre Na ⁺ et Cl ⁻ de la nappe du calcaire dolomitique.....	102

LISTE DES TABLEAUX

Tableau N°01 : répartition altimétrique du bassin versant de l'Oued Fekan.....	12
Tableau N°02: les différentes altitudes.....	14
Tableau N°03: les différents indices de pente.....	15
Tableau N°04: Réseau hydrographique.....	17
Tableau N°05: caractéristiques du profil en long d'oued Fekan.....	19
Tableau N°06: Caractéristiques des postes pluviométriques.....	24
Tableau N°07: Choix des stations de référence.....	25
Tableau N°08 : indice d'aridité annuelle pour la station de Mascara	26
Tableau N°09 : valeurs d'indice d'aridité mensuelle	26
Tableau N°10 : Nébulosités moyennes mensuelles effectives pour la station de ascara.....	32
Tableau N°11 : Fréquences des vents.....	32
Tableau N°12 : Calcul de l'ETR	33
Tableau N°13: Evapotranspiration potentielle annuelle (1977-2006) par la méthode de Turc.....	34
Tableau N°14: Evapotranspiration potentielle annuelle (1977-2006) par la méthode de Thornthwaite	35

Tableau N°15 Tableau récapitulatif.....	35
Tableau N°16: Calcul du déficit d'écoulement par la méthode de Thornthwaite	36
Tableau N°17 : Calcul du déficit d'écoulement	37
Tableau N°18: Le déficit par les différentes méthodes Station de Mascara	40
Tableau N°19 : Paramètre statistique des pluies moyennes annuelles (1943-2004).....	43
Tableau N°20 : caractéristiques du variance totale expliquée	57
Tableau N°21 : Test de χ^2 des différentes lois	61
Tableau N°22 Précipitation annuelles fréquentables.....	62
Tableau N°23 : les différents paramètres de débit (1968-2004)	64
Tableau N°24 : Paramètres statistiques des débits moyens interannuels.....	64
Tableau N°25 : Variation du niveau statique et la variation du niveau statique cumul	87

Introduction Générale:

Cette étude a pour objectif de montrer l'impact de la variabilité climatique (précipitation et température) sur les ressources en eau (superficielles et souterraines) dans le bassin versants d'Oued Fekan wilaya de Mascara (ouest de l'Algérie).

L'usage du terme changement climatique par le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur les Changements Climatiques (**GIEC**) se réfère à tout changement du climat, qu'il soit d'origine naturelle ou dû aux activités humaines. Cet usage diffère de celui de la convention cadre sur le changement climatique où changement climatique qui se réfère à un changement attribué directement ou indirectement aux activités humaines qui altèrent la composition de l'atmosphère globale et qui s'ajoutent à la variabilité naturelle du climat observée sur des périodes de temps comparables.

Sur la base des faits observés sur tous les continents et dans la plupart des océans, on conclut que de nombreux systèmes naturels sont touchés par les changements climatiques régionaux, particulièrement les augmentations de température [4].

Une évaluation globale des données depuis 1970 a montré que le réchauffement d'origine anthropique a probablement eu une influence perceptible sur beaucoup de systèmes physiques et biologiques [4].

A l'horizon 2050, les projections du débit moyen annuel des rivières et la disponibilité en eau montrent une augmentation de 10 à 40 %, aux hautes latitudes et dans certaines zones tropicales humides et une diminution de 10 à 30% dans certaines régions sèches des latitudes moyennes et tropicales arides, dont certaines sont actuellement en manque d'eau. A certains endroits et pour certaines saisons, les changements diffèrent de ces valeurs annuelles. Les surfaces touchées par la sécheresse vont probablement s'étendre. Les événements de fortes précipitations, dont la fréquence augmentera très probablement les risques d'inondation [4].

Pour une augmentation de la température moyenne globale au-delà de 1.5C° à 2.5 C° et une croissance associée de la concentration atmosphérique en CO₂, les projections montrent des changements importants dans la structure et la fonction des écosystèmes, les interactions écologiques entre les espèces et les aires de répartition des espèces, avec des conséquences principalement négatives pour la biodiversité, les biens et services des écosystèmes [4].

En Afrique du Nord, les pays du Maghreb se trouvent dans une région aride à semi-aride avec un climat saharien dans la partie sud, océanique dans la partie ouest et méditerranéen dans la partie Nord. La partie du Maghreb, constituée par le Maroc, l'Algérie et la Tunisie regroupait déjà 65 millions d'habitants en l'an 2000 et rassemble plus de 82 millions en 2010. Une population regroupée pour plus des deux tiers sur les cotes méditerranéennes et atlantiques du nord de la région [5].

A l'échéance 2020, les projections indiquent que 75 à 250 million de personnes en Afrique seront exposées à une augmentation du stress hydrique liée aux changements climatiques. Si ce changement est couplé à une demande d'eau accrue, il affectera négativement les moyens d'existence et aggravera les problèmes liés à l'eau [6].

Selon les projections, la production agricole, y compris l'accès à la nourriture, dans de nombreux pays et régions africaines est sévèrement compromise par les changements et la variabilité climatiques [6].

On s'attend à des réductions des surfaces propres à l'agriculture, de la longueur des périodes de végétation et du potentiel de production, particulièrement en marge des zones semi-arides et arides. Ceci aura un effet négatif supplémentaire sur la sécurité alimentaire et aggraverait la malnutrition dans le continent. Dans certains pays, les rendements des productions non irriguées pourraient être réduits de plus de 50% en 2020 [6].

De nouvelles études confirment que l'Afrique est un des continents les plus vulnérables à la variabilité et aux changements climatiques à cause de multiples pressions et de la faible capacité d'adaptation. Une certaine adaptation à la variabilité climatique actuelle à lieu, cependant elle peut être insuffisante pour les changements climatiques futurs [6].

En Algérie le volume d'eau utilisé est évalué pour tout le pays (à près de 4,250 milliards de mètres cubes soit 141m^3 d'eau par an et par habitant en l'an 2000. La disponibilité de l'eau constitue une contrainte nationale majeure aujourd'hui et pour le futur [7].

Dans le cadre des changements climatiques, l'Algérie participe à l'effort mondial de surveillance de l'atmosphère. Elle abrite, depuis 1995, à Tamanrasset dans le Sud du Sahara une des stations de référence du programme scientifique de la Veille de l'Atmosphère Globale (VAG). Ce programme est coordonné par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). Cette station assure en continu les mesures de la concentration des gaz à effet de serre comme le gaz carbonique et le méthane [7].

Par ses activités anthropiques, en 1994 l'Algérie a émis 75870 Giga grammes (Gg) de CO_2 en émissions brutes, 914 Gg de CH_4 et 31 Gg de N_2O . La séquestration du CO_2 par les forêts est de l'ordre de 4331Gg. Si l'on tient compte du Potentiel de Réchauffement Global (PRG) à l'horizon de 100 ans de chaque gaz, les émissions brutes sont de 104,794 millions de Tonnes Equivalentes CO_2 (TE CO_2). [1Giga gramme = 1000 gramme]

Sachant que la population de l'Algérie était estimée en 1994 à 26 743 075 habitants, on a en moyenne 3,92 TE- CO_2 /habitant dont 2,84 tonne de CO_2 / habitant. L'absorption est de 0,16 tonne de CO_2 / habitant.

En tenant compte des PRG des trois principaux gaz à effet de serre, 72,40% des émissions totales proviennent du CO_2 , 18,31% proviennent du CH_4 et 9,29% du N_2O [7].

L'utilisation de l'énergie, aux niveaux des différents secteurs et usages, est la première source d'émissions de gaz à effet de serre avec pratiquement 66,76% du total des émissions brutes des trois principaux gaz à effet de serre

Le secteur du changement d'affectation des sols et la gestion des forêts constitue la deuxième source d'émissions de gaz à effet de serre avec environ 12,44% du total des émissions de gaz à effet de serre et le secteur de l'agriculture est la troisième source d'émissions de gaz à effet de serre avec 11,49% du total des émissions brutes.

La contribution du secteur des déchets aux émissions de gaz à effet de serre représente 4,59% des émissions brutes.

Le secteur des procédés industriels constitue la cinquième source d'émissions de gaz à effet de serre avec 4,52% du total des émissions brutes.

La répartition des émissions montre bien que plus de la moitié des émissions provient des activités de production de ciment (produits minéraux), plus du quart des émissions provient des activités sidérurgiques d'El-Hadjar (production métallurgique) et le reste, près de 17,5%, provient de la production d'Ammoniac (Complexes d'Annaba et d'Arzew). [7].

La variabilité climatique, dont les causes sont difficiles à cerner, peut se manifester par de longues périodes de sécheresse avec pour conséquences des effets négatifs sur le cycle hydrologique, l'environnement et les activités socio-économiques [8].

Une tendance à la baisse de la pluviométrie a été observée en Algérie à partir de la fin des années 1960 et au début des années 1970 jusqu'à la fin de la période d'étude.

Actuellement, l'Algérie se trouve confrontée au manque des réserves superficielles et l'exploitation excessive des ressources souterraines- engendrant une baisse très remarquable de son niveau piézométrique auquel s'ajoute la pollution des eaux signalée dans certaines régions.

L'indice centré réduit montre une grande variabilité interannuelle de la pluie qui s'organise en une alternance de phase humide (1940-1975), de phase sèche (1975-2004). Le long déficit pluviométrique a provoqué une baisse plus importante de l'écoulement sur la rivière de Fekan de 1975 à 2004.

Ce travail comporte sept chapitres:

Le premier chapitre est consacré à la description générale et la localisation géographique de la région étudiée, la détermination des différents paramètres physiques qui influencent les écoulements superficiels, les données physiographiques, données pluviométriques et hydrométriques et une étude morphométrique ainsi que les différentes caractéristiques agro-pédologiques.

Le deuxième chapitre est affecté à une analyse pluviométrique, abordant l'acquisition des données, leurs analyses statistiques et leurs variations annuelles et mensuelles dans l'espace et dans le temps. Ainsi qu'une analyse en composantes principales des précipitations mensuelles des différentes stations a été adaptée.

Le troisième chapitre concerne l'étude du climat de la région étudiée. Une étude de la température et les indices climatologiques généraux a été accordée, qui nous permet une détermination du type de climat. Une estimation de l'évapotranspiration réelle et potentielle a été aussi étudiée par les différentes méthodes.

Une évolution des débits moyens mensuels et annuelle de la rivière du bassin versant est aussi développé dans le quatrième chapitre. L'étude des débits est indispensable pour déterminer le régime d'écoulement.

Dans le cinquième chapitre une étude géologique a été détaillée pour la compréhension des écoulements souterrains.

L'étude hydrogéologique consiste la reconnaissance des aquifères, le comportement des eaux souterraines et les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe a été présenté dans le sixième chapitre. Une étude des fluctuations du niveau statique des nappes a été également exposée, et ceci pour mieux illustrer l'impact de la variabilité pluviométrique sur les ressources en eau.

Le septième chapitre aborde la relation entre la piézométrie et la pluviométrie. Cette étude mise en évidence l'effet de la variation pluviométrique sur les fluctuations du niveau statique et piézométrique des nappes.

Le dernier chapitre est consacré à une étude hydrochimique des eaux souterraines des nappes trouvant dans la région d'étude. Cette étude a pour objectif de déterminer les faciès chimique et la qualité des eaux et leurs domaines d'utilisation.

CHAPITRE I : Présentation de la région d'étude et acquisition des données

I.1- présentation de la région d'étude :

La région étudiée fait partie du bassin de l'oued EL Hammam (figure N°01), qui s'étend sur une superficie de 14389 km². Ce bassin correspond à l'oued Fekan qui couvre 1199.41 km² (figure N°05) qui s'étend entre les latitudes 35.15° et 35.50° Nord et entre les longitudes 0°Ouest et 0.40°Est. Ce bassin correspond à une zone topographique rigoureusement plane (470m d'altitude) surplombé par des reliefs de bordures qui s'élèvent à environs 1200m d'altitude. Il est limité par les Monts des Beni-Chougrane au Nord, les monts de Saida au Sud, le Djebel Oucilles à l'Ouest et le plateau de Tighenif à l'Est (figure N°02).

I.2- Acquisition des données:

I.2.1- Données physiographiques :

La détermination des différentes variables physiographiques caractéristiques de chaque bassin versant étudié est obtenue à partir des cartes topographiques. Ces facteurs, d'ordre purement géométrique et physique, s'estiment aisément à partir de cartes adéquates et en recourant à des techniques digitales et à des Modèles Numériques du Terrain(MNT) qui permettent la numérisation des différentes variables physiques étudiées.

I.2.2- Données pluviométriques et hydrométriques:

Les données pluviométriques et hydrométriques (débits) ont été mises à notre disposition par l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique (A.N.R.H). Les fichiers acquis donnent les valeurs mesurées des pluies moyennes mensuelles 09 stations pluviométriques de la région d'étude. Ces données sont disponibles pour 13 stations pluviométriques dans notre bassin versant. Les données hydrométriques (débits), donnent les valeurs mesurées des débits moyens mensuelles pour la seule station d'Ain Fekan disponible dans la région d'étude.

I.3- Situation des postes pluviométriques

La localisation géographique de toutes les stations pluviométriques est présentée sur une carte à partir de leurs coordonnées Lambert (figure N°3).

I.4- Caractéristiques des postes pluviométriques

Les caractéristiques des stations pluviométriques étudiées sont empilées dans le tableau N°06. Ces stations présentent une longue période d'enregistrement de données qui diffère d'une station à une autre.

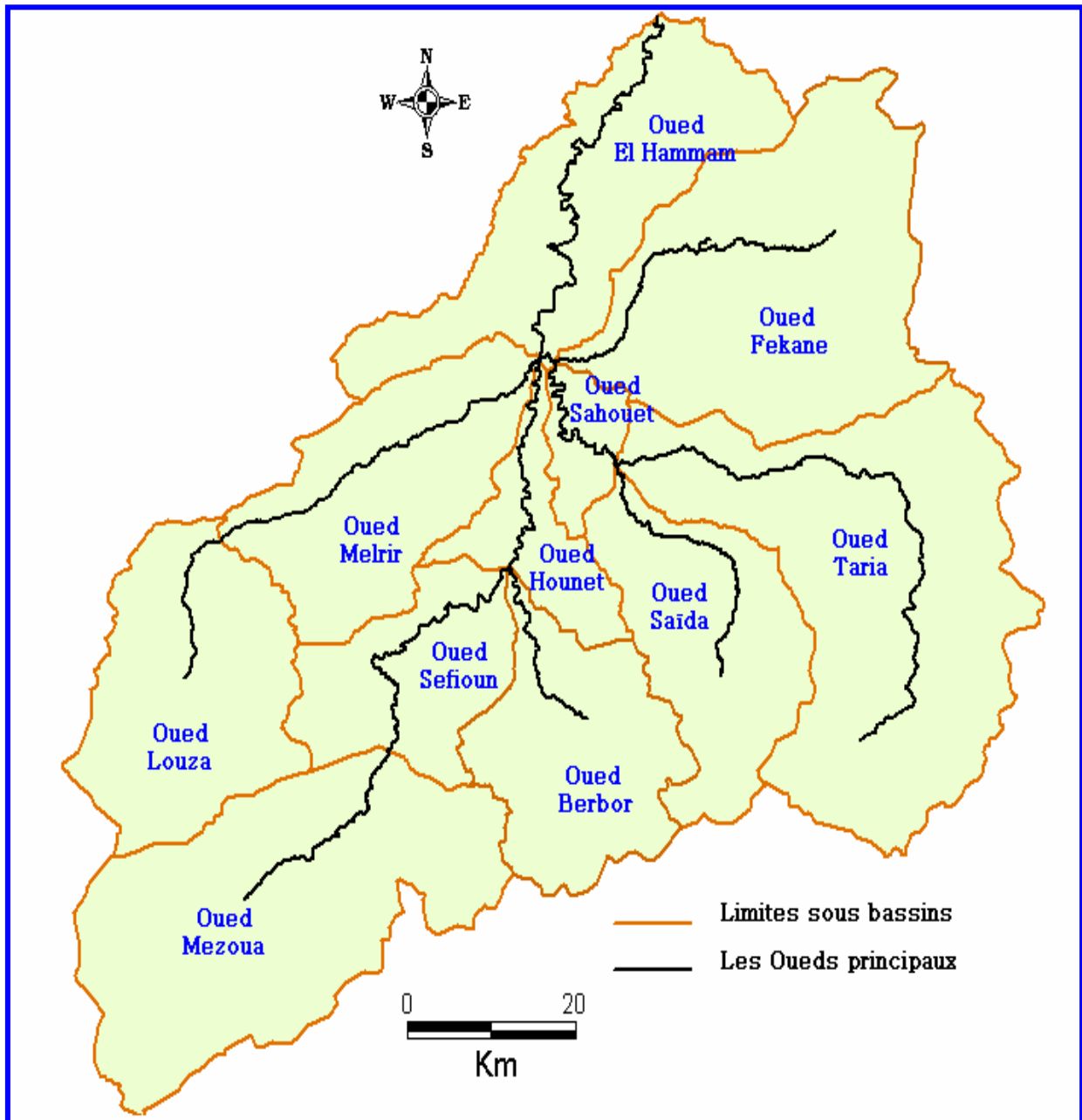


Figure N°01: Limites du bassin versant de l'Oued El Hammam

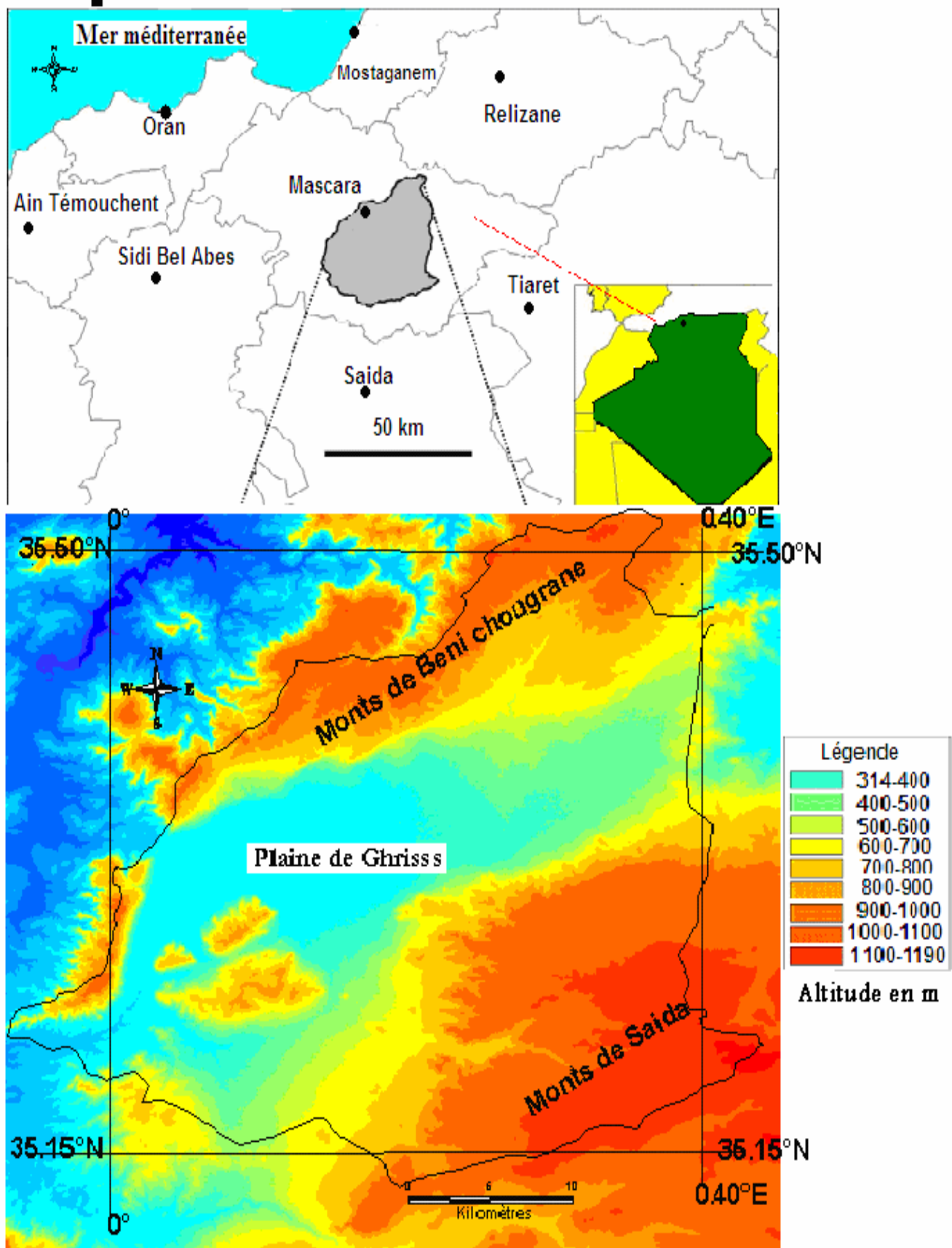


Figure N°02: limite du sous bassin versant d'Oued Fekan (<http://srtm.csicgiar.org>) (Shuttle Radar Radar Topography Mission)

I.5- -Etude morphométrique :

I.5.1- Hydrographie :

Le bassin versant étudié est drainé par un système hydrographique comportant Oued Fekan caractérisé par un débit de base très régulier, dû aux apports des nappes profondes par les sources de Ain Fekan, Oued Maoussa qui se situe au Nord Est de Mascara et à l'ouest de Tighenif. Prenant naissance sur le plateau d'El Bordj, au-delà de la localité de Mascara, il rejoint la plaine de Ghriss où ses eaux s'infiltrent.

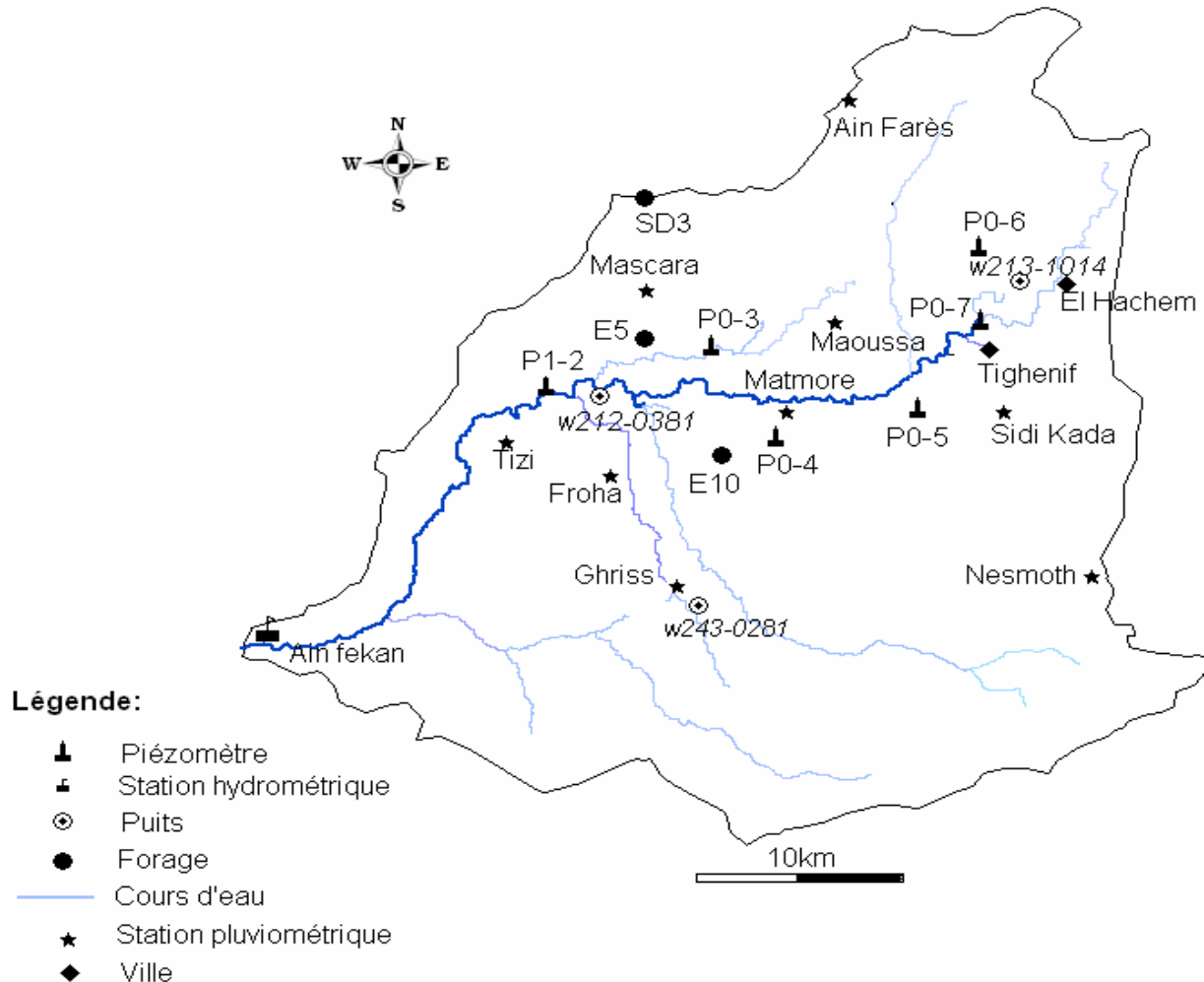


Figure N°03 : Localisation des stations pluviométriques, station hydrométrique Puits et piézomètres [ANRH]

I.5.2- Caractéristique de forme : l'utilisation des différents types de paramètres a pour but la quantification des facteurs morphométriques qui agissent sur la variation du régime hydrologique. Ces paramètres sont : la densité de drainage, le rapport de confluence, le rapport de longueur, les indices de pentes...etc.

I.5.3- coefficient de compacité de Gravelius (K_c): la forme du bassin et sa caractéristique est mesurée par le coefficient de Gravelius (K_c). Il est défini comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant la même surface (Annexe 01). Le bassin versant d'Oued Fekan a un coefficient de compacité égal à 1.64, ce qui traduit son allongement et un développement de l'érosion linéaire. ($A=1199.41 \text{ km}^2$ et $P=203.17 \text{ km}$).

I.5.4- Rectangle équivalent : Le rectangle équivalent (figure 04) est défini comme le rectangle de longueur L (87.94km) et de largeur l (13.64km) qui a la même surface A , le même périmètre P , le même indice de compacité et donc la même répartition hypsométrique que le bassin étudié. Dans ce cas, les courbes de niveau deviennent parallèles aux cotés du rectangle équivalent et l'exutoire du bassin étant assimilées à l'un de ses petits cotés. Le calcul de la longueur et de la largeur est en Annexe 01.

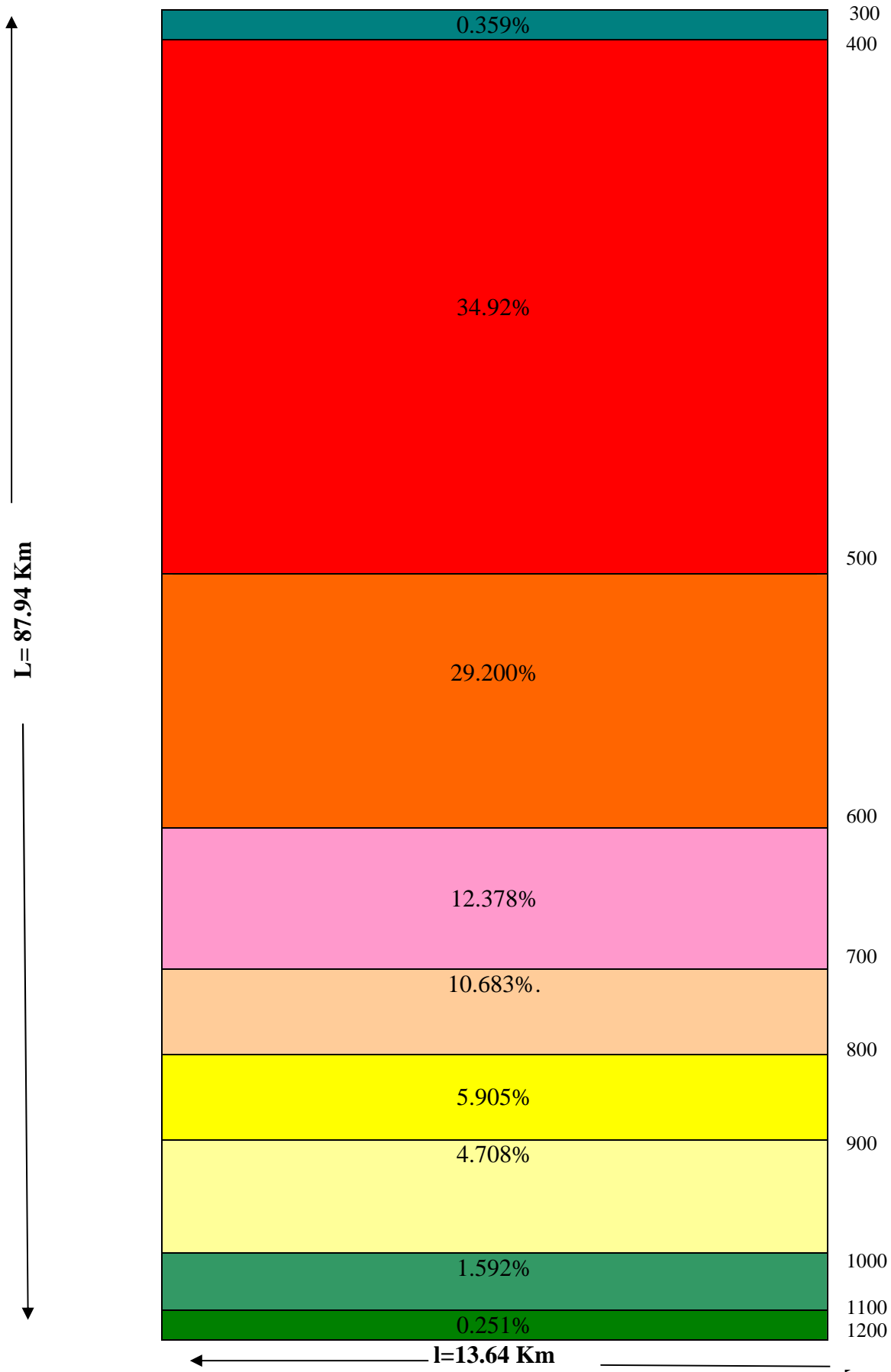


Figure N° 04 : Rectangle équivalent du bassin versant d'Oued Fekan

I.5.5- Etude de la surface topographique : la plupart des facteurs météorologiques (pluies et températures) en particulier et des facteurs hydrologiques sont fonction de l'altitude.

I.5.6- la répartition hypsométrique: la répartition hypsométrique du bassin versant est illustrée par les données du tableau N°1 et les figures 5 et 6.

Tableau N°01 : répartition altimétrique du bassin versant de l'Oued Fekan

Tranche d'altitude (m)	Superficies partielles Si (km2)	Superficies partielles Si/St (%)	Superficies cumulées Σsi (km2)	Superficies cumulées Σ(si/St) (%)
300-400	4.310	0.359	4.310	0.359
400-500	418.871	34.923	423.181	35.282
500-600	350.231	29.200	773.412	64.483
600-700	148.466	12.378	921.878	76.861
700-800	128.128	10.683	1050.006	87.544
800-900	70.828	5.905	1120.835	93.449
900-1000	56.473	4.708	1177.308	98.157
1000-1100	19.093	1.592	1196.400	99.749
1100-1196.73	3.011	0.251	1199.411	100.000
Total	1199.411	100	-	-

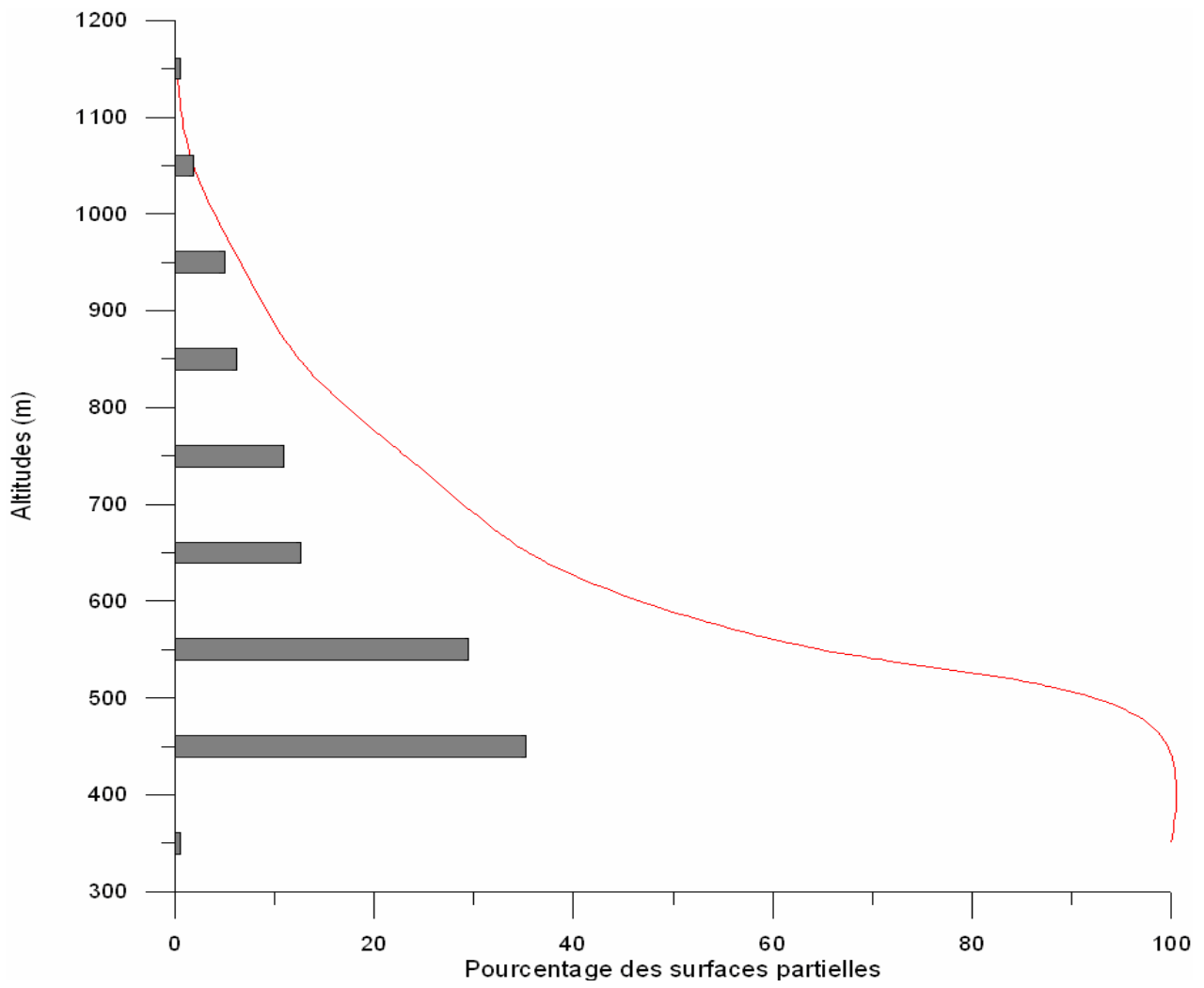


Figure N°05: Courbe hypsométrique du sous bassin versant de oued Fekan

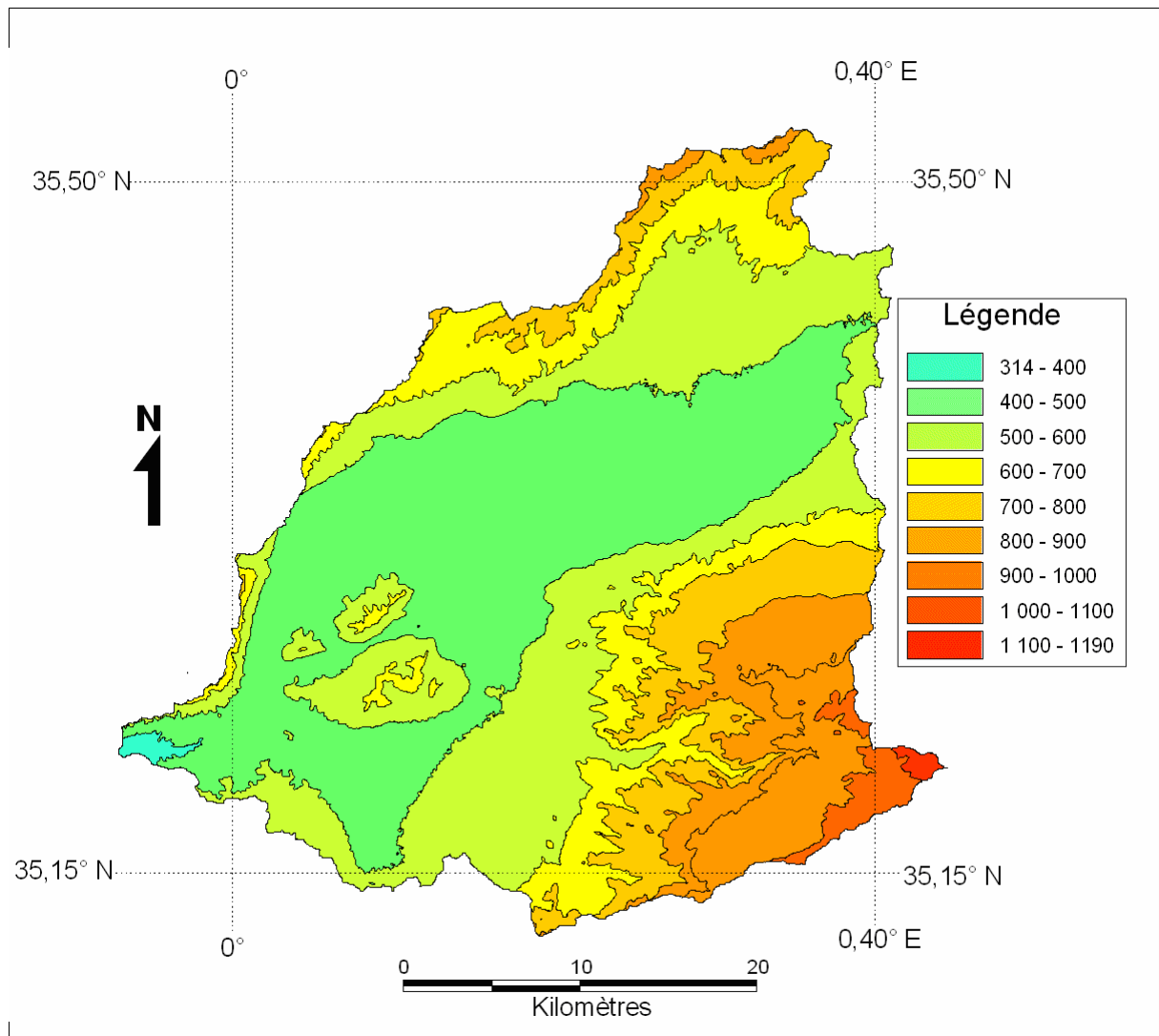


Figure N° 06: Carte hypsométrique du sous bassin versant de oued Fekan

Ces illustrations (figures 5 et 6) montrent quatre zones de différentes pentes:

- une zone à pente forte en amont qui occupe 12.5% de la surface totale du bassin versant et dont l'altitude est comprise entre 850m et 1196.73m;
- une zone à pente moyenne avec palier, occupant une superficie plus de 23 % du bassin entre 850m et 650m;
- une zone à pente faible, en l'occurrence une plaine (la plaine de Ghriss) entre 650m et 500m avec une surface partielle qui dépasse 41%.
- une zone à pente à l'exutoire du bassin avec 23% qui présente une altitude inférieure à 500m.

I.5.7- les altitudes: Le tableau N°2 montre les différentes altitudes déduites de la courbe hypsométrique.

Tableau N°02: les différentes altitudes

Altitude maximale (m)	Altitude minimale (m)	Altitude la plus fréquente (m)	Altitude médiane (m)	Altitude moyenne (m)
1197	314	450	530	598.5

I.5.8- les indices de pente: la carte des pentes (figure N°07), que plus de 33% de la superficie de la région étudiée est caractérisée par une pente qui varie entre 0 et 3%.

I.5.8.1- Indice de pente globale: cet indice est calculé à partir de la courbe hypsométrique (annexe1).

I.5.8.2- Indice de pente de Roche: il sert à déterminer la pente moyenne, il tient compte de facteur de ruissellement (annexe1).

I.5.8.3- la pente moyenne: elle est définie comme étant le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur (annexe1).

I.5.8.4- la dénivelée spécifique: elle est employée pour comparer des indices de pente du bassin versant de superficies différentes (annexe1).

Tableau N°03: les différents indices de pente

L'indice	La valeur	Observation
Indice de pente globale (m/km)	5.52	--
Indice de pente de Roche en %	0.013	Evolution géomorphologique de l'ensemble du bassin
la pente moyenne (%)	1.023	La pente est faible
la dénivelée spécifique (m)	191	Relief assez fort d'après la classification de l'O.R.S.T.O.M (Annexe N°02)

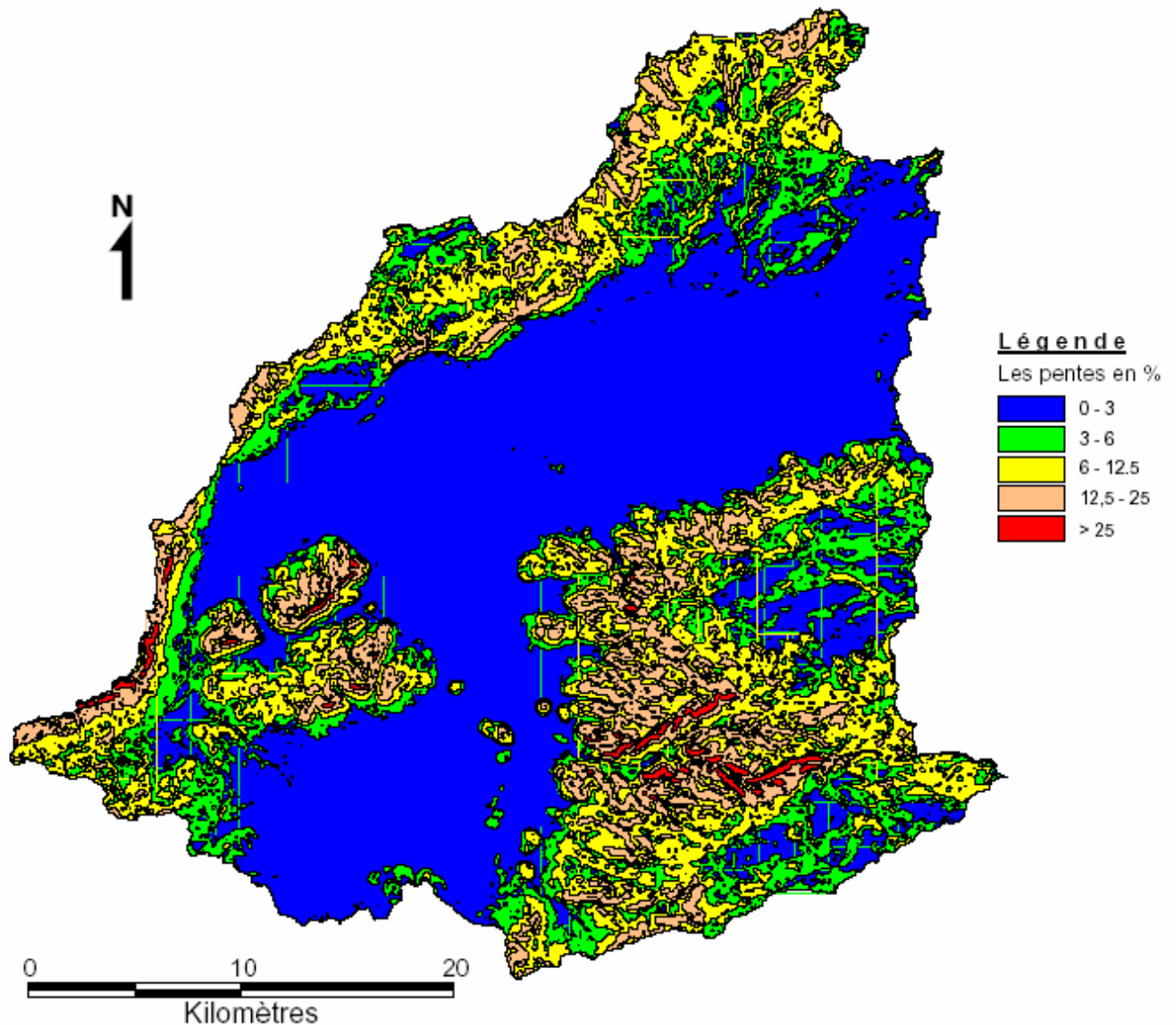


Figure N°07: Carte des pentes du bassin versant de oued Fekan

I.5.9- Etude du réseau hydrographique: l'application des lois de H.Horton, modifiées par A.N.Strahler (1952) et S.A.Schum (1954), permet de déduire les paramètres suivant: Rapport de confluence (R_c) et le rapport des longueurs (R_l). Une classification des thalwegs par ordre et la détermination de nombre de thalwegs et leur longueur totale (tableau N°04) seront indispensables.

Tableau N°04: Réseau hydrographique

Ordre x	Nombre N_x	Longueur L_x (Km)	Longueur moyenne (km) $\overline{L_x}$
1	923	952.029	1.031
2	228	507.343	2.225
3	58	272.975	4.706
4	10	109.216	10.922
5	3	35.491	11.830
6	1	36.969	36.969
Total	1223	1914.024	67.684

I.5.9.1- Le rapport de confluence (R_c) : il représente le quotient du nombre de thalwegs d'ordre (n) par celui de l'ordre (n+1) (Annexe 01). On porte sur un papier semi-logarithmique les couples de valeurs (x et N_x) (Figure N°08). Le rapport de confluence est égal à la pente de la droite ajustée à l'ensemble des points. On déduit que $R_c=4.04 > 2$ ce qui traduit un réseau hydrographique moins organisé.

I.5.9.2- Le rapport des longueurs (R_l) : il est représenté par le quotient de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+1) par celle des thalwegs d'ordre (n) (Annexe 01). On déduit alors un rapport des longueurs égal à 1.97 (figure 09).

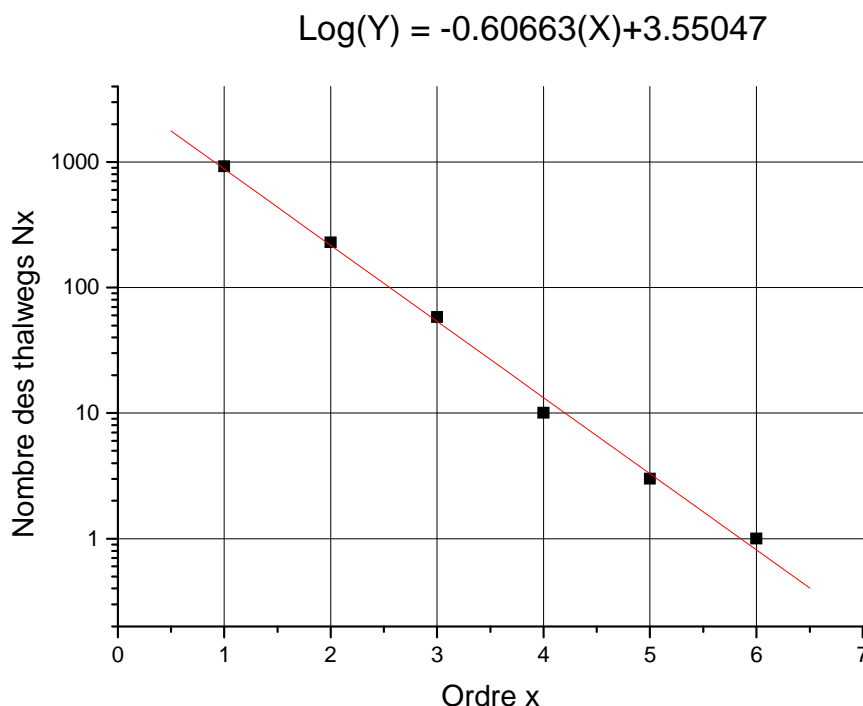


Figure N°08 : Rapport de confluence du bassin versant

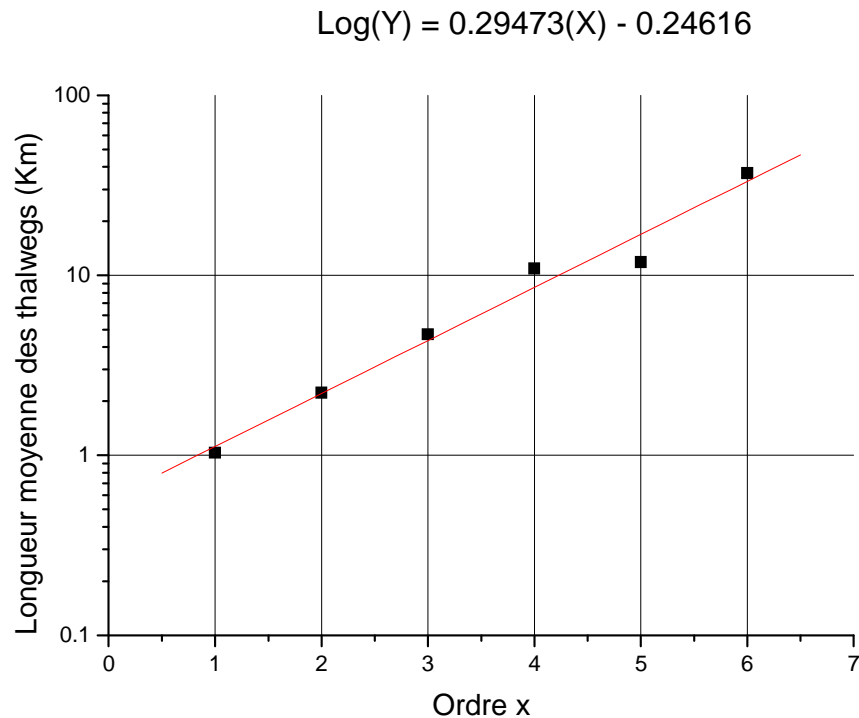


Figure N° 09: Rapport de longueur bassin versant

I.5.9.3- Densité de drainage (D_d): c'est la longueur totale des cours d'eau de tous ordres sur la surface drainée (Annexe 01). Elle est d'environ 1.60 Km/km^2 , ce qui signifie un réseau hydrographique relativement fort.

I.5.9.4- Coefficient de torrentialité (C_t): c'est le produit de la densité des thalwegs élémentaires par la densité de drainage (Annexe 01). Il met en évidence le caractère torrentiel du chevelu hydrographique. La valeur trouvée est de 1.23 et traduit le type de la zone semi aride.

I.5.9.5- Temps de concentration (T_c): c'est la durée nécessaire à une particule d'eau pour s'écouler depuis le point le plus éloigné du bassin versant jusqu'à l'exutoire (Annexe 01). La valeur trouvée par la formule de Giandotti est de 14.38 heures.

I.5.9.6- Fréquence des cours d'eau (F_s): elle correspond au nombre de cours d'eau par unité de surface (Annexe 01). La valeur trouvée est de 1.02.

I.5.9.7- Le profil en long: le profil en long du cours d'eau principal d'Oued Fekan permet d'apporter les éléments complémentaires à ceux apportés par l'étude de la densité de drainage et relatif au rôle déterminant de la pente des thalwegs sur le ruissellement superficiel et sur la vitesse d'écoulement lors des crues. Oued Fekan présente de variations de pentes importantes. Le profil fait apparaître l'existence d'une pente forte en aval du bassin à 2.42%. Dans ce secteur, l'oued traverse les formations plio-quaternaire, la vitesse des eaux diminue de même que leur activité érosive. Cette pente devient plus faible au centre de la plaine au niveau des altitudes les plus fréquentes où elle est représentée par 0.92% et 0.33%. Vers l'amont, elle s'accroît de nouveau pour atteindre une valeur de 0.39% (Tableau N° 05 et fig10). Ces variations de pente sont liées à des changements de faciès lithologiques et aux conditions tectoniques au niveau de la plaine.

Tableau N°05: caractéristiques du profil en long d'oued Fekan

Tranche d'altitude (m)	Distance (Km)	Dénivelée (m)	Pente en %
900-1000	4.14	100	2.42
800-900	5.19	100	1.93
700-800	9.39	100	1.06
600-700	10.89	100	0.92
500-600	25.68	100	0.39
400-500	30.71	100	0.33

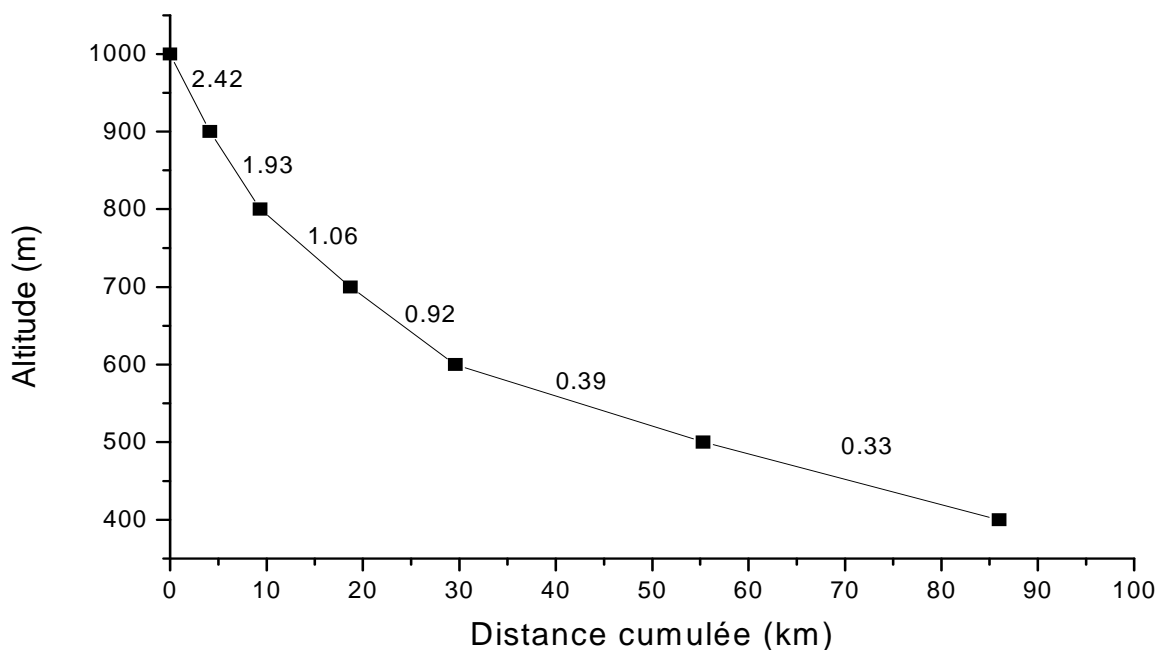


Figure N°10: Profil en long d'oued Ferkan

I.5.10- Les caractéristiques agro-pédologiques [Direction des Services Agricole de Mascara] :

I.5.10.1- le sol :

I.5.10.1.1- sols peu évolués: cette classe de sols occupe une place importante. Ils sont localisés sur les dépôts alluviaux, colluviaux récents ou actuels (cônes de déjections des oueds). Ils sont représentés sur la partie Nord-est de la plaine aux environs de l'oued Maoussa.

I.5.10.1.2- Vertisols: ils occupent une superficie peu importante et sont localisés dans quelques dépressions au centre de la plaine, autour de Froha et à l'ouest de Tizi. Ces sols sont caractérisés par la présence de fentes de retrait et par une texture très argileuse.

I.5.10.1.3- Sols calcimagnésiques: cette classe constitue la catégorie de sols la plus représentée dans le bassin versant. Ce sont des sols des glacis Moulouyens à croûte calcaire dure et épaisse. Ce glacis prend une grande extension au sud de Tighenif, à l'ouest de Matmore et au sud-ouest de Ghriss. Une grande partie de ces sols est représentée par les rendzines qui sont des sols peu profonds trop riches en graviers et cailloux, formés sur des croûtes et encroûtements calcaires.

I.5.10.1.4- Sols isohumiques: ils occupent des superficies moyennes et sont localisés surtout dans la partie Sud-ouest de la plaine dans l'axe Ghriss-Matmore. Pendant les saisons pluvieuses, ces sols sont représentés par le groupe des sols marron, formés sur croûte et encroûtement calcaire. On note la présence d'accumulation nodulaire au sein du profil pédologique.

I.5.10.1.5- Sols à sesquioxydes de fer: ces sols sont représentés par le groupe des sols rouges formés sous un climat de type méditerranéen, ont une extension assez réduite au Sud-est de Mascara, dans la petite vallée de l'oued Fekan, rive droite de l'oued de Maoussa.

I.5.10.2- La couverture végétale :

L'activité végétative et le type de sol sont intimement liés et leurs actions combinées influencent singulièrement l'écoulement en surface. Le couvert végétal retient, selon sa densité, sa nature et l'importance de la précipitation, une proportion variable de l'eau atmosphérique. Cette eau d'interception est en partie soustraite à l'écoulement.

La forêt, par exemple, intercepte une partie de l'averse par sa frondaison. Elle exerce une action limitatrice importante sur le ruissellement superficiel. La forêt régularise le débit des cours d'eau et amortit les crues de faibles et moyennes amplitudes. Par contre, son action sur les débits extrêmes causés par des crues catastrophiques est réduite. A l'inverse, le sol nu, de faible capacité de rétention favorise un ruissellement très rapide. L'érosion de la terre va généralement de paire avec l'absence de couverture végétale [2].

La diversité de la végétation est très pauvre dans la plaine (figure N°11). L'arboriculture peu développée se compose en majorité de vigne et d'oliviers; quelques arbres fruitiers comme les agrumes, (Maoussa; Tighenif), l'amandier et le pommier (Froha) introduits récemment dans la région dont la vocation autrefois céréalière tend vers un maraîchage total. Dans la plaine, des jujubiers (*Ziziphus lotus*) et de rare caroubiers et quelques palmiers nains sur les hautes terres sont identifiés. Au niveau des terres basses, on rencontre de plantes hydrophiles telles que *Atriplex*, *Soudes*, *Typha Roseaux Scirpus*.

Sur les reliefs prolifèrent oliviers sauvages, thuyas, lentisques, genêts et ronces. Des plantes rustiques et épineuses (*asparagus*) ou grimpantes (*salsepareilles*) constituent la couverture végétale du sol en altitude [DSA Mascara].

Des espèces ont même été acclimatées comme le platane, l'eucalyptus, utilisé pour l'assainissement de marais, le figuier d'Amazonie et quelques acacias. Dans la plaine et servant le plus souvent de haies ou de paravents, les épicéas et cyprès avoisinent les fermes agricoles.

I.5.10.3- productions agricoles: la population de la région d'étude vit de l'agriculture et de l'élevage; elle produit des cultures maraîchères en quantité considérables mais également des céréales et des fruits. Elle élève des bovins et des ovins pour la production du lait dans le sud de la plaine

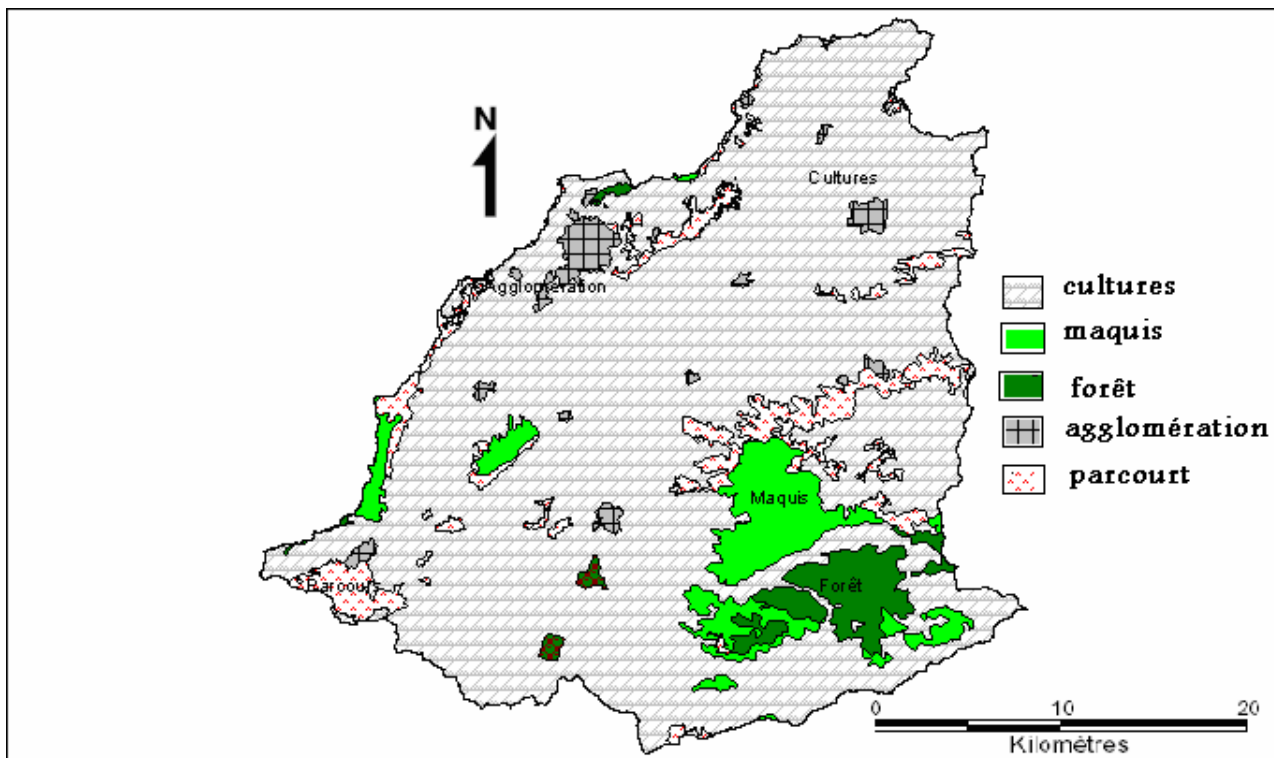


Figure N°11: Occupation du sol

1.5.11- Interprétation et conclusion:

Les différents paramètres morphométriques et hydrographiques qui agissent sur les variations du régime de l'écoulement, montrent que le bassin versant est caractérisé par une forme allongée qui a un coefficient de compacité égal à 1.64, ce qui traduit un développement de l'érosion linéaire.

Le relief, facteur déterminant de l'aptitude des terrains au ruissellement, à l'infiltration et à l'évaporation, est caractérisé par une altitude comprise entre 300m et 1200m avec une moyenne de 600m. Les indices de pente permettent de caractériser l'évolution géomorphologique de l'ensemble du bassin. La pente moyenne, paramètre important pour la détermination du temps de concentration, est égale à 1. La dénivelée spécifique est de 191m, ce qui traduit un relief assez fort.

Le profil en long, présente trois tronçons distincts, le premier entre 900m et 700m avec une pente inférieure à 2%, entre 700m et 500m avec une pente qui varie entre 0.9% et 0.4% et un dernier tronçon qui correspond à une altitude inférieure à 500m avec une faible pente qui ne dépasse pas 0.3%.

La densité de drainage du chevelu hydrographique du bassin versant est d'environ 1.60 Km/km², ce qui indique un réseau hydrographique relativement fort. Le coefficient de torrentialité est de 1.23 ce qui signifie que la zone est de type semi aride. Le temps de concentration est égal à 14.38 heures. La fréquence des cours d'eau = 1.02. Le rapport de confluence est relativement important (4.04) et qui traduit un réseau hydrographique moins organisé. Quant au rapport des longueurs est de l'ordre de 1.97 ce qui confirme le régime fluvial à l'état normal.

CHAPITRE II: Étude du climat

III.1- Etude du climat :

Introduction:

L'explication des caractères pluviométriques et thermiques de la région, réside dans la circulation générale atmosphérique. Les différents paramètres climatiques (températures, précipitations et évapotranspirations), permettent une interprétation quantitative. On utilise la station de Mascara considérée comme la plus fiable et qui comporte la série de données la plus complète.

III.1.1- la température : La température moyenne mensuelle et annuelle agit directement sur le climat en interaction avec les autres facteurs météorologiques.

L'étude des températures mensuelles permet de constater que le mois d'août est le plus chaud (30.4°C) et le mois de janvier est le plus froid (5.2°C). La moyenne annuelle est de 16.7°C (figure N°12).

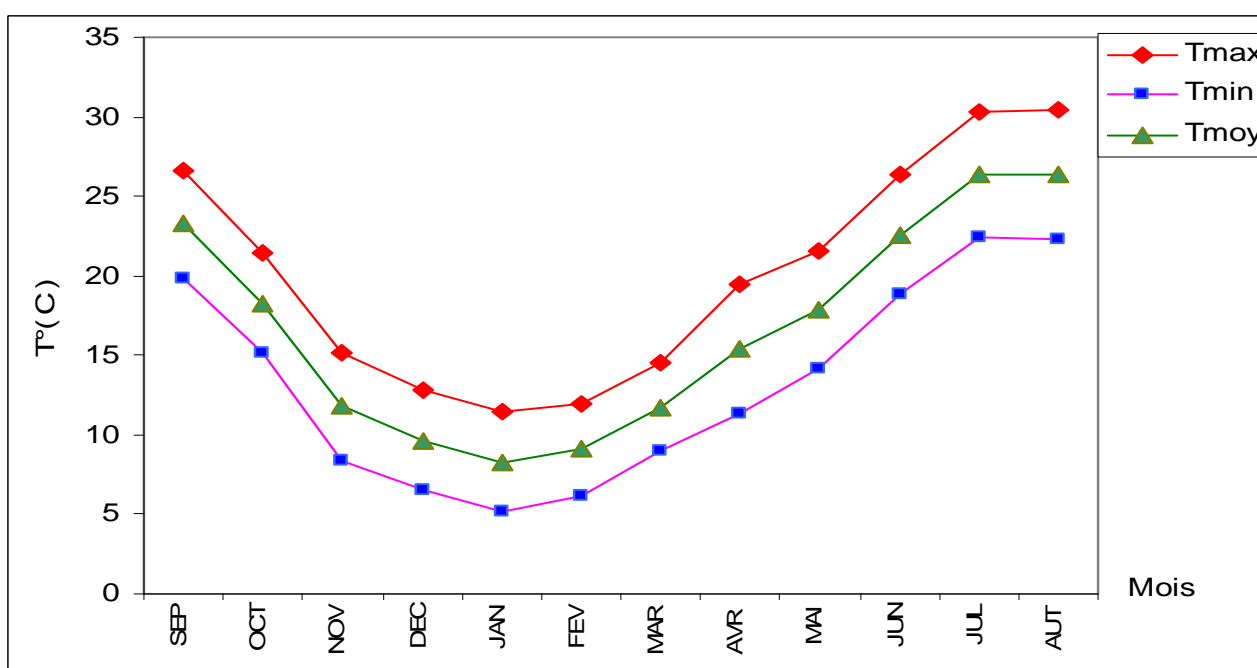


Figure N°12 : Température minimale, maximale et moyenne mesurées à la station de Mascara (1977-2006)

III.1.2- Etude de la pluviométrie:

Introduction:

Plus encore que les facteurs morphologiques et lithologiques, les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau [9]. Il s'agit des précipitations qui représentent un élément essentiel permettant d'expliquer quantitativement les variations du régime hydrologique.

Ce chapitre est consacré pour le développement du climat du bassin versant et plus précisément aux différents aspects des précipitations, malgré le manque de fiabilité de certaines données ainsi que le faible densité du réseau d'observation météorologique.

III.1.2.1- Acquisition des données :

III.1.2.1.1- Collecte des données:

L'équipement climatologique de notre bassin est loin d'être satisfaisant et la longueur de la période d'observation est généralement insuffisante pour étudier un élément à forte variance comme la pluie. A cela vient s'ajouter l'irrégularité des séries chronologiques, soit parce que la station a changé d'emplacement à un certain moment ou parce qu'elle a cessé de fonctionner pendant une certaine période.

Les données pluviométriques proviennent de l'Agence National des Ressources Hydriques (A.N.R.H). Nous avons rassemblé les séries pluviométriques de toutes les stations implantées dans notre région d'étude.

III.1.2.1.2- Choix de la période d'étude:

Pour avoir une bonne répartition des stations dans notre bassin versant, on a retenu toutes les stations qui se trouvent à l'intérieur de notre bassin versant (voir le tableau N°06 et figure 03).

Ce choix des stations nous a permis de sélectionner une période commune relative à toutes les stations. Malheureusement la période n'est pas assez longue pour certaines stations, mais la densité du réseau paraît a priori satisfaisante pour décrire l'évolution spatiale de la pluviométrie de notre bassin versant.

III.1.3- définition des précipitations : En entend par précipitation, la totalité de l'eau recueilli dans un pluviomètre quelle que soit la nature de cette eau (pluie, neige, grêle...etc.).

III.1.4- Comblement de lacunes: Certaines stations retenues, comportent des lacunes qu'on a reconstituées en appliquant soit la moyenne arithmétique, soit la régression simple.

Tableau N°06: Caractéristiques des stations pluviométriques

N°	Station	Code	Cordonnées Lambert			Période de service
			X (km)	Y (km)	Z (m)	
01	Matmore	111405	274.0	228.5	486,60	1943-2004
02	Ghriss	111424	269.5	219.4	525,17	1942-2004
03	Froha	111402	266.3	225.8	467,00	1943-2004
04	Maoussa	111401	277.3	233.8	494,00	1943-2004
05	Mascara	111429	268.1	235.7	577,71	1941-2004
06	Sidi Kada	111414	285.9	228.3	549,00	1941-2004
07	Tizi	111413	261.5	227.8	450,28	1943-2004
08	Ain farès	111417	277.5	245.3	800,34	1943-2004
09	Nesmoth	111418	289,1	219,5		1940-2002

Grâce à l'utilisation du logiciel "Hydrolab", nous restituons les données manquantes par la méthode de régression linéaire. Cette méthode consiste à estimer les valeurs inconnues d'une série pluviométrique lacunaire à partir des observations d'une autre série d'une station homogène. A partir des stations pluviométriques de référence "Matmore, Maoussa, Sidi Kada et Tizi" déjà choisie, on a comblé toutes les lacunes des autres stations (tableau N° 07 et annexe 4).

Tableau N°07: Choix des stations de référence

Station de référence	Stations à tester	Période d'observation	Equation d'ajustement	Coefficient de corrélation
MATMORE	Froha	1943-2004	Y=0.82X+38.52	0.78
	Maoussa	1943-2004	Y=1.05X+20.01	0.73
	Sidi Kada	1941-2004	Y=0.94X+45.56	0.799
	Tizi	1943-2004	Y=0.84X+71.16	0.86
	Ghriss	1942-2004	Y=0.99X-1.26	0.76
MAOUSSA	Mascara	1943-2004	Y=0.75X+86.64	0.72
SIDI KADA	Nesmoth	1940-2004	Y=1.01X+72.29	0.91
TIZI	Ain farès	1943-2004	Y=0.89X+105.47	0.45

III.1.5- Etude de l'homogénéité:

Pour contrôler la qualité des données pluviométriques et détecter les anomalies, une étude d'homogénéité a été critiquée. Toutefois ce contrôle de fiabilité peut être mis en évidence en utilisant plusieurs méthodes statistiques tel que : le simple cumul, le double cumul et l'ellipse de Bois. Dans notre étude, la vérification de l'homogénéité des données des stations étudiées, a été établie par la méthode de l'Ellipse de Bois.

III.1.5.1- Méthode des résidus (Bois, 1972):

C'est une méthode basée sur le cumul des résidus. Une rupture peut exister à une certaine date ou entre deux époques si ce cumul est trop grand. Cela consiste à rechercher une courbe de contrôle telle que tout dépassement amène à repousser l'hypothèse d'homogénéité de la série, avec un seuil de confiance choisi (95% dont notre cas). P.Bois a montré que la courbe de contrôle est une ellipse d'équation :

$$y_i = \pm t_{\frac{\alpha}{2}} s_y \sqrt{1-r^2} \sqrt{\frac{i(n-i)}{n-1}} \quad \text{Où } s_y \sqrt{1-r^2} \sqrt{\frac{i(n-i)}{n-1}} \text{ est la variance des résidus}$$

Ces résidus étant déterminés par la relation suivant : $\zeta_i = y_i - \bar{y} - r \frac{s_y}{s_x} (x - \bar{x})$

ζ_i : donne la différence entre la valeur observée et la valeur donnée par la régression linéaire de Y en X

$t_{\frac{\alpha}{2}}$: La variable de Student

S_x : L'écarte type de X,

n: Taille de l'échantillon,

\bar{y} : La moyenne de Y

—

\bar{x} : La moyenne de X, S_y : L'écarte type de Y

i : Chronologie

r : La corrélation entre les deux variables.

III.1.5.2- Interprétation des résultats :

Les stations de Matmore, Maoussa, Froha et Sidi Kada ont été choisies comme de stations de référence.

Cependant les résultats de la méthode appliquée sur l'ensemble des stations retenues, indiquent que seuls quatre stations présentent une rupture de séquence de moins de trois ans, qui révèle une légère hétérogénéité (annexe 5) . Il convient de remarquer aussi que la rupture est moins accentuée et se déroule sur une période plus courte. Toutefois, l'absence de l'historique des stations rend l'interprétation de cette rupture difficile, c'est pourquoi nous avons décidé d'apporter une correction aux données hétérogènes en utilisant la méthode de la droite de régression simple.

III.1.6- les indices climatologiques généraux : L'utilisation de ces indices, nous permet de bien définir le type du climat de la région. Ses déterminations sont effectuées par les méthodes suivantes:

III.1.6.1- Méthode de De- Martonne [11] : le calcul de cet indice fait intervenir:

- **Indice d'aridité annuelle « I » :** Le calcul de cet indice fait intervenir la hauteur moyenne des précipitations annuelles et la température moyenne. $I = P / (T + 10)$

Où P, T sont respectivement les valeurs annuelles des précipitations (308.7mm) pour la période 1977-2006 et des températures (16.7°C) concernant la station de Mascara et I l'indice d'aridité annuelle.

Tableau N°08 : indice d'aridité annuelle pour la station de Mascara (1977-2006)

P mensuelle (mm)	T mensuelle (c°)	P annuelle (mm)	T annuelle (c°)	I annuelle (mm/c°)
25,7	16,63	308.7	16.65	11.58

Selon la répartition donnée par DE- Martonne (1933) pour :

$10 \leq I \leq 20$: climat semi-aride.

$I \geq 25$: climat sub-humide.

D'après la valeur calculée d'indice d'aridité annuelle $I=11.58$ (tableau N°12) indique que notre région subit un climat semi-aride (figure 13).

- **Indice d'aridité mensuelle « i » :**

La formule de DE- Martonne modifiée par ces élèves donne les valeurs mensuelles, sa formule s'écrit : $i = 12P / (T + 10)$.

Où P, T sont respectivement les valeurs mensuelles des précipitations (25.7mm.) et des températures (16.63c°) et i l'indice d'aridité mensuelle. $i_{moy} = 13.80$

Tableau N°09 : valeurs d'indice d'aridité mensuelle (1977-2006)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
P (mm)	16,7	26,7	45	42,7	37	41,4	39,6	25,5	24,7	3,7	2,5	3,3
T (c°)	22,6	17,9	12,4	9,6	8,4	9,7	12	14	17,4	22,8	26,3	26,5
i	6,12	11,5	24,11	26,14	24,16	25,16	21,63	12,74	10,82	1,34	0,84	1,07

III.1.6.2- Indice de Moral : l'indice de Moral est basé sur l'utilisation de la hauteur annuelle des précipitations (p en mm) et les températures moyennes annuelles (T en C°) et ceci pour délimiter l'humidité et la sécheresse. Avec $I_A < 1$ pour un climat sec et $I_A > 1$ pour un climat humide.

$$I_A = \frac{P}{T^2 - 10T + 200} \quad (\text{indice annuel})$$

La valeur obtenue ($I_A = 0,99$) indique un climat sec caractérisant la région étudiée.

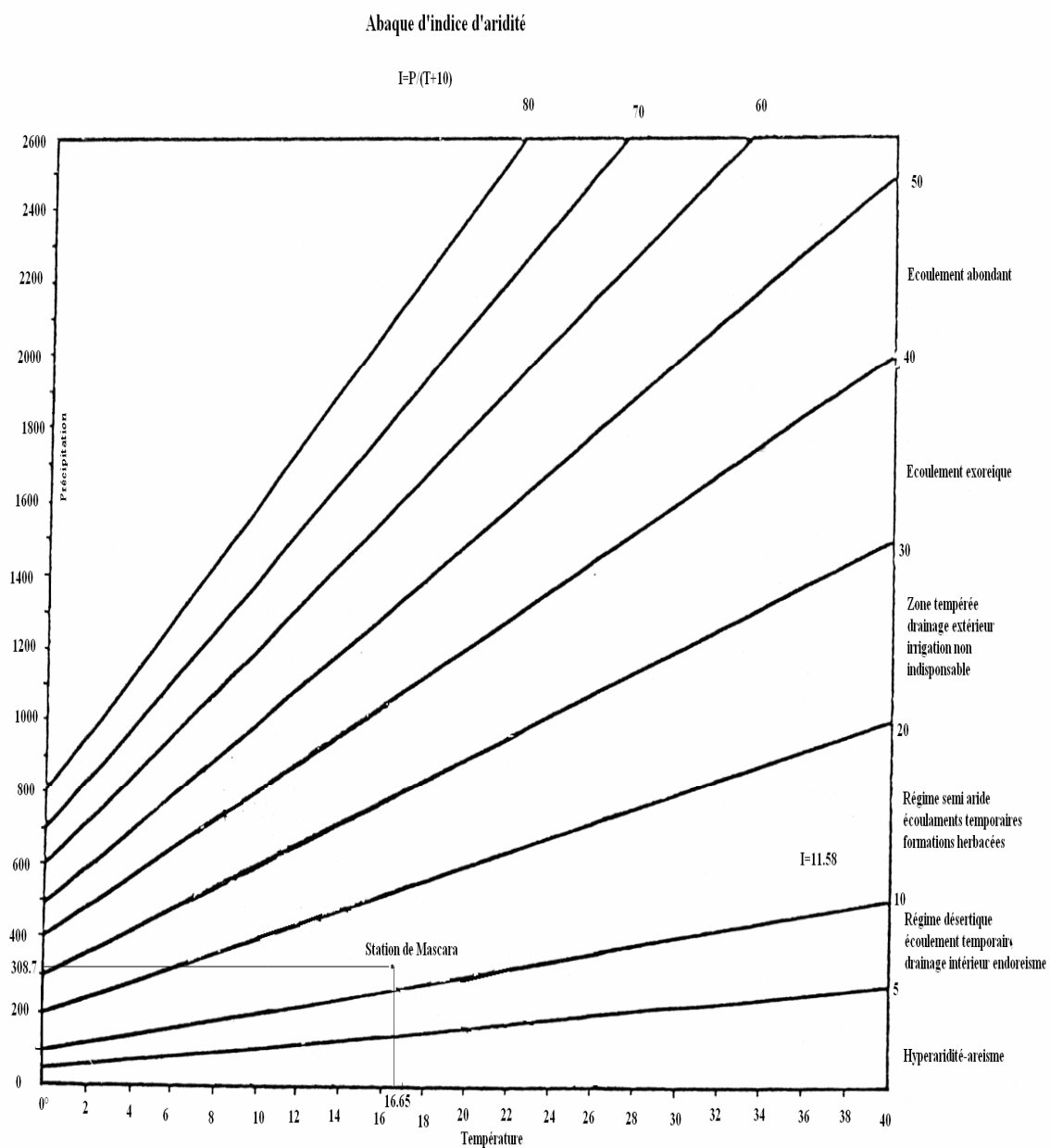


Figure N°13: Abaque d'indice d'aridité annuel de la station de Mascara

III.1.7 Méthodes graphiques :

III.1.7.1- Méthode de Bagnouls et Gausсен : Courbe pluvio-thermique : Bagnouls et Gausсен (1953 et 1957) ont proposé une classification climatique basée sur la définition du «mois sec», pour lequel la relation $P < = 2T$ est vérifiée et sur la durée de la saison sèche.

Cette méthode permet d'établir des diagrammes pluviométriques sur lesquels les températures sont portées à une échelle double de celle des précipitations.

La saison humide commence au mois de novembre et se termine au mois de mai et la saison sèche correspond à la période s'étalant de Juin à Octobre (figure N°14).

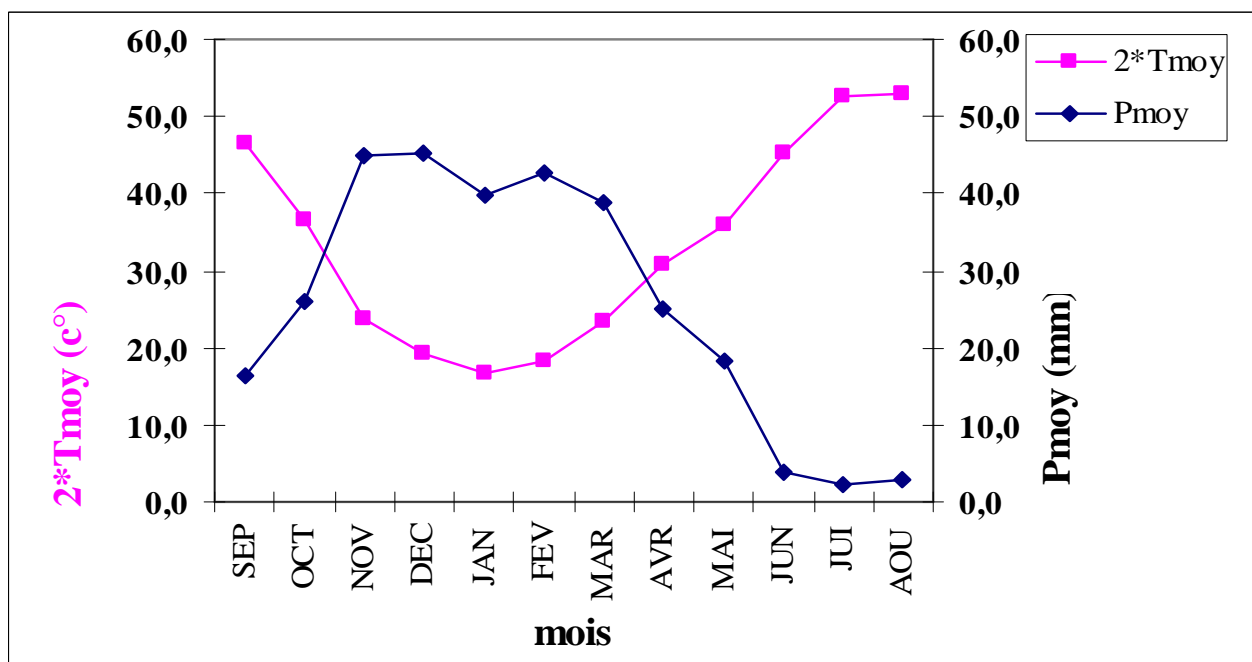


Figure N°14 : La courbe pluvio-thermique de la station de Mascara (1977-2006)

III.1.7.2- Méthode de la courbe ombro-thermique:

Afin de mieux visualiser les définitions proposées, une telle classification exige une représentation graphique. Le diagramme ombrothermique, qui a été plusieurs fois repris et modifié par différents auteurs [12]. Cette méthode proposée par Euvert consiste à reporter en ordonnées, Les précipitations (mm) sur une échelle logarithmique les températures (c°) sur une échelle arithmétique et en abscisse, nous reportons les mois de l'année.

Deux courbes peuvent être dressées:

- l'évolution des températures mensuelles
- l'évolution concomitante des précipitations.

La courbe des températures passe au-dessus de la courbe des précipitations, définissant une période déficitaire, qui se situe du moi de Mai jusqu'au mois de Septembre (Figure 15). En dehors de cette période les besoins en eau sont couverts.

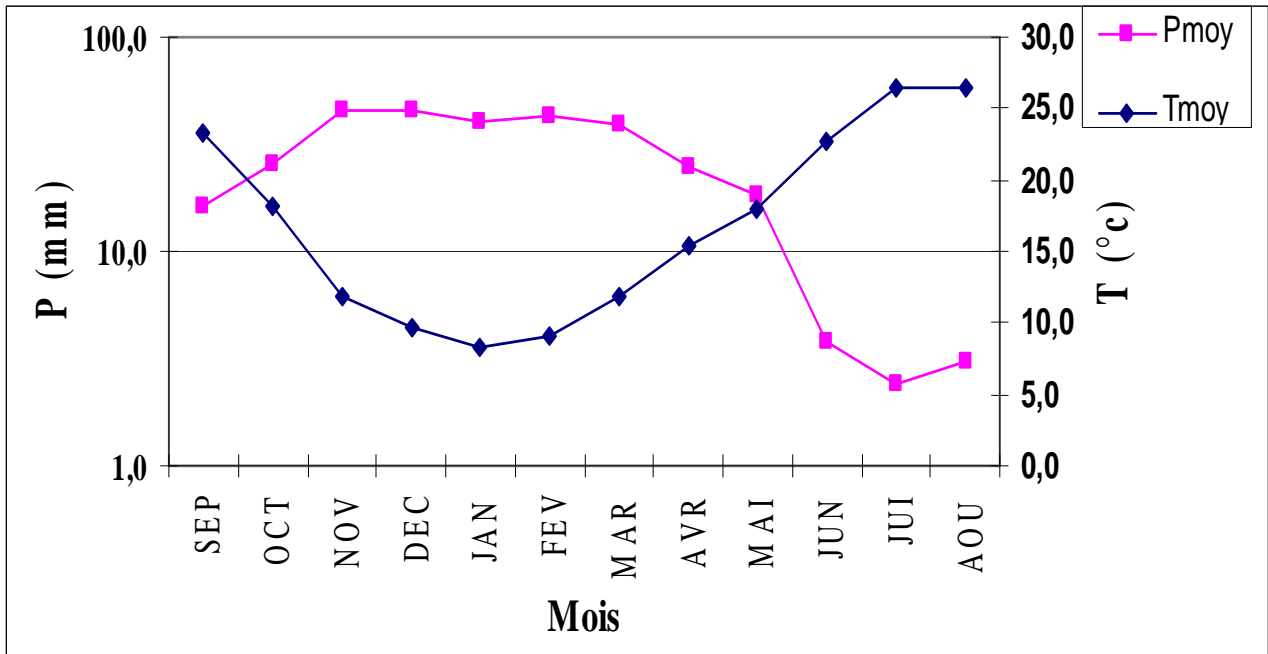


Figure N°15: La courbe ombrothermique à la station de Mascara (1977-2006)

III.1.7.3- Méthode d’Emberger : climagramme d’ Emberger [13]

Cette méthode permet l’étude de type de climat de la zone méditerranéenne et la détermination d’un quotient pluviothermique.

$$Q_2 = \frac{2000P}{(M^2 - m^2)}$$

Avec P : précipitations moyennes annuelles (mm).

M: moyenne des températures maximales du mois le plus chaud (en degré Kelvin).

m: moyenne des températures minimales du mois le plus froid (en degré Kelvin).

Nous avons : P=308.7 mm, M=30.4°C =303.4 k°, m=5.2°C =278.2 k°.

Ce qui donne une valeur de Q₂=42.14.

On reporte la valeur de Q₂ obtenue sur l’axe des ordonnées et la valeur de la moyenne des minimums du mois le plus froid (5.2°C) sur l'axe des abscisses, on conclut alors que la région appartient à une zone semi-aride à hiver tempéré (Figure N°16).

III.1.7.4- Méthode de Stewart:

Cet indice consiste à déterminer le type du climat de la zone étudiée. Il est calculé par la formule suivante :

$$Q_3 = 3.43 \frac{P}{M - m}$$

Avec: P=308.7 mm, M=30.4°C, m=5.2°C

La valeur Q₃=42 comprise entre 2 et 50 (: 2 ≤ Q₃ ≤ 50) indique que le climat de la zone étudiée est semi-aride.

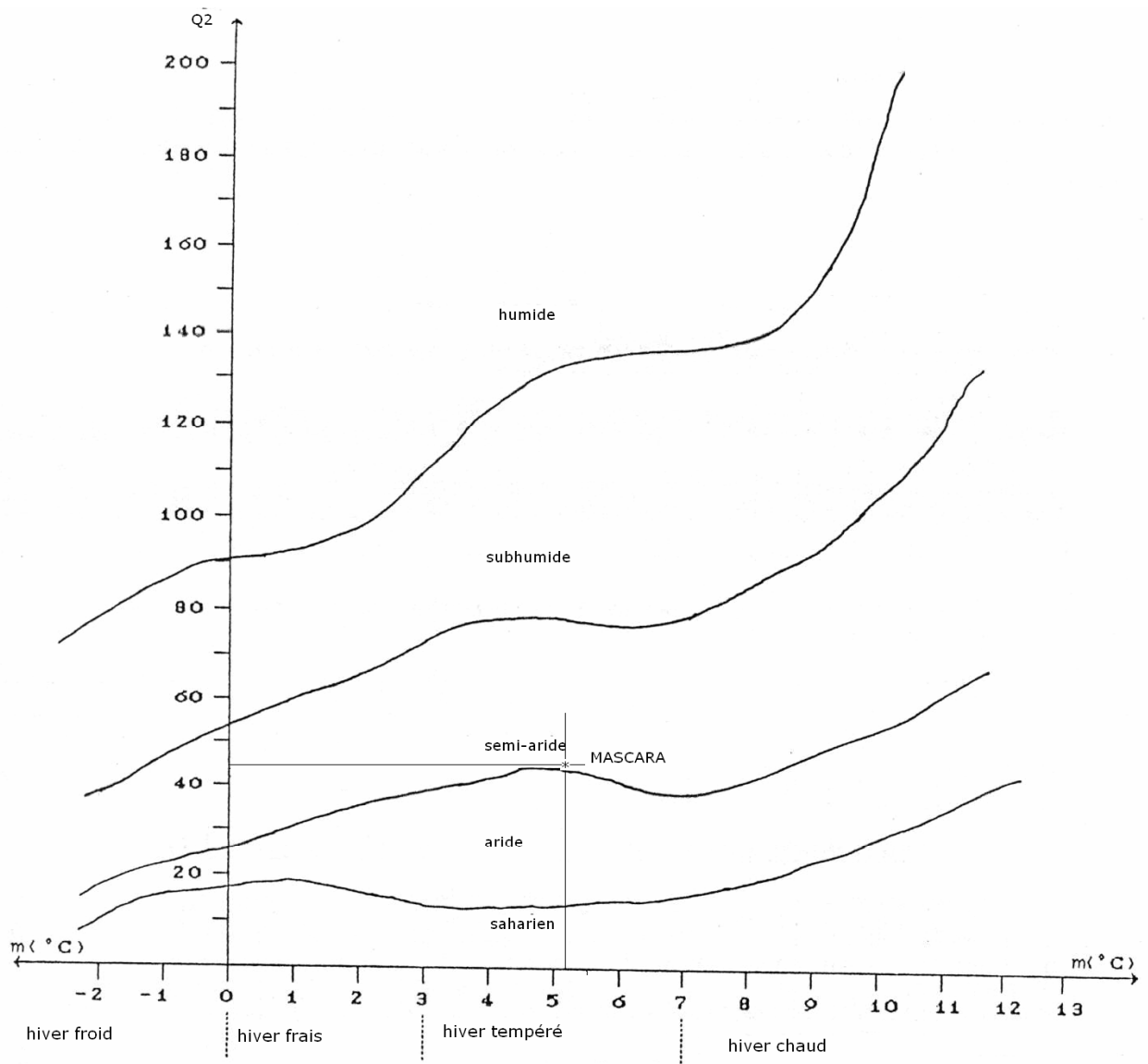


Figure N°16 : Climmagramme de L.Emberger de la station de Mascara

Le réchauffement est de l'ordre de 1.6°C (fig.17), entre la première et la dernière décennie. Le scénario moyen prévoit une augmentation moyenne de la température globale de l'ordre de 0,5°C à l'horizon 2020 [7].

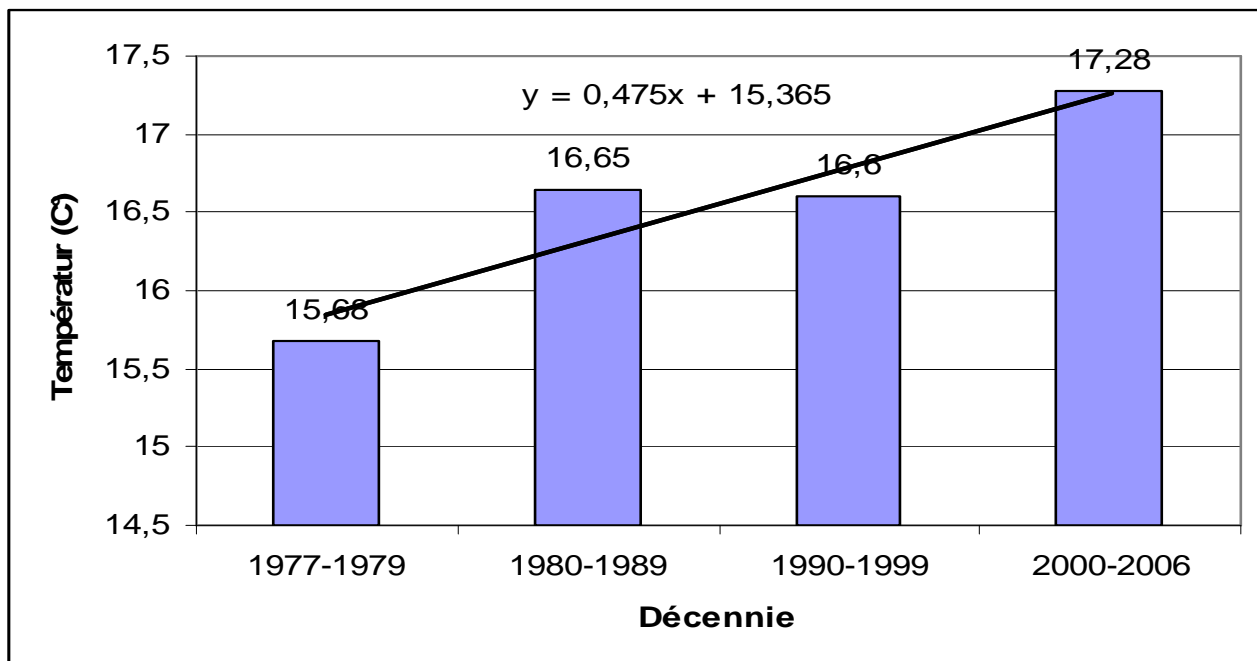


Figure N°17 : Moyenne décennale de la température à la station de Mascara

III.1.8- Humidité relative :

Elle montre l'état de l'atmosphère en précisant s'il est plus ou moins proche de la condensation. Elle représente le rapport de la quantité de valeur d'eau dans un 1m³ d'air, observée à un instant donné à la quantité de vapeur d'eau nécessaire pour saturer le même volume d'air à la même température.

Cette humidité a une valeur supérieure à la moyenne (64.7%) de la période (1977-1986). A partir de l'année 1987, on note une diminution remarquable par rapport à la moyenne (figure N°18).

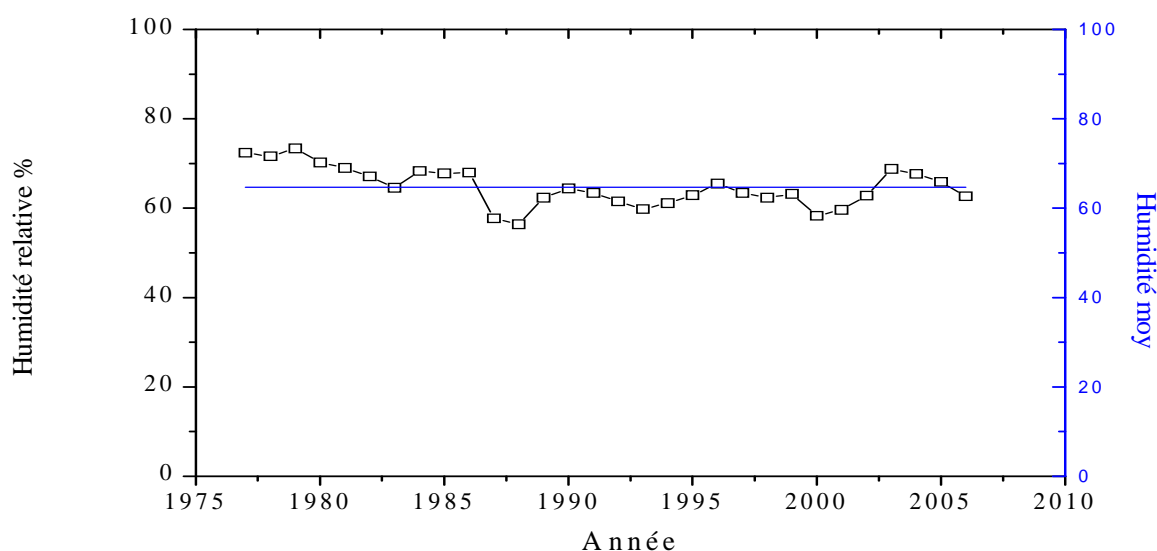


Figure N°18: Humidité relative moyenne annuelle à la station de Mascara (1977-2006)

III.1.9- La gelée : la gelée pose de sérieuses difficultés à l’agriculture et la mise en valeur des terres. Il est considéré comme un facteur limitant, vu qu’il retarde la semence et la germination et détruit certaines cultures et il joue un rôle dans la fragmentation des roches.

III.1.10- La nébulosité : La nébulosité indique un dixième ou un octave la fraction du ciel couverte par les nuages, quelle que soit leur nature. On attribue une valeur de 10 ou 8, à un ciel totalement couvert. Quand il est totalement dégagé et qu’il est possible d’observer toute la voûte terrestre, on lui attribue la valeur zéro.

Tableau N°10 : Nébulosités moyennes mensuelles effectives pour la station de Mascara (1977-2000)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aût	Moy
Nébulosité	2.6	2.9	3.2	3.4	3.3	3.0	3.3	3.2	3.1	1.18	0.65	0.81	2.55

(Source : Station Météorologique de Mascara)

La période s’étalant du mois de Novembre jusqu’au mois de Mai est la plus nuageuse. Juillet et Août sont les mois où la nébulosité est la plus faible. La moyenne annuelle de la nébulosité s’élève à 2.55, traduisant une valeur peu élevée qui correspond à un climat de très faible nébulosité (Tableau 14).

III.1.11- Les vents : Le vent est un des éléments le plus caractéristique du climat. A partir des données établies à la station météorologiques de Mascara, au cours de la période (1977-2000), nous avons construit la figure N°19.

Les vents de direction Ouest sont les plus fréquents, alors que les vents soufflant du Sud-Est sont peu fréquents

Tableau N°11 : Fréquences des vents

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
17 %	5 %	4 %	3 %	6 %	7 %	35 %	23 %

(Source : centre météorologique de Mascara)

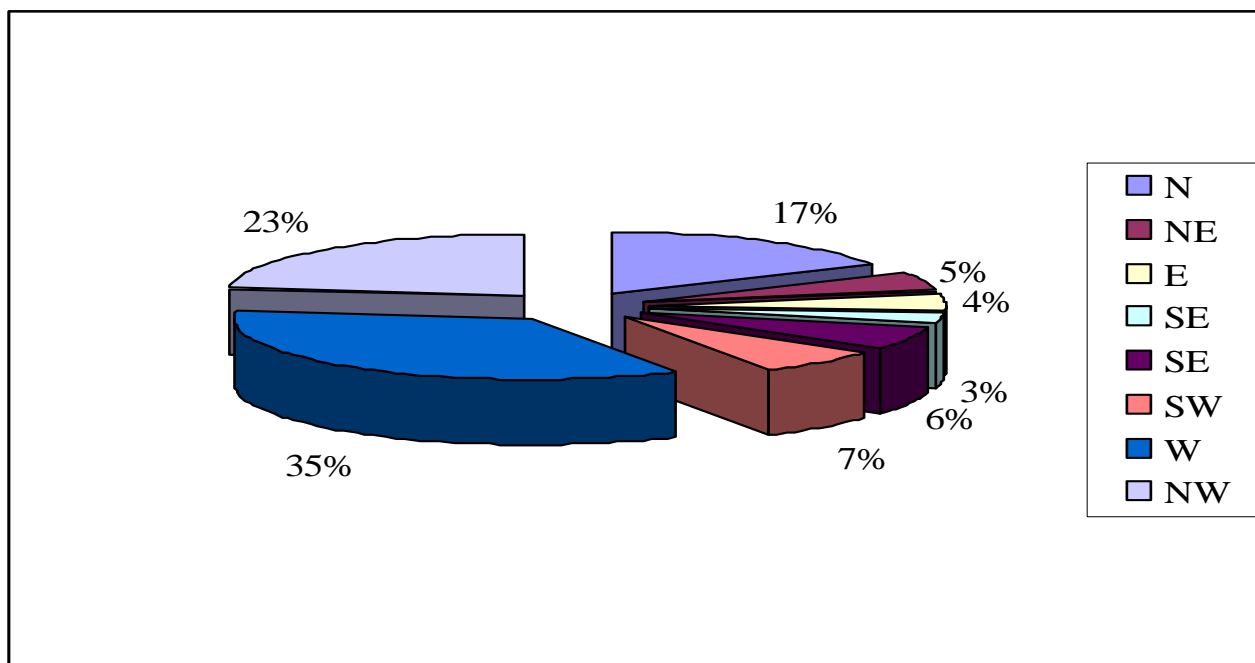


Figure N°19: Fréquences des vents à la station de Mascara

III.2- Evapotranspiration et le déficit d'écoulement :

L'évapotranspiration désigne les pertes d'eau sous forme de vapeur d'eau, et correspond à un phénomène complexe qui regroupe à la fois des processus d'évaporation physique de l'eau contenue dans le sol et des processus de transpiration qui correspondent à l'utilisation de l'eau atmosphérique et de l'eau dans l'atmosphère par les végétaux.

Le déficit d'écoulement est défini par la différence entre les précipitations et la lame d'eau écoulée à l'échelle du bassin versant.

Pour permettre d'atteindre une estimation acceptable des valeurs de l'évapotranspiration et du déficit d'écoulement, nous utilisons des méthodes empiriques suivantes:

III.2.1- Évapotranspiration réelle et potentielle :

III.2.1.1- l'estimation de l'évapotranspiration réelle et potentielle par la méthode de Turc :

III.2.1.1.1 - l'estimation de l'évapotranspiration réelle:

Elle est établie à partir des observations faites sur 254 bassins versants situés sous tous les climats du globe et s'écrit sous l'expression suivante:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L}}}$$

Avec : ETR : évapotranspiration réelle (mm).

P : précipitation moyenne annuelle (mm).

L : $300 + 25T + 0.05T^3$.

T : température moyenne annuelle (°c).

ETR=307.8mm

Tableau N°12 : Calcul de l'Evapotranspiration (ETR)

Paramètres	P (mm)	T (°c)	ETR (mm)	Écoulement et infiltration (mm)
Mascara	308.7	16.65	307.8	0.9

III.2.1.1.2- l'estimation de l'évapotranspiration potentielle:

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de la formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Cette formule est la suivante : $ETP = 0,4 \cdot T \cdot (T + 15) \cdot (I_g + 50) \cdot K$

Avec :

ETP évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm d'eau) ;

T : température moyenne mensuelle de l'air (en °C) ;

I_g : radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm²/jour) ;

K : un coefficient égal à 1 si l'humidité relative h_r est supérieure à 50 % (généralement le cas sous nos climats) ;

Si non $K = 1 + (50 - h_r)/70$.

Si la radiation globale I_g n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation h par la formule: $I_g = I_{gA} [0,18 + 0,62(h/H)]$

Avec I_{gA}: radiation globale théorique (en cal/cm²/jour) ;

H : durée théorique des jours du mois.

Tableau N°13: Evapotranspiration potentielle annuelle (1977-2006)
par la méthode de Turc

Mois	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AUT	SEP	OCT	NOV	DEC	TOT
ETP (mm)	43.5	55.1	81.2	108.8	131.65	155.8	170	155	125.9	92.1	55.8	42.9	1217.9

III.2.1.2- l'estimation de l'évapotranspiration potentielle et réelle par la méthode de Thornthwaite :

L'évapotranspiration potentielle est quantité d'eau susceptible d'être évaporée sur une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant. La valeur limite de l'évapotranspiration potentielle est fonction de l'énergie disponible [14].

La méthode consiste à calculer pour chaque mois en premier lieu l'évapotranspiration potentielle en utilisant la relation suivante :

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a$$

$$a = \frac{1,6}{100} I + 0,5 = 1,76$$

$$i = \left[\frac{T}{5} \right]^{1,514} \quad I = \sum_{i=1}^{12} i = 78,94$$

Avec:

I: somme des 12 indices mensuels de l'année.

T: température moyenne mensuelle (°c).

ETP: évapotranspiration potentielle (mm).

Tableau N°14: Evapotranspiration potentielle annuelle (1977-2006)
par la méthode de Thornthwaite

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AUT	Tot
I	9.87	6.96	4.00	2.66	2.14	2.67	3.77	4.78	6.80	10.13	12.56	12.60	78.94
ETP (mm)	102.93	68.50	35.93	22.34	17.37	28.39	33.53	40.25	58.40	88.99	111.75	112.16	720.52

ETP=750.52 mm

Pour corriger les valeurs de l'ETP mensuelles, on doit les multiplier par un facteur de correction qui est fonction de la latitude c'est-à-dire de la durée théorique de l'insolation et du nombre de jours au cours de l'année.

Tableau N°15 Tableau récapitulatif

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AUT	TOT
T (C°)	22,69	18,01	12,49	9,54	8,27	9,56	12,01	14,05	17,73	23,07	26,60	26,66	-----
I	9,87	6,96	4,00	2,66	2,14	2,67	3,77	4,78	6,80	10,13	12,56	12,60	78,94
ETP (mm)	102,93	68,50	35,93	22,34	17,37	28,39	33,53	40,25	58,40	88,99	111,75	112,16	720,52
Facteur de correction	1,03	0,97	0,86	0,85	0,87	0,9	1,3	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	-----
ETP corrigée (mm)	106,02	66,44	30,90	18,92	15,11	24,13	43,59	44,03	70,66	108,03	137,90	130,10	795,83

ETP_{corr}=795.83 mm

Pour le calcul de l'évapotranspiration réelle, deux cas sont considérés :

Si les précipitations du mois sont supérieures à l'ETP, l'ETR sera égale à ETP

Si les précipitations du mois sont inférieures à l'ETP, ETR sera égale à l'ETP aussi longtemps que les réserves en eau du sol forment l'humidité.

Le calcul de la réserve utile se fait par la méthode de Hallaire en fonction de la capacité de rétention du sol :

$$RU = \frac{C - F}{100} \times h \times d + 30 \quad (\text{mm})$$

Avec : RU : la réserve utile en eau.

d: densité apparente du sol que l'on prendra égale à 1.

h: profondeur du sol en (mm), soit h=1000 mm.

F: capacité au point de flétrissement.

C: capacité du champ ; C-F: dépend de la nature du sol.

Hallaire propose la valeur de C-F égale à :

5 % Pour un sol sableux ;

10 à 5 % Pour un sol limoneux ;

20 % Pour un sol argile- limoneux ;

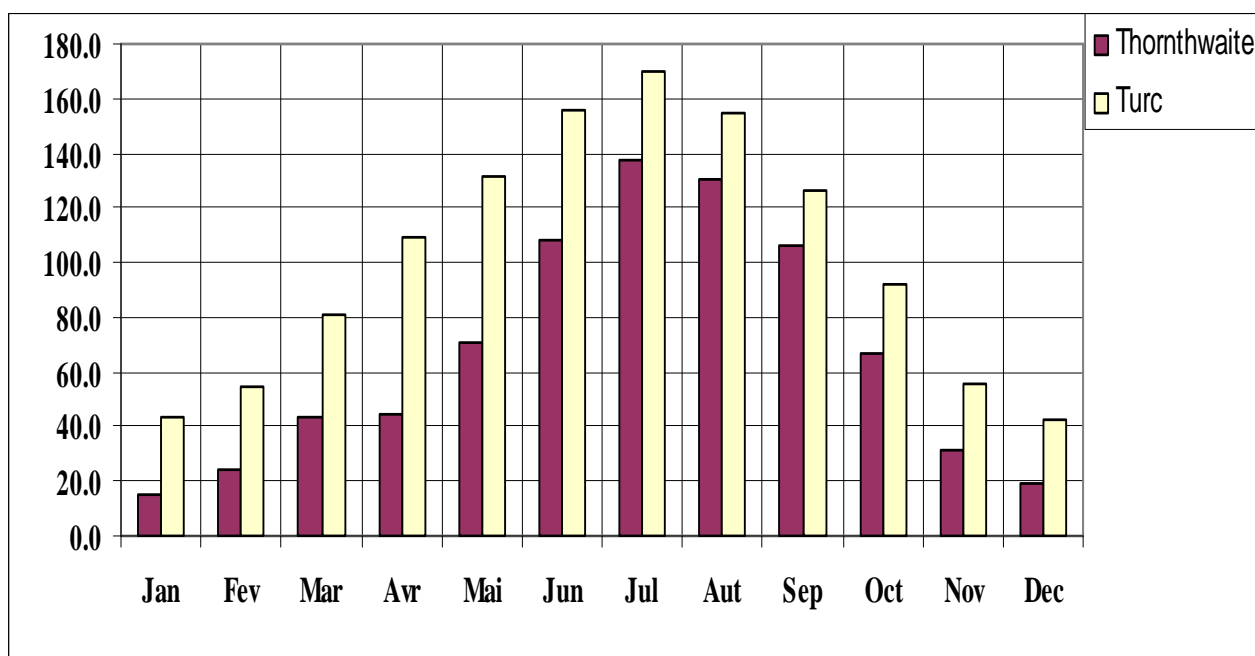
Dans le secteur étudié, affleurent des sols grés sableux alluvionnaires et limoneux. Nous prendrons alors C-F=5 %. D'où : Ru=80mm.

Tableau N°16: Calcul du déficit d'écoulement
par la méthode de Thornthwaite

mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOT	TOT
P (mm)	16.7	26.7	45.0	42.7	37.0	41.4	39.6	25.5	24.7	3.7	2.5	3.3	308.7
ETP corrigée (mm)	106.0	66.4	30.9	18.9	15.1	24.1	43.6	44.0	70.7	108.0	137.9	130.1	795.8
VAR RU= P-ETP	-89.4	-39.8	14.1	23.8	21.9	17.3	-4.0	-18.6	-45.9	104.4	135.4	126.9	487.1
RU	0.0	0.0	14.1	37.9	59.8	77.1	73.1	54.5	8.6	0.0	0.0	0.0	324.9
ETR (mm)	16.7	26.7	30.9	18.9	15.1	24.1	43.6	44.0	70.7	3.7	2.5	3.3	300.1
Déficit	89.4	39.8	0.0	0.0	0.0	0.0	4.0	18.6	45.9	104.4	135.4	126.9	564.2
excédent	0.0	0.0	14.1	23.8	21.9	17.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	77.1
P-ETR	0.0	0.0	14.1	23.8	21.9	17.3	-4.0	-18.6	-45.9	-8.6	0.0	0.0	0.0

La répartition mensuelle et l'estimation de l'évapotranspiration potentielle sont établies par les formules citées ci-dessus. En effet, la figure N°20 montre des valeurs mensuelles moyennes qui varient d'une manière irrégulière au cours des mois. La comparaison des deux méthodes montre un accroissement des valeurs de l'évapotranspiration qui s'observe à partir du mois de Janvier, pour atteindre une valeur maximale au mois de Juillet. Les valeurs les plus élevées de l'évapotranspiration potentielle sont observées en été (Juin, Juillet et Août), puis on observe une régression nette qui dure jusqu'au mois de Décembre. Cette variation est due à la variation de la température moyenne mensuelle.

Les valeurs obtenues par la formule de Thornthwaite sont cependant, sous-estimées par rapport à ceux obtenues par la méthode de Turc pour toute la période (figure N°46). Cela est probablement dû au fait que la formule de Thornthwaite sous-estime les besoins dans les régions méditerranéennes (ou très sèches) et les surestime au contraire dans les régions tropicales et équatoriales humides [15].



**Figure N°20: Variation de l'Evapotranspiration Potentielle (ETP)
de la station de Mascaara (1977-2006)**

L'analyse de la régression linéaire entre l'évapotranspiration potentielle et la température moyenne, montre une bonne corrélation positivement avec un coefficient de corrélation de 0.94 (figure 21).

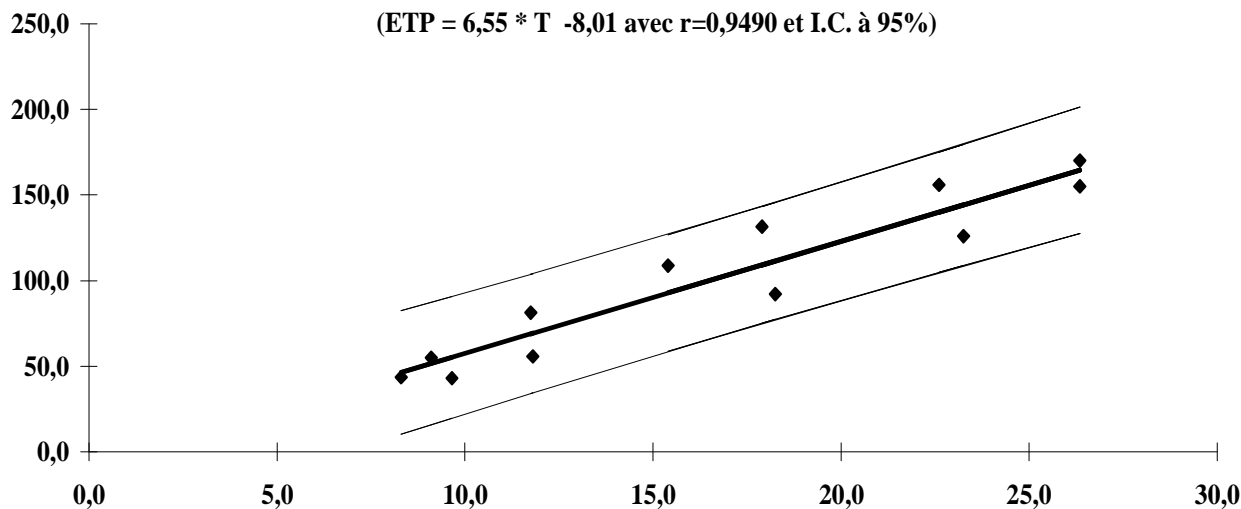


Figure N°21: Régression linéaire entre l'Evapotranspiration Potentielle mensuelle et la température par la méthode de turc

III.3- Le déficit d'écoulement :

III.3.1- Méthode de Coutagne :

Le déficit d'écoulement l'équivalent à l'évapotranspiration réelle est donné par relation suivante :

$$D = P - \lambda P^2 \quad \text{et} \quad \lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14T}$$

Avec :

D : déficit d'écoulement.

P : précipitation moyenne annuelle (mm).

T : 16.65°C d'où : $\lambda = 0.32$

La méthode n'est applicable que si l'on vérifie la condition : $\frac{1}{8\lambda} < P < \frac{1}{2\lambda}$

Tableau N°17 : Calcul du déficit d'écoulement

Paramètres	P (mm)	λ	$\frac{1}{8\lambda}$	$\frac{1}{2\lambda}$
Mascara	308.7	0.320	0.390	1.56

Puisque $\frac{1}{2\lambda} < 308.7$ donc la formule est non utilisable.

III.3.2- Méthode de WUNDT :

Le déficit et le quotient d'écoulement sont donnés par l'abaque des précipitations en fonction des températures. D'après la figure N°22, on a déduit D=310 mm

III.3.3- Méthode de VERDEIL :

Le déficit est obtenu directement en reportant les précipitations sur l'abaque de la figure N°23. Ainsi on en a déduit pour la station de Mascara (1977-2006), une valeur de déficit égale à 290mm.

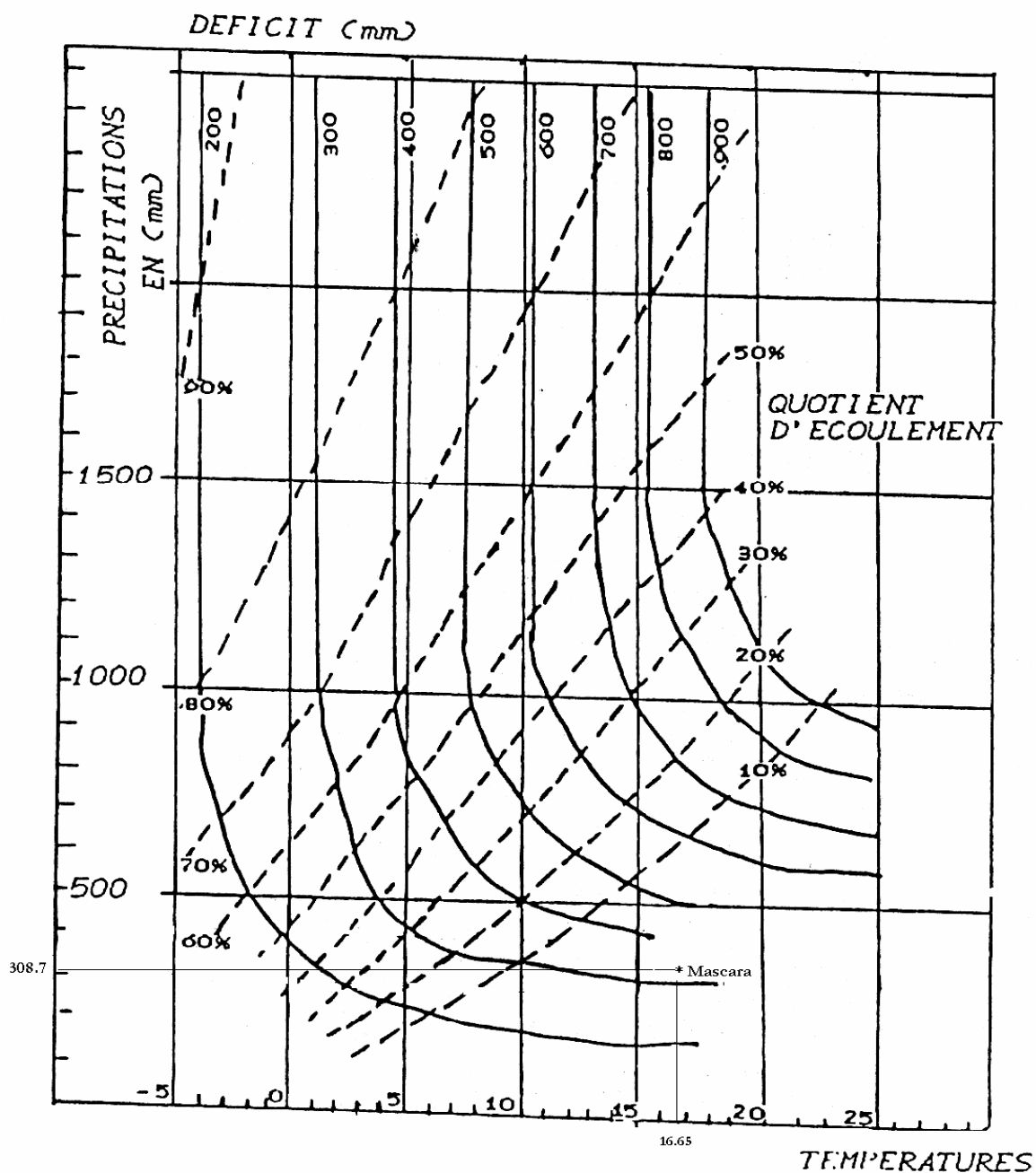


Figure N°22: Evaluation de l'écoulement et du déficit d'après WUNDT

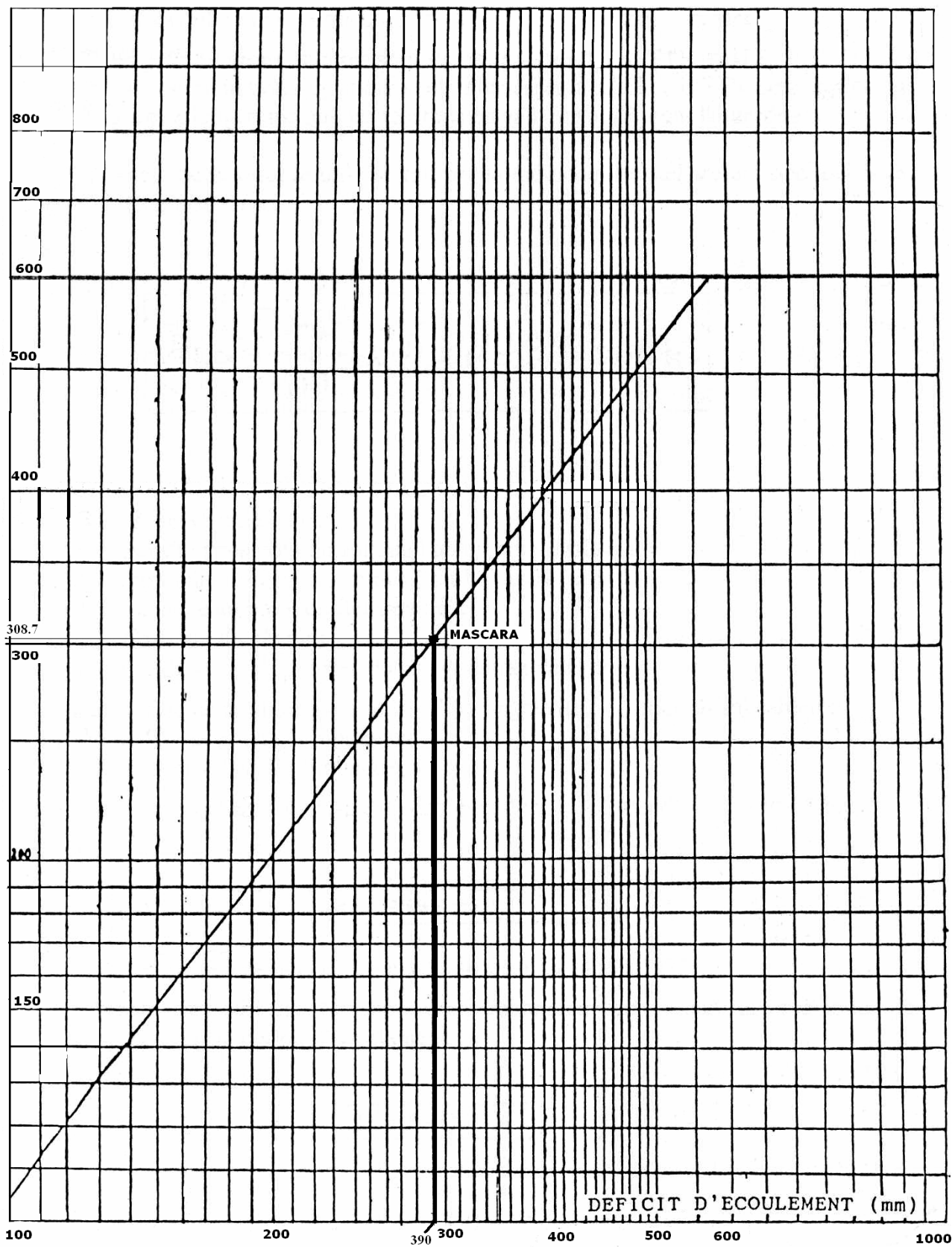


Figure N°23 : Evaluation du déficit d'après P.VERDEIL

III.4- Comparaison des résultats: Le tableau ci-dessous récapitule les déficits d'écoulement obtenu par les différentes méthodes.

Tableau N°18: Le déficit par les différentes méthodes station de Mascara (1977-2006)

Méthodes	Déficit d'écoulement	Écoulement et Infiltration (mm)
Turc	307.8	0.9
Wundt	310	-1,3
Verdeil	290	18,7
Thorntwaite	264	77.1
Moyenne	292.95	16.1

La figure N°24, illustre le déficit et l'excédent (P-ETR) annuel au niveau de la station de Mascara pour la période 1977-2006. Nous remarquons que la période de déficit commence en 1996 et s'étend jusqu'à l'année 2006 à l'exception de l'année 1995. Le déficit maximal s'observe à l'année 2002 avec 49.4mm. Par contre l'excès se manifeste à partir de l'année 1979 avec un maximum de 40mm. Il est en ressort ainsi que le déficit représente environs 60% du bilan d'eau.

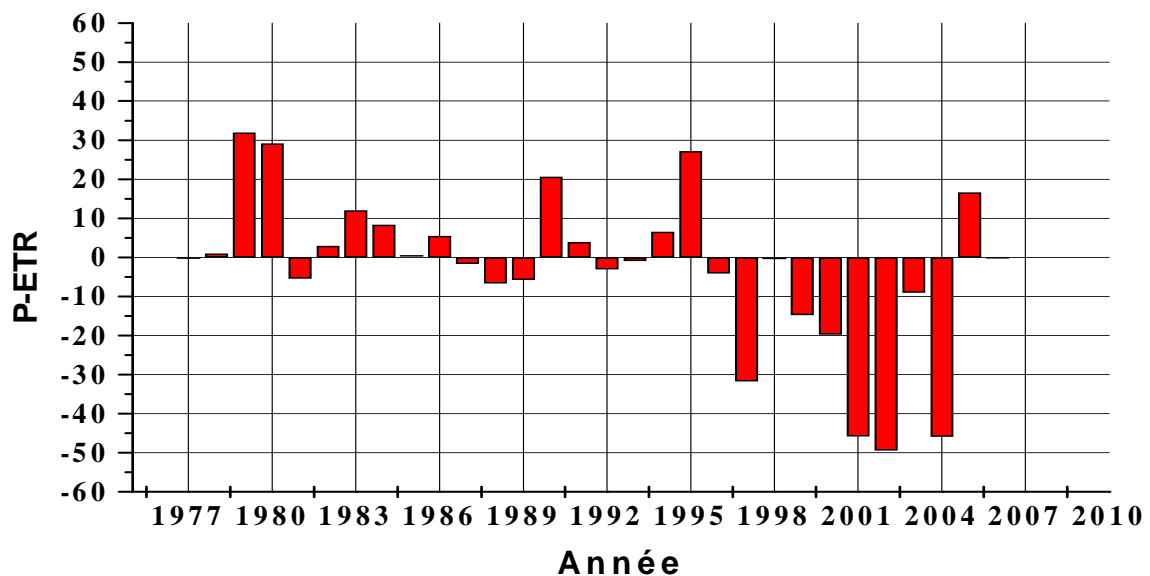


Figure N°24 : Excédent et déficit (en mm) annuel calculé par la méthode de Turc (1977-2006)

III.5- Indice d'aridité bioclimatique : L'indice d'aridité bioclimatique utilisé par la FAO* et l'UNESCO est un critère de délimitation des régions arides et semi-arides selon Baumer [11]. Ainsi, plusieurs zones ont été délimitées :

- la zone hyperaride est caractérisée par le rapport $P/ETP < 0,03$
- la zone aride est caractérisée par le rapport $0,03 < P/ETP < 0,2$
- la zone semi-aride est caractérisée par le rapport $0,2 < P/ETP < 0,5$
- la zone subhumide sèche est caractérisée par le rapport $0,5 < P/ETP < 0,75$

Où : P représente la hauteur moyenne des précipitations annuelles et ETP l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle.

Pour notre cas $P/ETP=0.25$, la zone étudiée est alors semi-aride, ce qui est en conformité avec les résultats obtenus par les autres méthodes employées ci-dessus.

FAO*: Food of Alimentation Organisation

III.6- Les apports :

Il s'agit des apports de pluies calculés pour la période reportés au bassin versant topographique, qui correspond au volume d'eau tombé annuellement sur le bassin est noté par :

$$V=P*S$$

Avec :

V : volume moyen annuel ;

P : précipitation moyenne annuelle P=385.3 mm ;

S : surface total du bassin versant topographique.

Le volume (v) déduit est alors égal à $453,6*10^6$ m³/an

III.7- L'écoulement et l'infiltration:

Le calcul de l'écoulement et de l'infiltration se fait à partir des résultats du déficit d'écoulement par la méthode de Thornthwaite. Elle est donnée par la formule du bilan hydrique qui s'écrit comme suit: $R+I=P - ETR$.

L'écoulement superficiel et souterrain se produit aux mois de Novembre, Décembre, Janvier et Février, qui totalisent une lame d'eau d'environ 77 mm, avec un maximum de 23.8 mm au mois Décembre (tableau N° 20). Autrement dit, la lame d'eau écoulee pendant la période 1968-2004 est estimée environ 93mm (tab N° 23 Chapitre IV). Ceci confirme le déficit hydrique affecté par la sécheresse qui influe négativement sur l'alimentation des eaux superficielles et souterraines (chapitres IV et VII).

CHAPITRE III: Analyse de la pluviométrie

II.1- Analyse statistique des données pluviométriques :

II.1.1- Variation des précipitations annuelles dans le temps et dans l'espace:

L'étude des précipitations est basée sur l'analyse statistique des données pluviométriques enregistrées sur les principales stations du bassin versant étudié afin d'analyser la variabilité spatiale et temporelle des précipitations.

II.1.1.1- Variation temporelle: La pluviométrie varie fortement d'une année à une autre. Ceci contribue à l'aridité du climat et complique la gestion des ressources en eau.

II.1.1.1.1- la méthode de la moyenne arithmétique

Pour avoir une idée générale sur la variation temporelle à l'échelle du bassin versant étudié, nous avons calculé les pluviométries moyennes annuelles en utilisant la méthode de la moyenne arithmétique sur la période 1943-2004 pour les neuf (09) stations. Le tableau N°19 récapitule les différents paramètres statistiques déduits.

Tableau N°19 : Paramètres statistique des pluies moyennes annuelles (1943-2004)

Stations	Moyenne	Minimum	Maximum	Ecart -Type	coefficient de variance
ST Maoussa	366,57	165,70	654,00	137,04	0,37
ST Froha	319,05	133,60	621,73	103,75	0,33
ST Tizi	369,17	180,40	665,40	108,50	0,29
ST Mascara	370,05	198,50	595,41	101,54	0,27
ST Ghriss	329,11	144,00	695,10	109,06	0,33
ST A/Fares	395,85	171,60	809,60	113,51	0,29
ST S/Kada	436,33	198,40	814,65	156,75	0,36
ST Matmore	337,19	175,50	564,00	98,14	0,29
ST Nesmoth	528,30	175,22	961,05	184,34	0,35

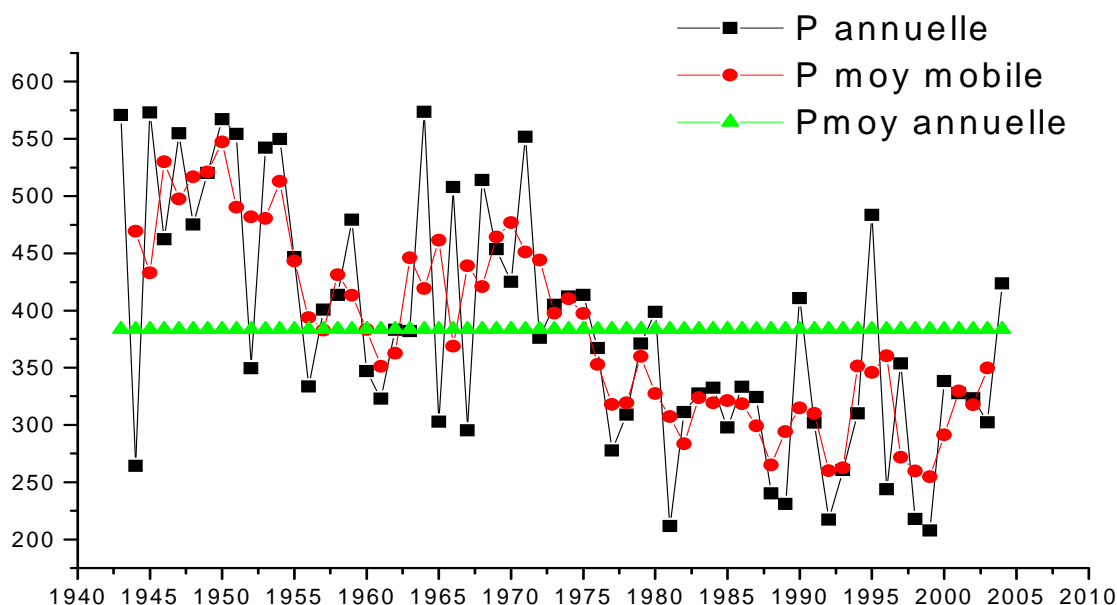


Figure N°25: Pluviométrie moyenne interannuelle et moyenne mobile dans le bassin versant de l'oued Fekan (1943-2004)

Les variations pluviométriques interannuelles paraissent ainsi moins importantes (coefficient de variation 0.27 à 0.37) pour l'ensemble du bassin versant, avec une alternance des années humides et des années sèches. Une fluctuation autour de la moyenne interannuelle (383.5mm) est observée jusqu'à 1975. Une période humide entre 1943 et 1960 s'est produite. Une deuxième période de sécheresse est remarquée durant la période 1975 à 2004 (figure N° 25). Cette dernière sécheresse est exceptionnelle par son intensité jamais observée durant toute la période d'étude, elle est la plus longue (plus de 20 ans) enregistrée à l'ouest du pays [1]. L'année 1981 présente la plus faible pluviométrie avec moins de 211.7mm et l'année 1964 représente l'année la plus pluvieuse durant toute la période d'étude (573.7mm).

Il ressort de ces analyses que 35 années sont déficitaires, dont les années 1981, 1998 et 1999 sont considérés comme sèches (le déficit varie entre 40 et 60 % de la moyenne annuelle) et 32 années sont affectées par une sécheresse modérée (le déficit varie entre 20 et 40 % de la moyenne annuelle) [10].

II.1.1.1.2- Les Variables Centrées Réduites : Indice de Nicholson

L'indice pluviométrique ou variable centrée et réduite de la station est calculée à partir de la formule de Nicholson d'expression : $I_p = (X_i - X_m) / \sigma_i$

Avec

I_p : Indice pluviométrique

X_i (mm) : Hauteur de pluie totale pour une station pendant une année i

X_m (mm) : Moyenne annuelle de la pluie à la station pendant la durée entière de l'enregistrement (période d'étude)

σ_i : écart-type de la pluviométrie annuelle.

L'indice pluviométrique (indice centré réduit) nous a permis d'observer la variabilité interannuelle ainsi que les périodes de déficits et d'excédents (Figure N°26 [2]).

L'analyse de l'indice pluviométrique du bassin versant pour la période (1943-2004) révèle que la période de déficit la plus sévère s'étale sur la période 1976-2004 à l'exception des années 1980, 1990, 1995 et 2004. Une période excédentaire qui s'étale durant la période (1943-1975), avec quelques années déficitaires (1944, 1952, 1956, 1960, 1961, 1965 et 1967) a été également mise en évidence.

Un déficit maximal (-172mm) est enregistré durant l'année 1981 avec un indice pluviométrique égale à -1,62. L'année 1964 présente un excès maximal avec +166mm avec un indice pluviométrique environs +1,8.

Les moyennes mobiles pondérées indiquent mieux les périodes d'excédent et de déficit pluviométrique (Fig.27).

La chronique temporelle montre une alternance entre une période humide de 1944 à 1975 à l'exception des années 1961, 1962 et 1966 qui sont déficitaires et une période sèche de 1976 à 2004. Pendant la période sèche (1976 à 2004), le déficit est important à l'année 1999 avec un indice pluviométrique de (-1.58) environs (-127.5mm) de déficit. Ainsi que l'année la plus excédentaire correspond à 1950 avec un indice pluviométrique de (+2.05).

En général, une tendance à une décroissance de la pluviométrie interannuelle est observée durant toute la période d'étude (fig.28 et 29).

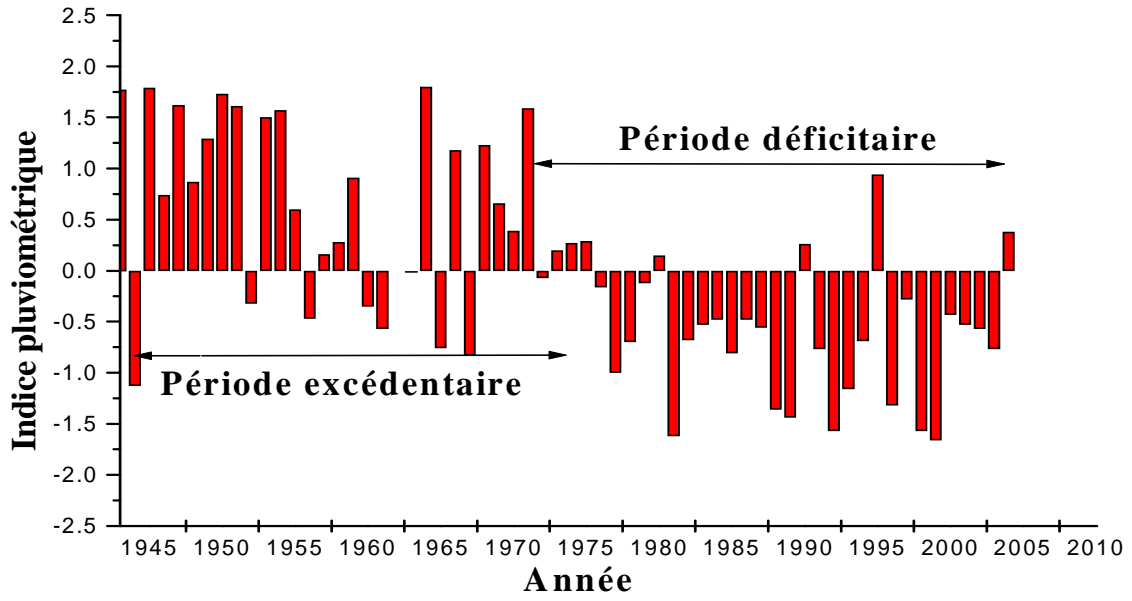


Figure N°26: Variations inter-annuelles des indices pluviométriques dans le bassin versant de l'oued Fekan (1943-2004)

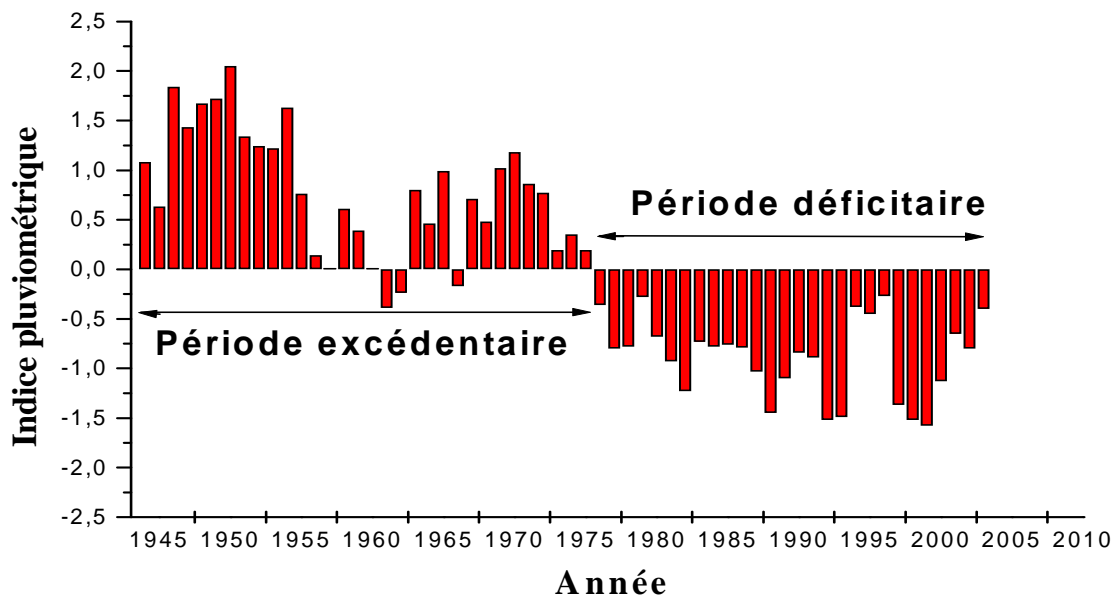


Figure N°27 : Variations inter-annuelles des moyennes mobiles pondérées dans le bassin versant de l’oued Fekan (1943-2004)

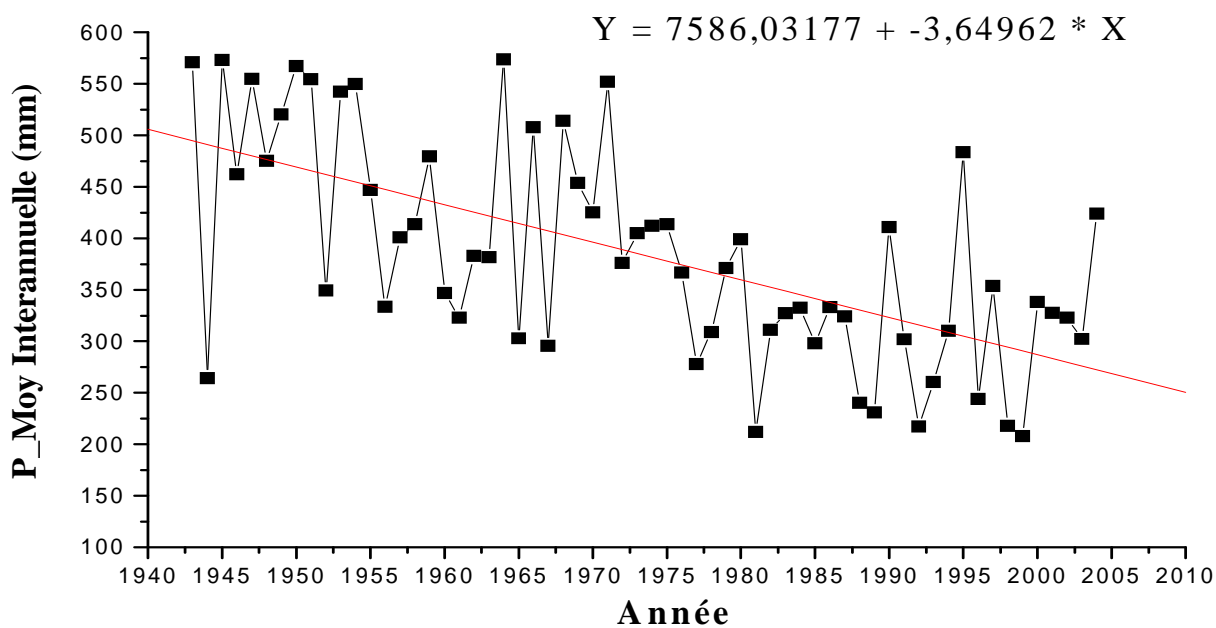


Figure N°28: Pluviométrie moyenne interannuelle dans le bassin versant de l’oued Fekan (1943-2004)

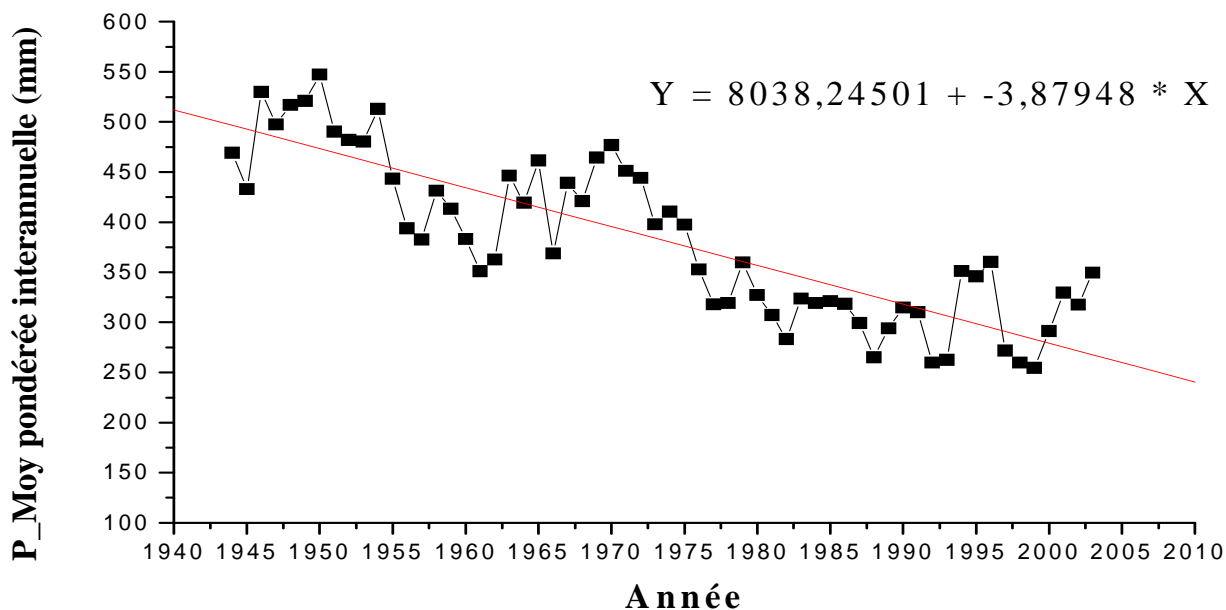


Figure N°29: Pluviométrie moyenne pondérée interannuelle dans le bassin versant de l’oued Fekan (1943-2004)

II.1.1.2-Variation spatiale:

Il convient de remarquer que le bassin étudié présente des zones pluviométriques relativement hétérogène, autrement dit la variation spatiale devient plus ou moins importante, entre 319mm et 528mm. La station la plus arrosée est celle de Nesmoth et la moins pluvieuse est celle de Froha (figure 30). Cette variabilité est caractérisée par le coefficient de variation (0.27 à 0.37), qui est relativement élevé (tableau N°19). Pour la majorité des stations, la période déficitaire commence à la moitié des années 1970 avec quelques années normales pour certaines stations (figure N°31 et annexe 6).

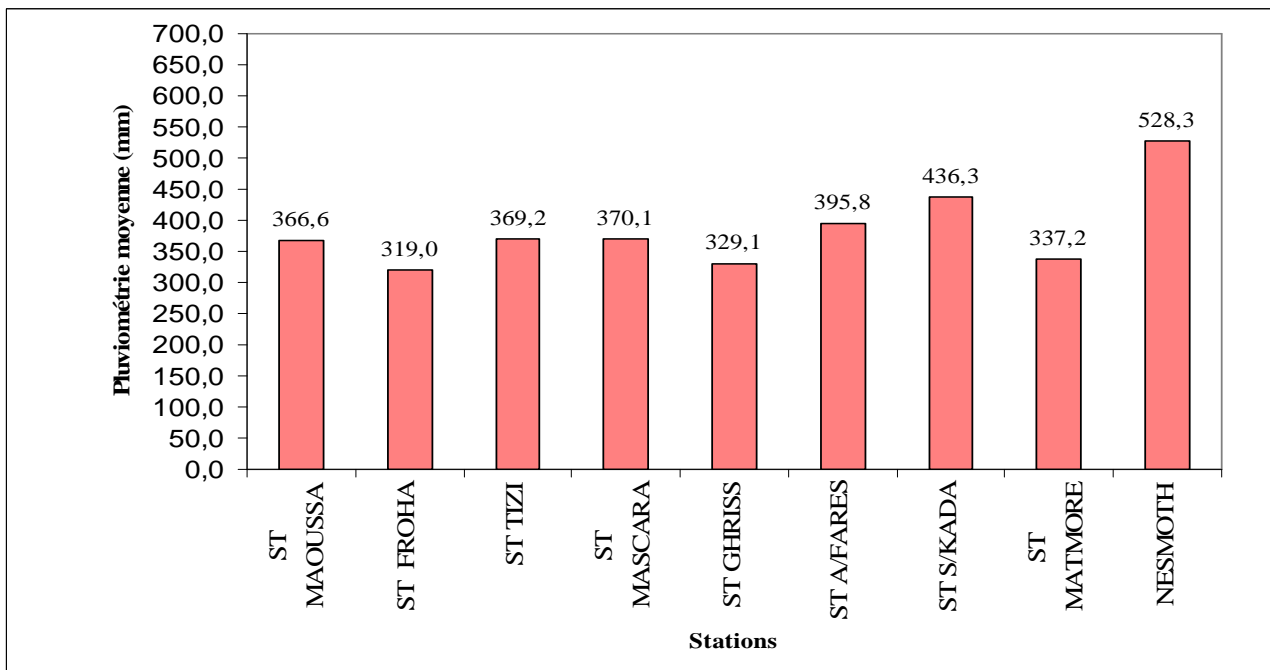


Figure N°30 : Variation annuelle des précipitations moyenne des station (1943-2004)

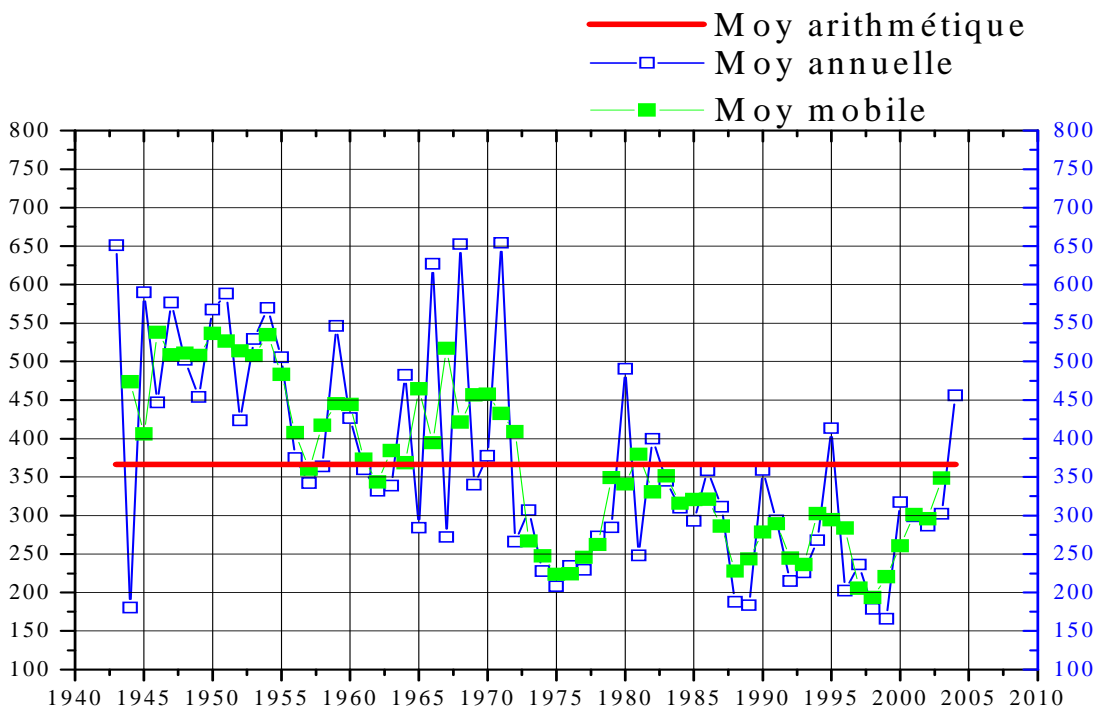


Figure N°31 : Variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Maoussa (1943-2004)

II.1.2- Variation des précipitations mensuelle et le régime saisonnier :

III.1.2.1-Variation des précipitations mensuelles :

La répartition mensuelle des précipitations annuelles et ses variations conditionne, en relation avec les facteurs thermiques, l'écoulement saisonnier et le régime des cours d'eau ainsi que celui des nappes [1].

La distribution des pluies mensuelles de la station de Mascara et Ain Fares montre que les précipitations maximales sont atteintes au mois de Novembre (41.7mm et 54.6 respectivement) alors que les minimales sont observées durant le mois de Juillet (2.3mm et 1mm respectivement). Par ailleurs le mois de Juillet est le moins pluvieux avec seulement 1.1mm pour la station de Tizi. Le mois de Décembre est le plus humide avec un maximum de 50.2mm. Parmi toutes les stations observées, celle de Mascara est la moins arrosée (figure N°32).

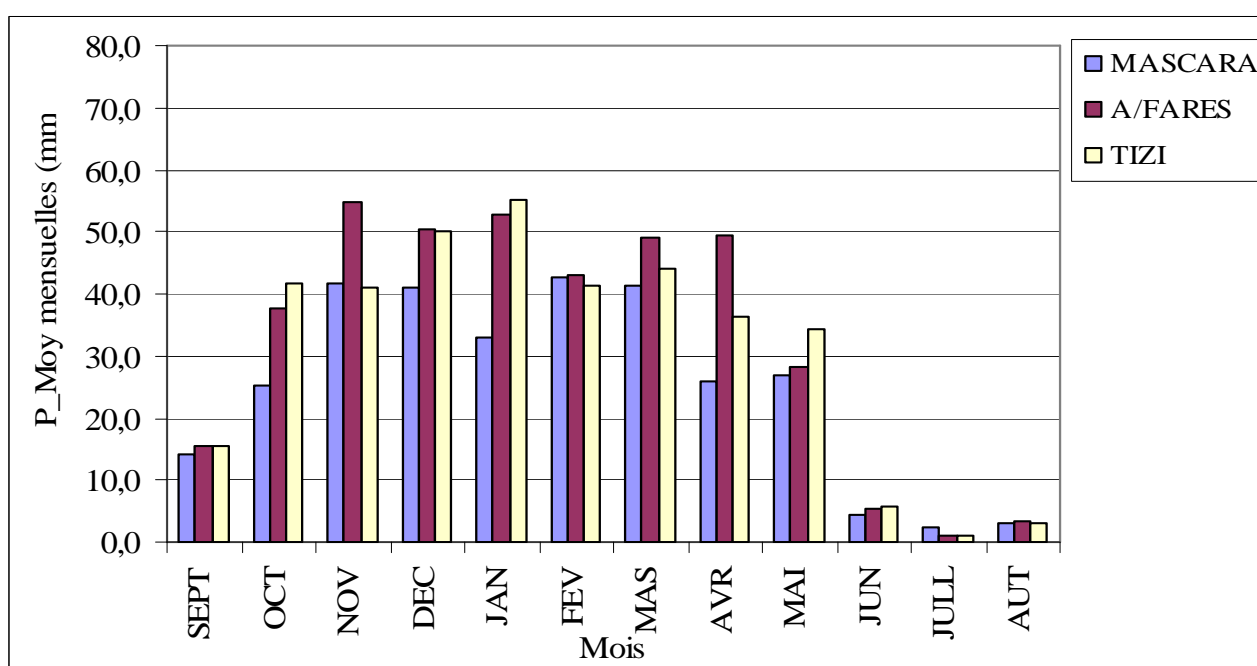


Figure N°32: Précipitation moyennes mensuelles (1943-2004)

L'analyse des précipitations mensuelles mesurées à la station de Nesmoth et Sidi Kada montre que les valeurs maximales sont observées au mois de Février (54mm) et Mars (45.6mm), (45.6mm) respectivement. Le minimum pour les deux stations est enregistré au mois de juillet avec des valeurs de 3mm et 4.6mm. Il ressort également de cette analyse que la station de Nesmoth est plus arrosée que celle de Sidi Kada. (Figure N°33).

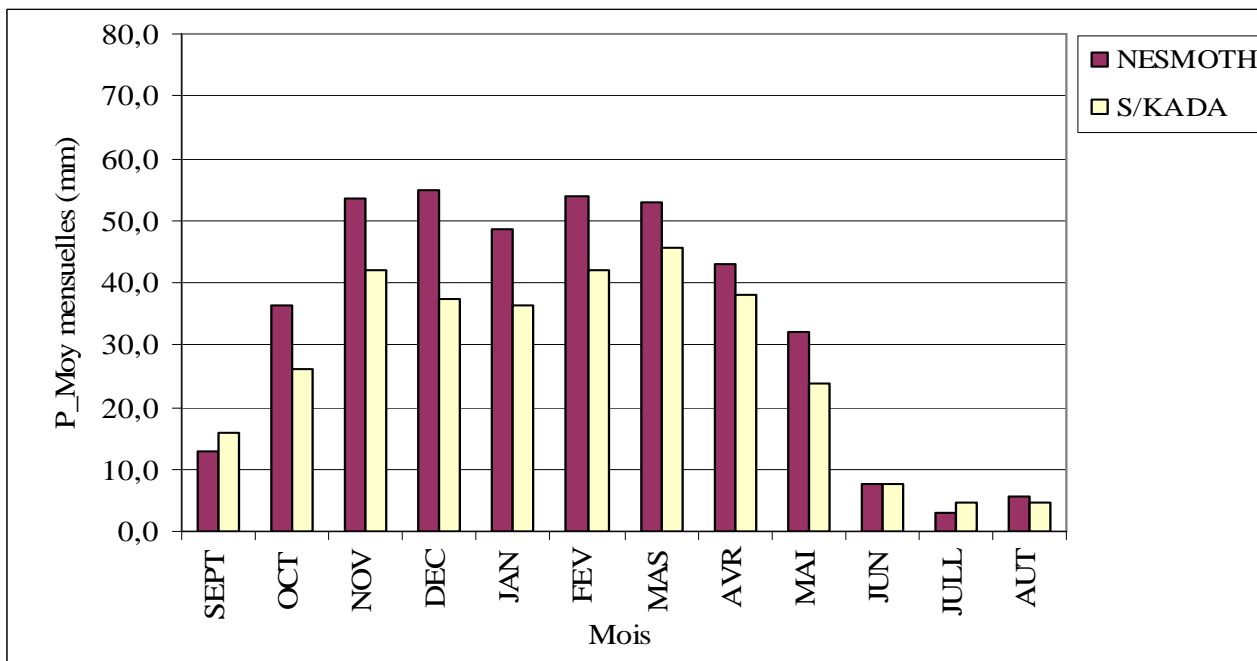


Figure N°33: Précipitation moyennes mensuelles (1943-2004)

La répartition mensuelle des précipitations pour les stations de Matmore et Ghriss est caractérisée par un hiver, qui correspond aux mois de Décembre, Janvier et Février, peu arrosé qui totalise 38% de la lame d'eau annuelle (soit 48mm à Matmore et 42mm à Ghriss) et une saison d'été nettement sèche (Juin, Juillet et Août) avec seulement 3% à 6% des précipitations (figure N°34).

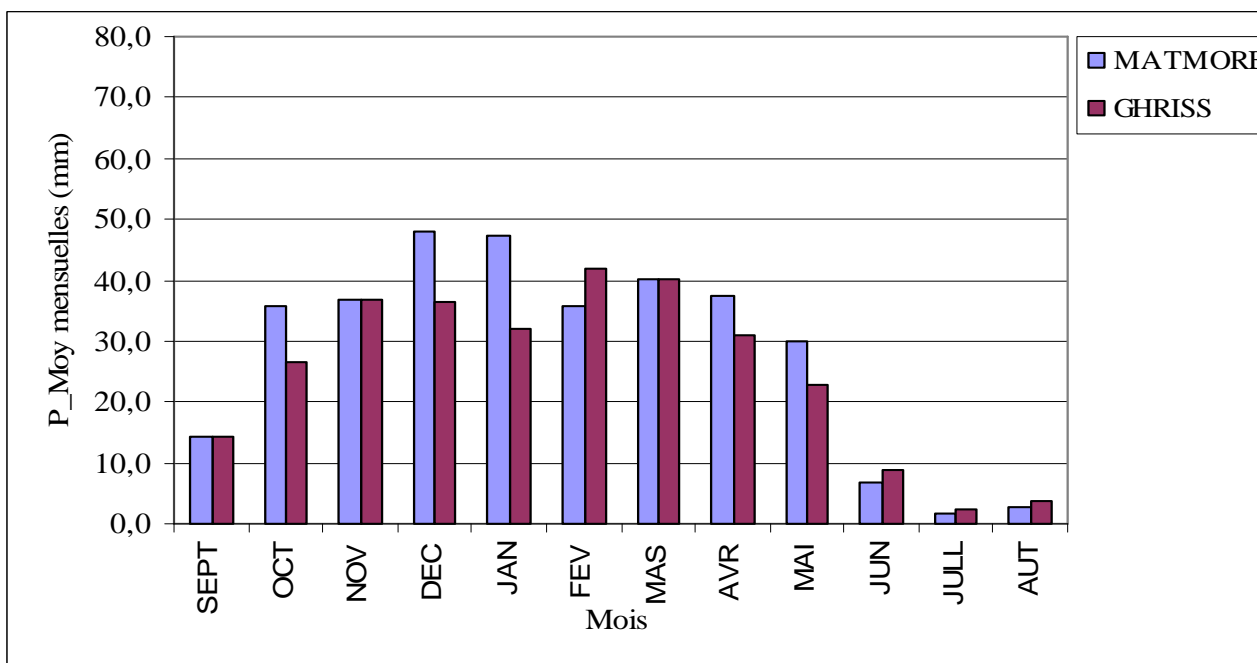


Figure N°34: Précipitation moyennes mensuelles (1943-2004)

Les stations de Maoussa et de Froha sont caractérisées par des précipitations mensuelles pluvieuses correspondant aux mois de Décembre, Janvier et Février (figure N°35) et une saison plus sèche qui correspond aux mois de Juin, Juillet et Août. De ce fait les mois de Juin, Juillet et Août correspondent aux mois les plus secs.

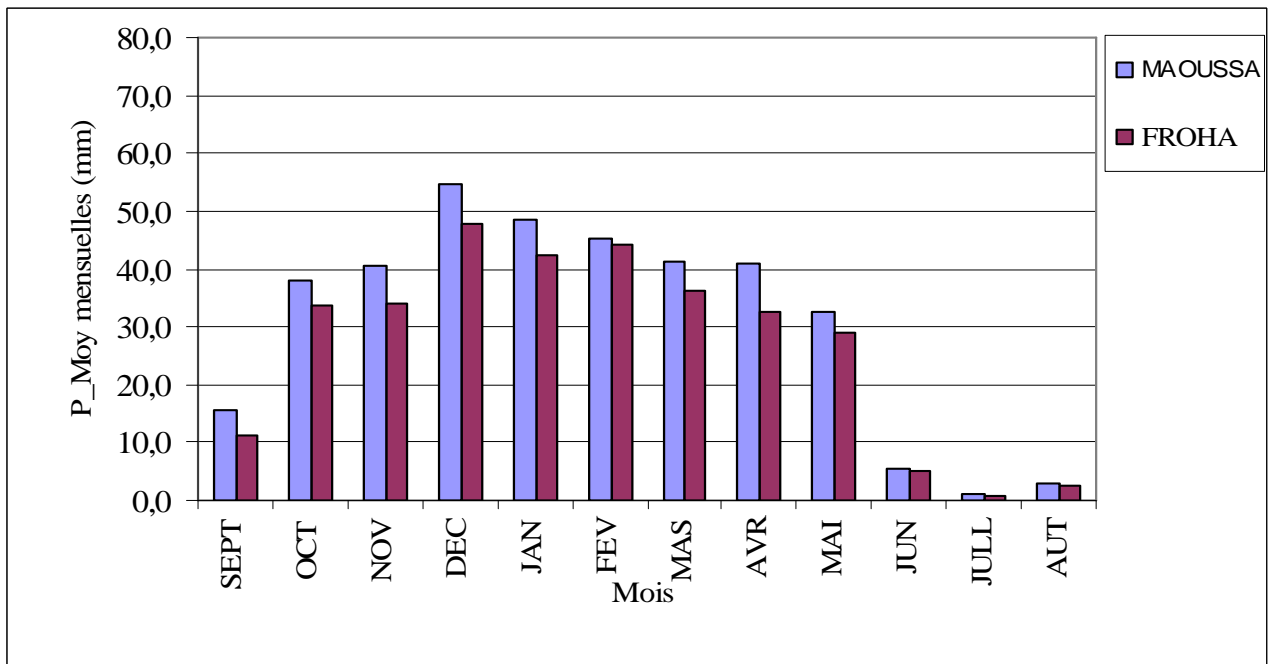


Figure N°35: Précipitation moyennes mensuelles (1943-2004)

La répartition moyenne intermensuelle des précipitations (figure N°36), montre deux saisons distinctes. Une saison humide par rapport à la moyenne mensuelle (29mm) qui commence au mois d’octobre et se termine au mois d’avril, en totalisant plus de 83 % de la lame d’eau annuelle. Une saison sèche s’étendant au mois de Mai jusqu’ au mois de Septembre, avec seulement 17% des précipitations. En effet, le maximum est enregistré essentiellement en Décembre avec 46.7mm et le minimum est observé au mois Juillet avec 2.0mm seulement.

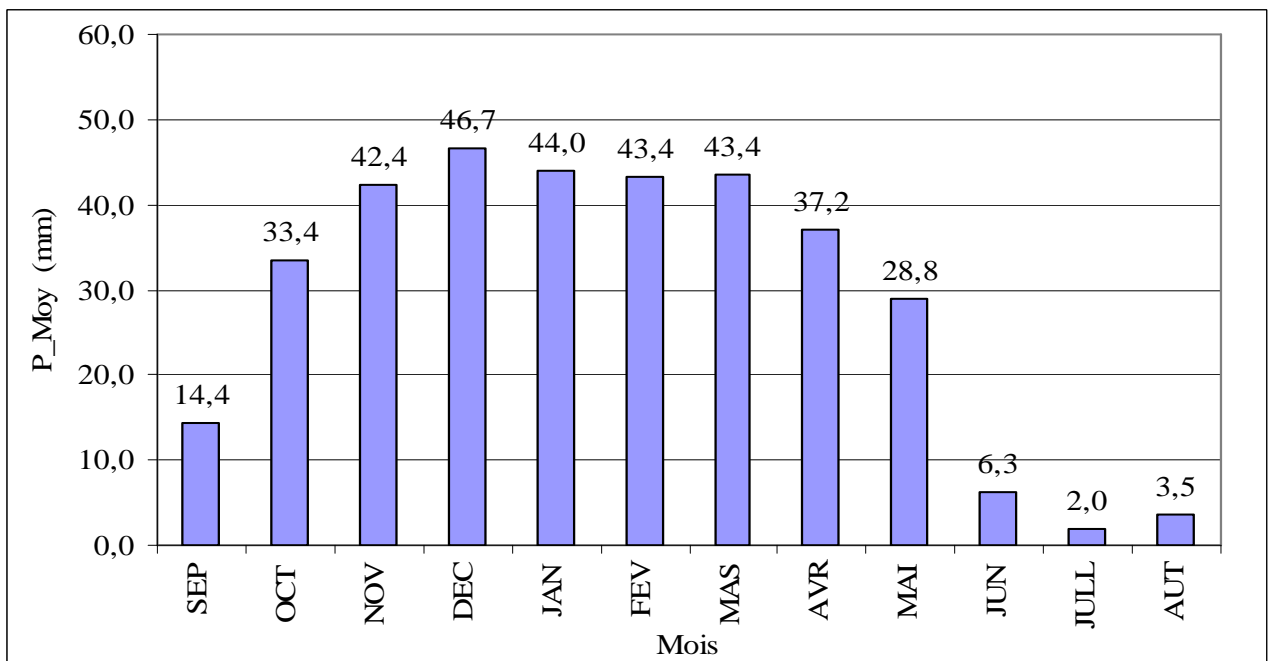


Figure N°36 : Précipitations moyennes inter mensuelles (1943-2004)

II.1.2.2- Evolution de la pluviométrie au cours des mois pour les six dernières décennies à la Station de Matmore :

La variation de la pluviométrie moyenne des mois par tranche de 10 ans pendant les 6 dernières décennies à la station de Matmore (considérée comme homogène) permet de conclure que la décennie la plus pluvieuse est celle de 1943-1952 avec une moyenne intermensuelle de 35.8mm alors que la dernière décennie est considérée comme la moins arrosée avec 20.8mm précipitation (figure N°37).

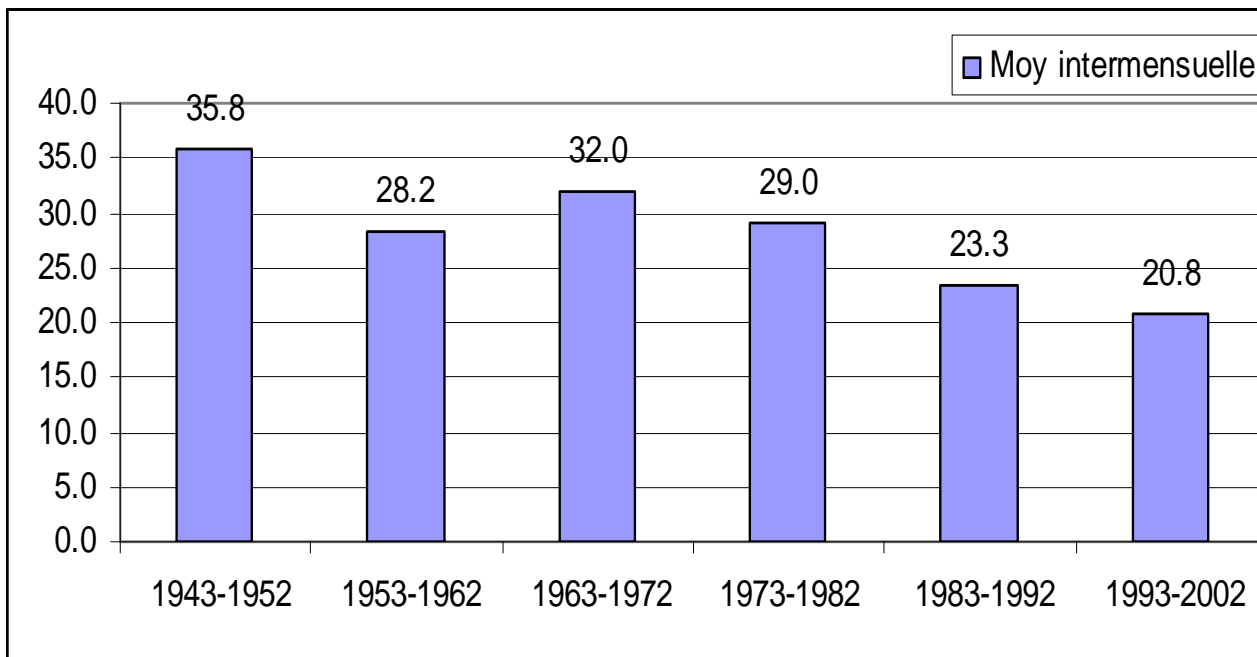


Figure N°37 : Evolution de la pluviométrie moyenne inter-mensuelle au cours des 6 dernières décennies

L'interprétation des figures ci dessous montre que les mois de Décembre et de Janvier pour la décennie (1943-1952) sont les plus arrosés avec des précipitations respectives de 73.5mm et 75.4mm. Durant la dernière décennie la pluie régresse de 60% pour ces deux mois ou nous observons 29.7mm en Décembre et 30.5mm en Janvier.

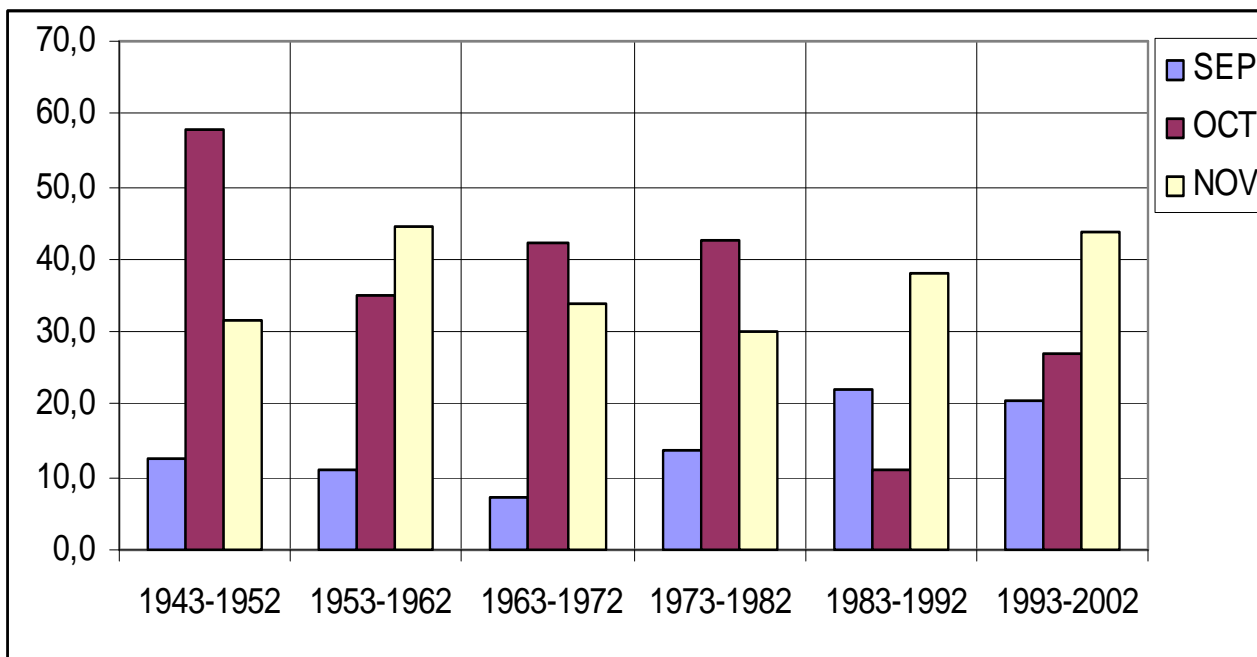


Figure N°38 : Evolution de la pluviométrie mensuelle au cours des 6 dernières décennies

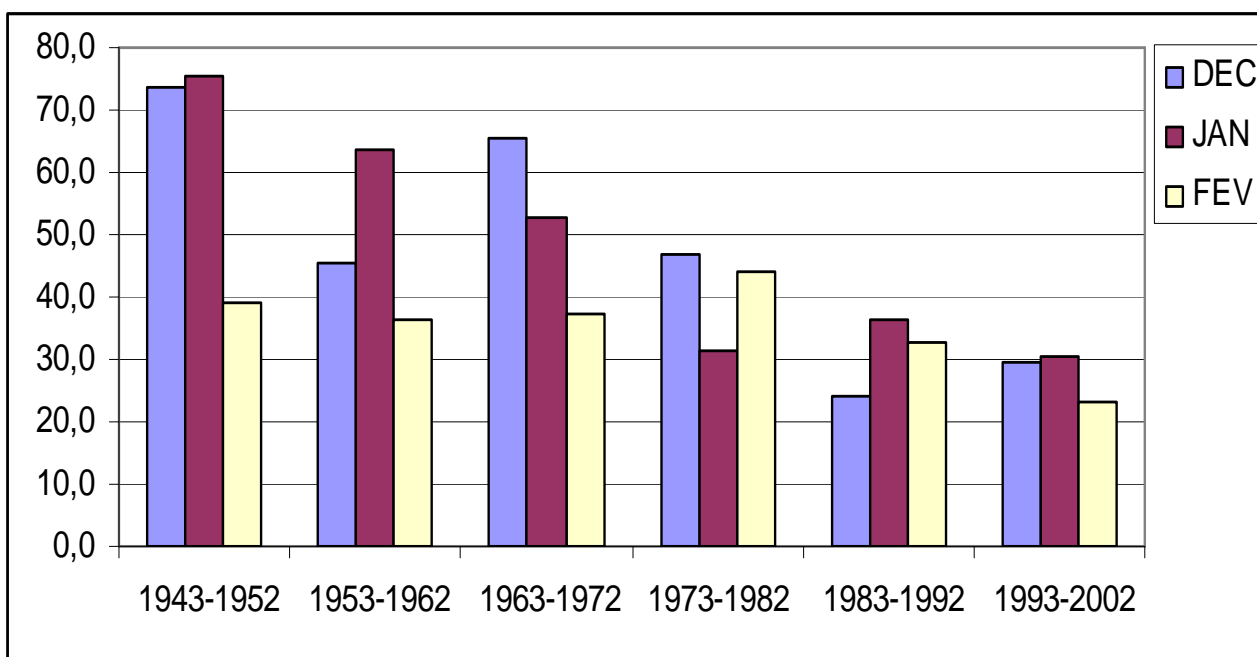


Figure N°39 : Evolution de la pluviométrie mensuelle au cours des 6 dernières décennies

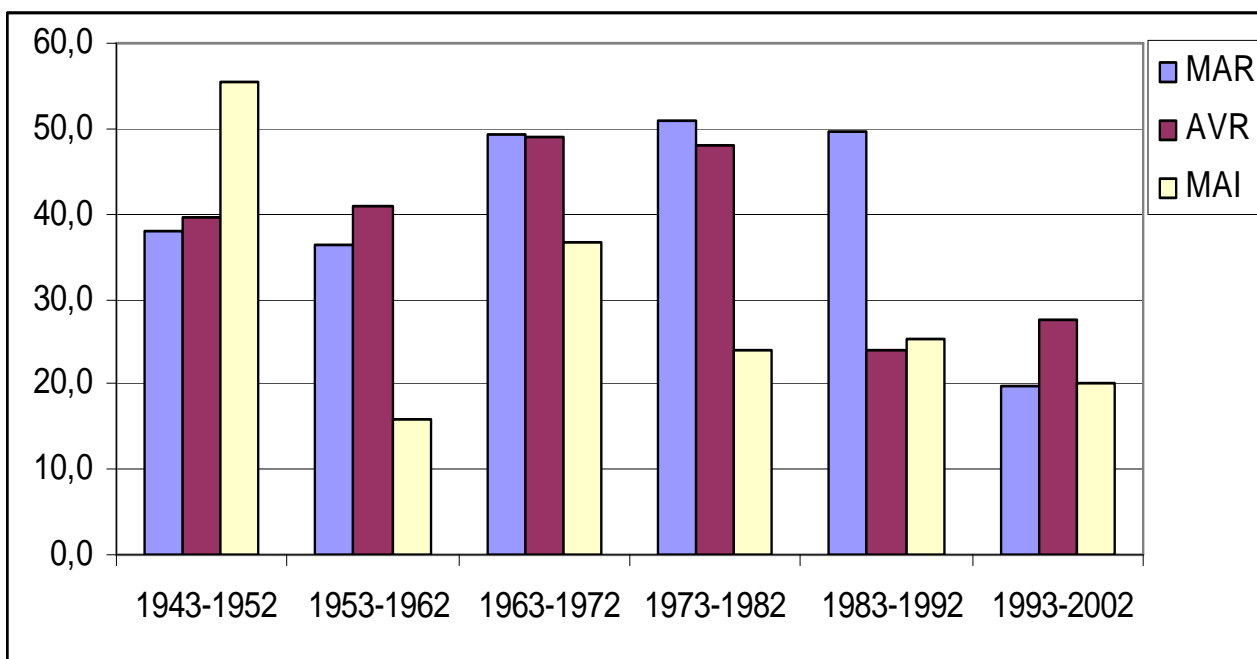


Figure N°40 : Evolution de la pluviométrie mensuelle au cours des 6 dernières décennies

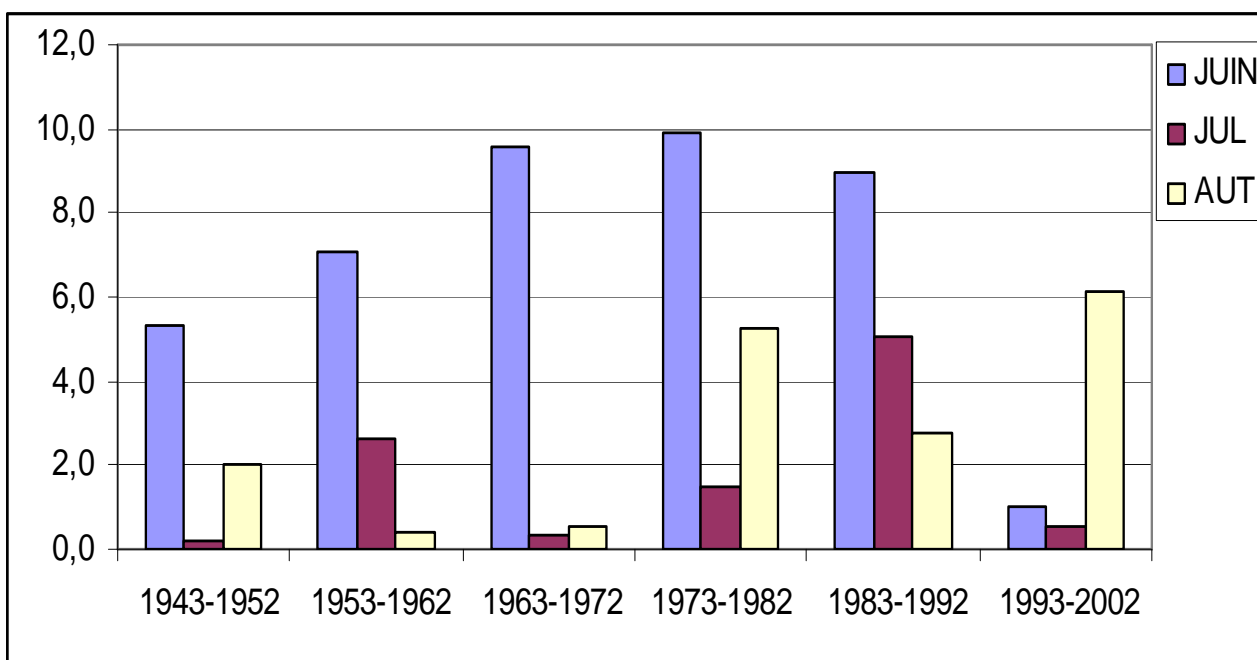


Figure N°41 : Evolution de la pluviométrie mensuelle au cours des 6 dernières décennies

II.1.2.3- Répartition saisonnière des précipitations: les histogrammes des précipitations saisonnières (figures N°29 et 30), montrent que l’hiver est la saison la plus pluvieuse alors que l’été correspond à la saison la plus sèche.

Les valeurs des précipitations mesurées durant la saison d’hiver, varient entre 110mm pour la station de Ghriss et 157mm pour celle de Nesmoth (figure N°42), avec une moyenne inter-saisonnière de 134mm (figure N°43).

Les valeurs de la saison la plus sèche, varient entre 8.4mm pour la station de Froha et 16.6mm pour la station de Sidi Kada , avec une moyenne inter-saisonnière d'environ 12mm.

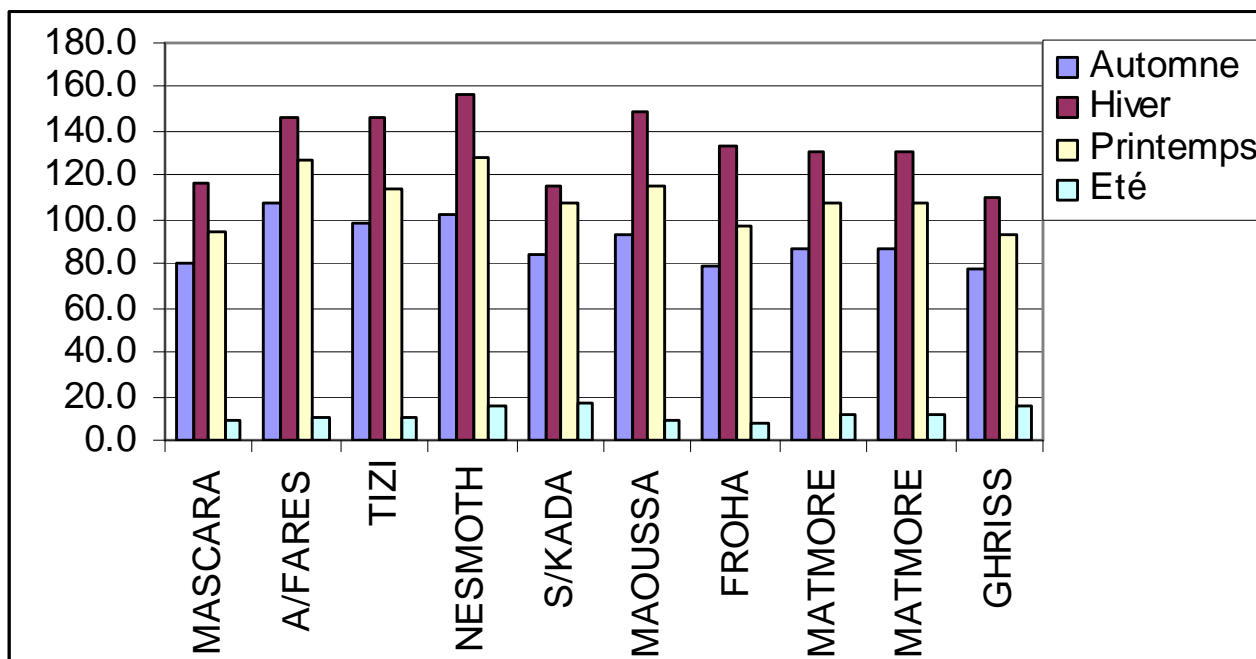


Figure42 : Evolution de la pluviométrie saisonnière (1943-2004)

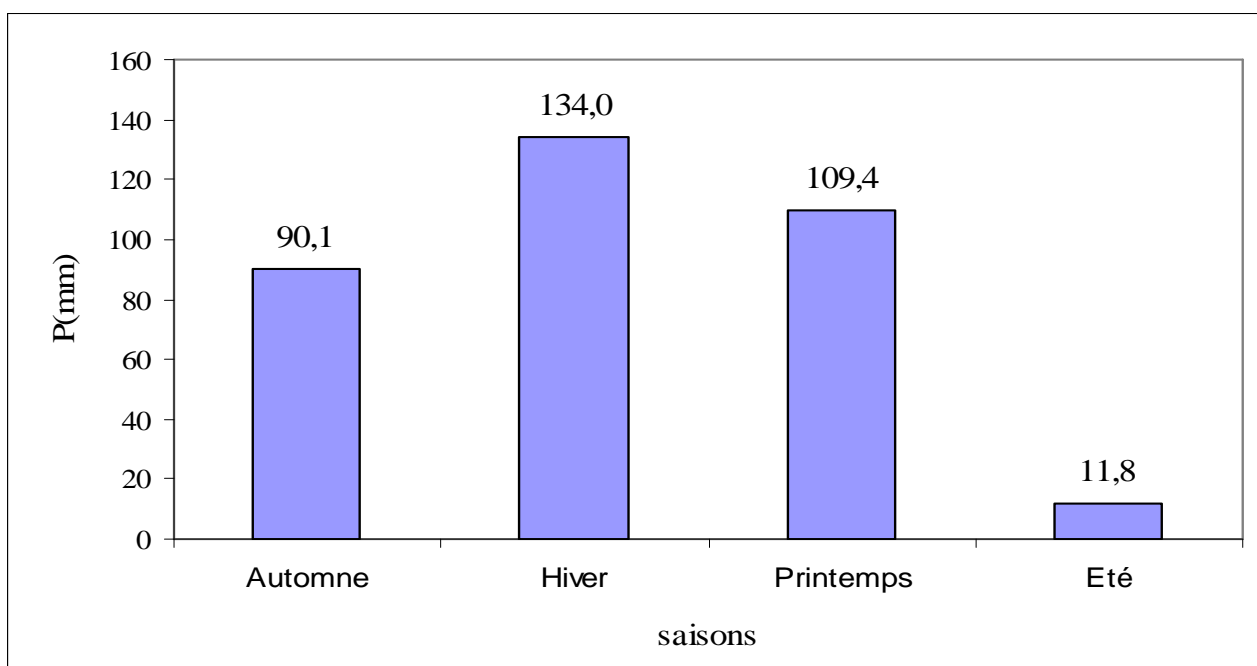


Figure 43: Précipitation saisonnière dans le bassin versant de oued Fekan (1943-2004)

La variation de la pluviométrie moyenne saisonnière pendant les six dernières décennies à la station de Matmore permet de constater que la saison d'hiver est la plus pluvieuse pour les trois premières décennies (figure 44). Le printemps est le plus arrosé durant les décennies (1973-1982 et 1983-1992), par contre la saison de l'automne pour la décennie (1993-2002) est considérée comme la plus humide. Par ailleurs, l'été constitue durant toutes les décennies la saison la plus sèche.

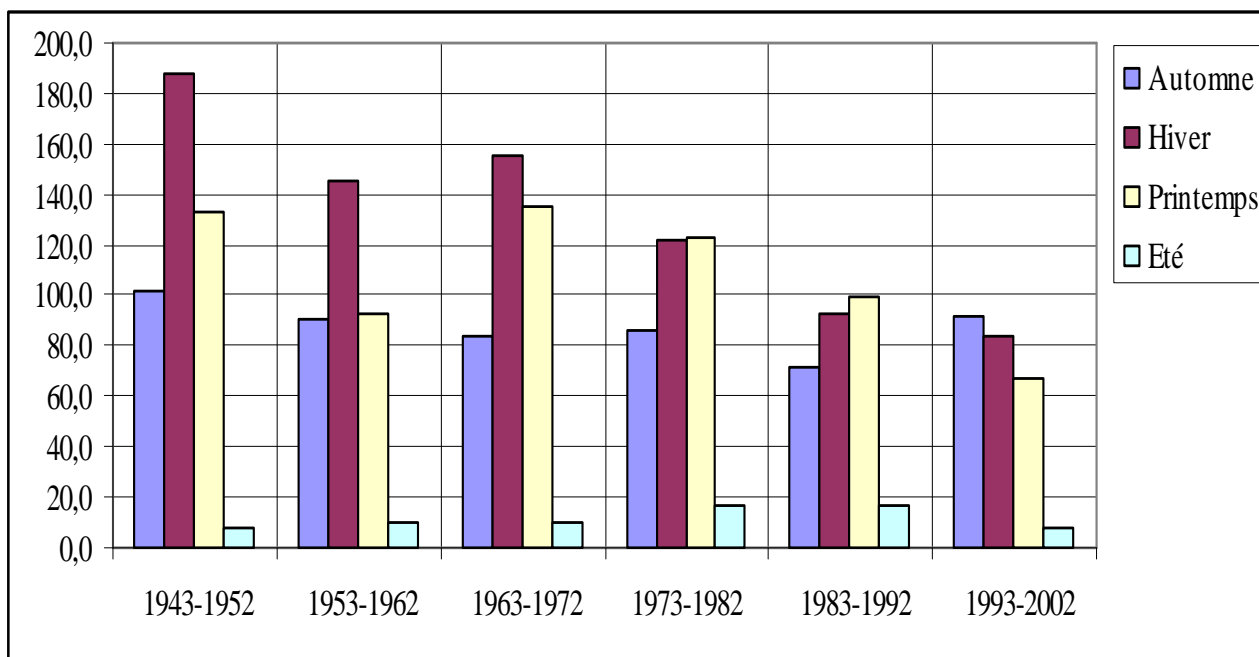


Figure 44: Evolution de la pluviométrie saisonnière au cours des 6 dernières décennies (Station de Matmore)

La station de Matmore reçoit environ 250mm durant la dernière décennie (1993-2002), alors que durant la première décennie (1943-1952) la pluviométrie moyenne était de 430mm, ce qui donne une régression de 42%.

II.1.2.4- L'analyse en composantes principales (ACP) :

Elle sert à mettre en évidence des similarités ou des oppositions entre variables et à repérer les variables les plus corrélables.

II.1.2.5- Principe de l'ACP:

L'ACP consiste à remplacer une famille de variables par de nouvelles variables de variance maximale, non corrélées deux à deux et qui sont des combinaisons linéaires des variables d'origine. Ces nouvelles variables, appelées composantes principales, définissent des plans factoriels qui servent de base à une représentation graphique plane des variables initiales. L'interprétation des résultats se restreint généralement aux deux premiers plans factoriels, sous réserve que ceux-ci expliquent la majeure partie de la variance du nuage des variables initiales.

On procède une analyse des précipitations mensuelles des neuf stations qui représentent la zone d'étude.

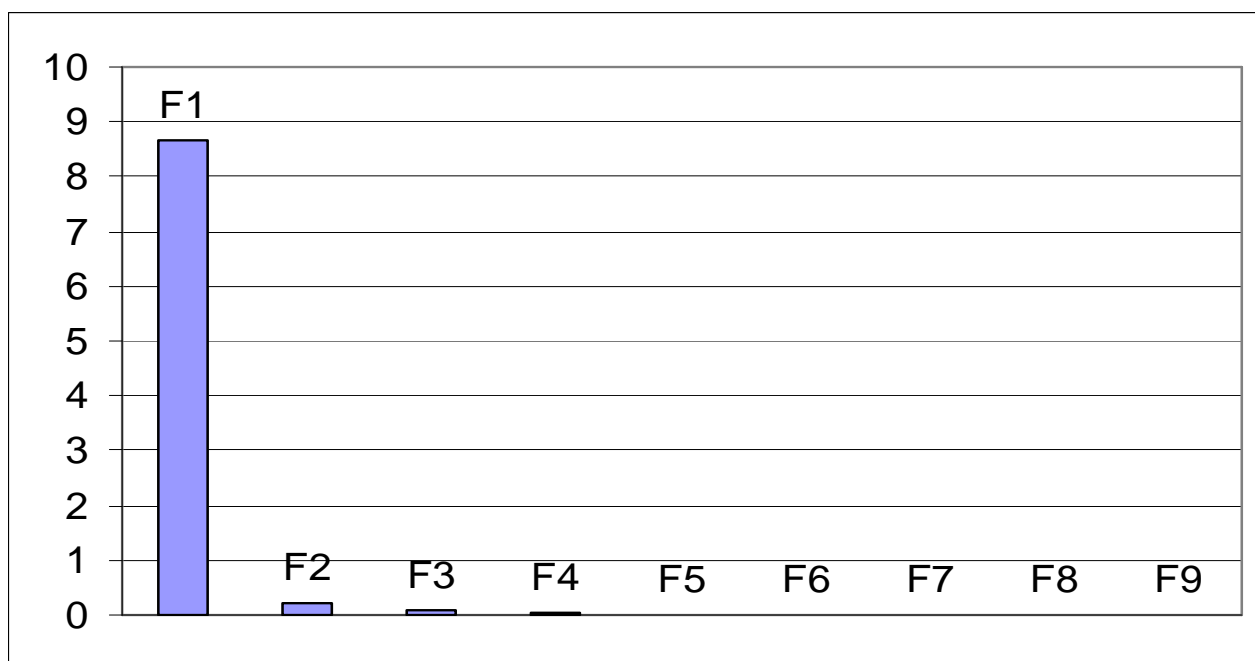


Figure N°45 : Valeurs propres

On remarque que le premier facteur a une valeur propre de 8.67 qui représente 96.33% d'information, ce qui lui confère un fort effet de localisation il a donc un fort effet de localisation. Le second est beaucoup moins informatif avec un pourcentage de 2.27%. Ce qui donne plus de 95% d'information par les deux principaux axes (figure N°45 et tableau N°20).

Tableau N°20 : caractéristiques du variance totale expliquée

	Valeur propre	% variance	% cumulé
F1	8.670	96.329	96.329
F2	0.204	2.271	98.600
F3	0.076	0.849	99.449
F4	0.023	0.254	99.703
F5	0.015	0.162	99.865
F6	0.007	0.074	99.939
F7	0.003	0.033	99.972
F8	0.002	0.027	100.000
F9	0.000	0.000	100.000

On essaiera ensuite d'analyser les corrélations inter-variables (stations) sur un plan les deux premiers facteurs.

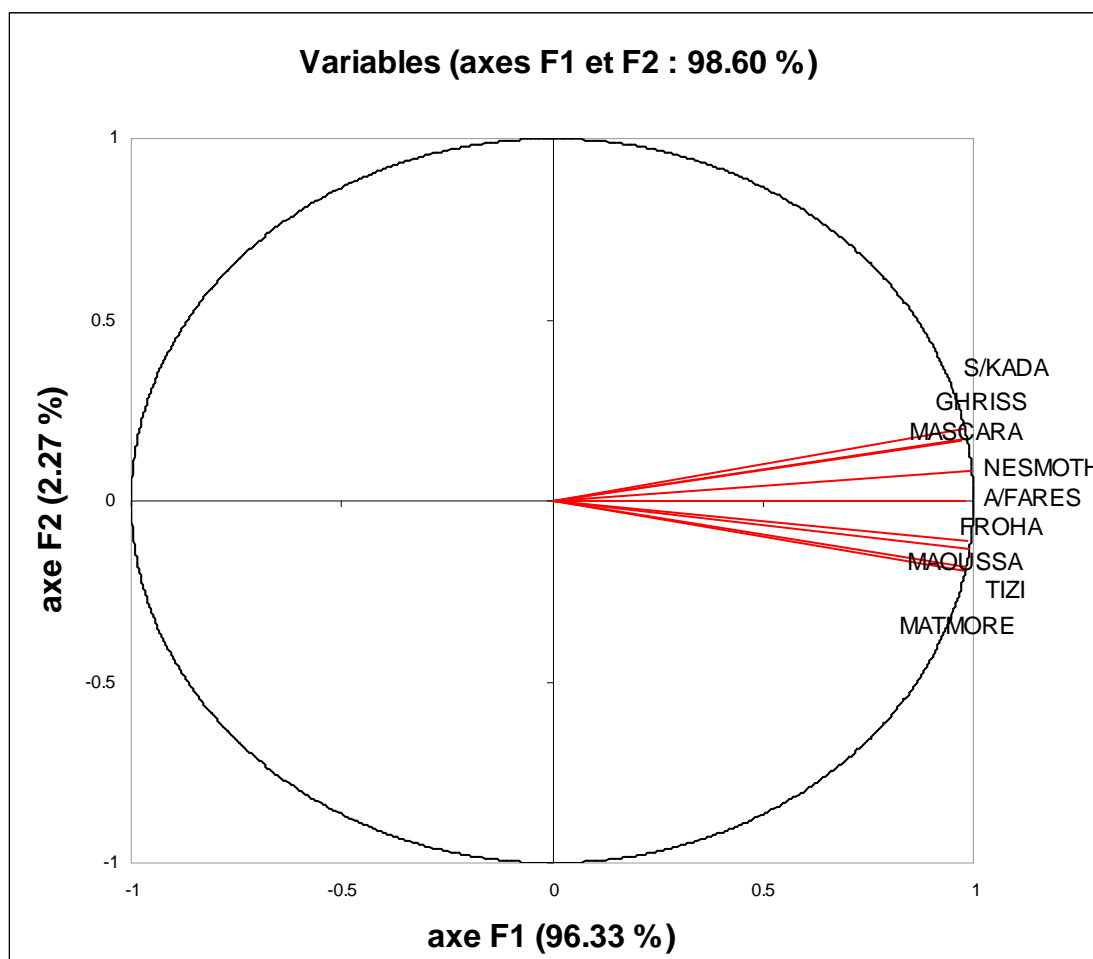


Figure N°46 : Corrélations inter-variables sur les deux premiers facteurs

Le graphique de la figure N°46, illustre les remarques suivantes :

- il existe deux groupes de stations, un qui comporte Sidi Kada, Ghriss, Mascara et Nesmoth et le deuxième groupe qui englobe Ain Fares, Froha, Matmore, Maoussa et Tizi.
- les deux groupes sont fortement corrélés positivement avec le premier facteur (elles sont très proches les une des autres).
- les deux groupes sont très fortement corrélés entre eux.

Les mois de Septembre, Décembre, Avril, Juin, Juillet et Août contribuent avec environ 72% de l'inertie sur le premier axe principal. Par contre les mois d'Octobre, Novembre, Janvier, Février et Mars, les plus pluvieux, participent avec plus de 87% de l'inertie du deuxième facteur (figure N°47).

Les mois d'été, les plus secs, semblent très éloignés des stations, et participent par conséquent très fortement de l'inertie (F1).

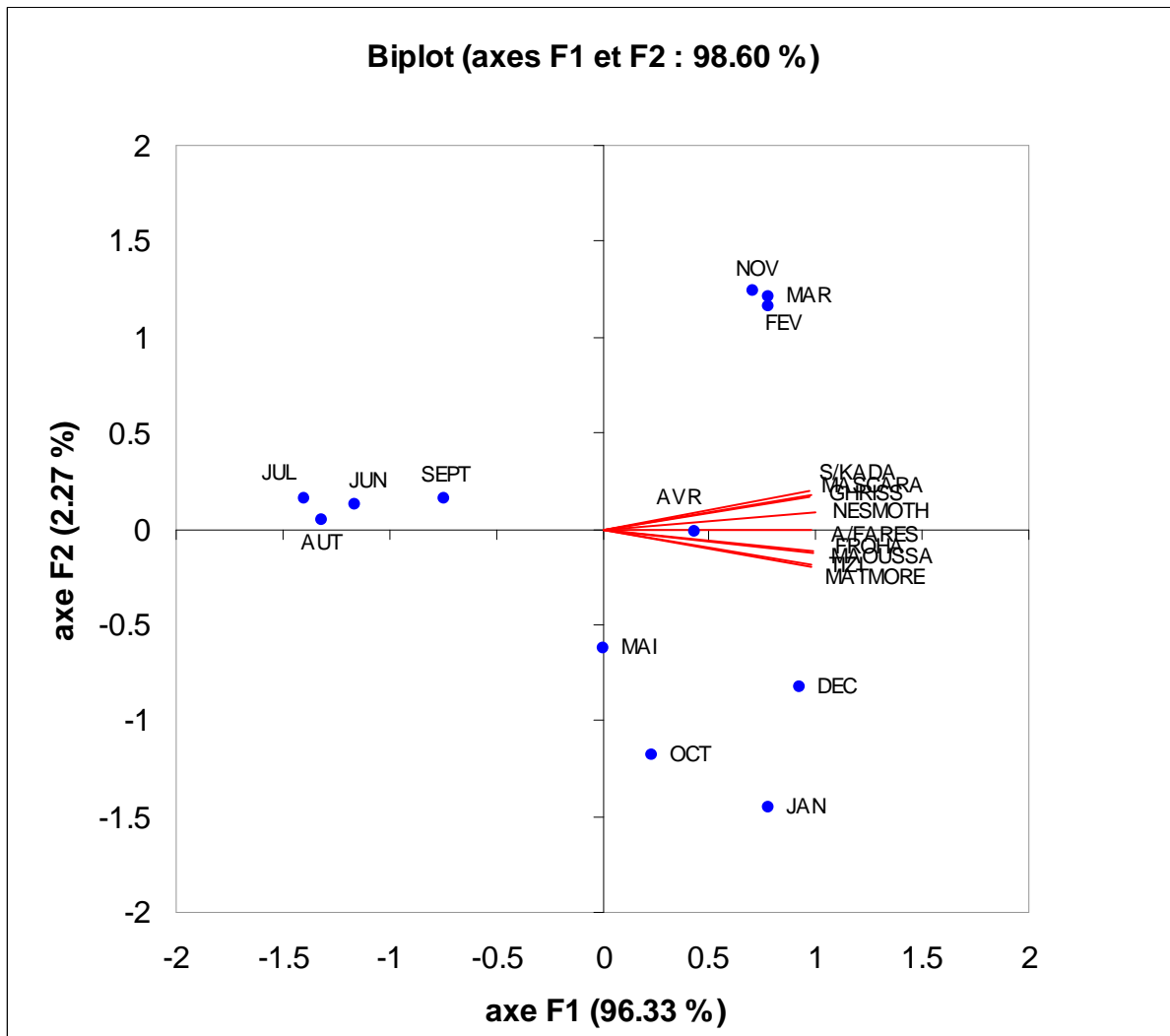


Figure N°47 : Diagramme des composantes

II.1.3-Etude fréquentielle des précipitations :

L'analyse de la variabilité interannuelle des précipitations est complétée par une étude fréquentielle, c'est-à-dire l'estimation des valeurs limites atteintes ou dépassées pendant la période étudiée.

II.1.3.1- La loi de Gauss (loi normale) : À chaque élément de l'échantillon, on associe une fréquence expérimentale au non dépassement. Les valeurs de P_i sont distribuées normalement, les points s'alignent sur une droite d'équation $P = P_{moy} + \sigma \cdot U$ à l'exception aux extrêmes (figure N° 48). P_{moy} est la moyenne des précipitations et σ l'écart type. D'après le test de Pearson, on rejette cette loi car le coefficient χ^2 est égale à 9.34 (annexe N°07.a) et car la probabilité de non dépassement $P(\chi^2) = 2.5\%$ est inférieure à 5%.

Ajustement à une loi Normale

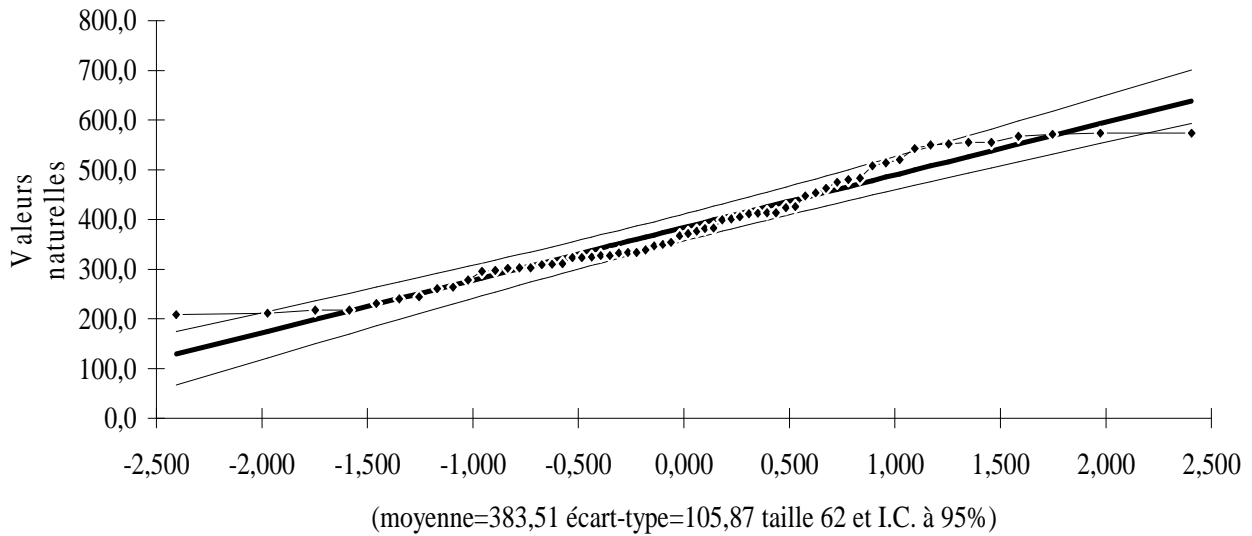


Figure N°48 : Ajustement à la loi normale de la précipitation moyenne interannuelle dans le bassin versant de l'oued Fekan (1943-2004)

II.1.3.2- La loi Galton (la loi log-normale) : Parmi les nombreuses lois possibles, on retiendra celle de Galton: $U = a \log (x-x_0) + b$. On remarque que l'on passe de la loi de Gauss à la loi de Galton en faisant le changement de variable de x en $\log (x-x_0)$. Le test de Pearson donne χ^2 qui est égale à 3.61 (annexe N°07.b) et une probabilité de non dépassement $P(\chi^2)$ de 47.25%. En fait, cette probabilité est supérieure à 5%, ce qui indique une bonne adéquation de la loi (figure N°49).

Ajustement à une loi Log-normale

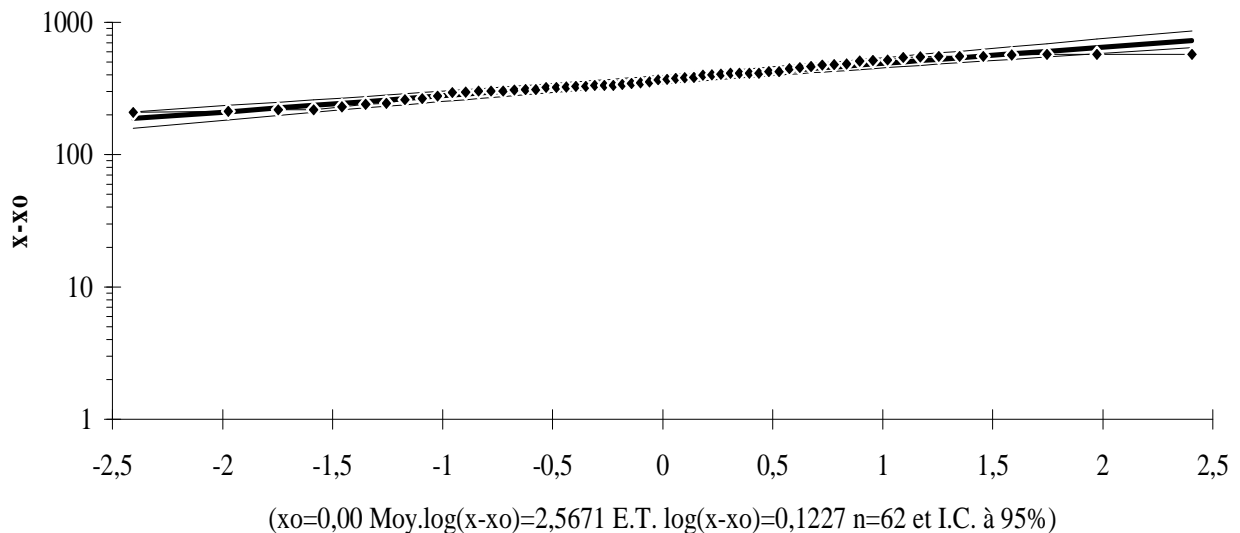


Figure N°49 : Ajustement à la loi log-normale de la précipitation moyenne interannuelle dans le bassin versant de l'oued Fekan (1943-2004)

II.1.3.3- la loi racine normale :

Un bon ajustement graphique de la loi théorique de la loi racine normale $\sqrt{P} = \sqrt{P_{moy}} + \sqrt{\sigma}U$, est illustré dans la figure N°50. Le test de Pearson donne χ^2 qui est de 5.93 (annexe N°07.c) et que la probabilité de non dépassement $P(\chi^2)$ est égale à 14.52%, ce qui indique une bonne adéquation de la loi.

Ajustement à une loi racine-normale

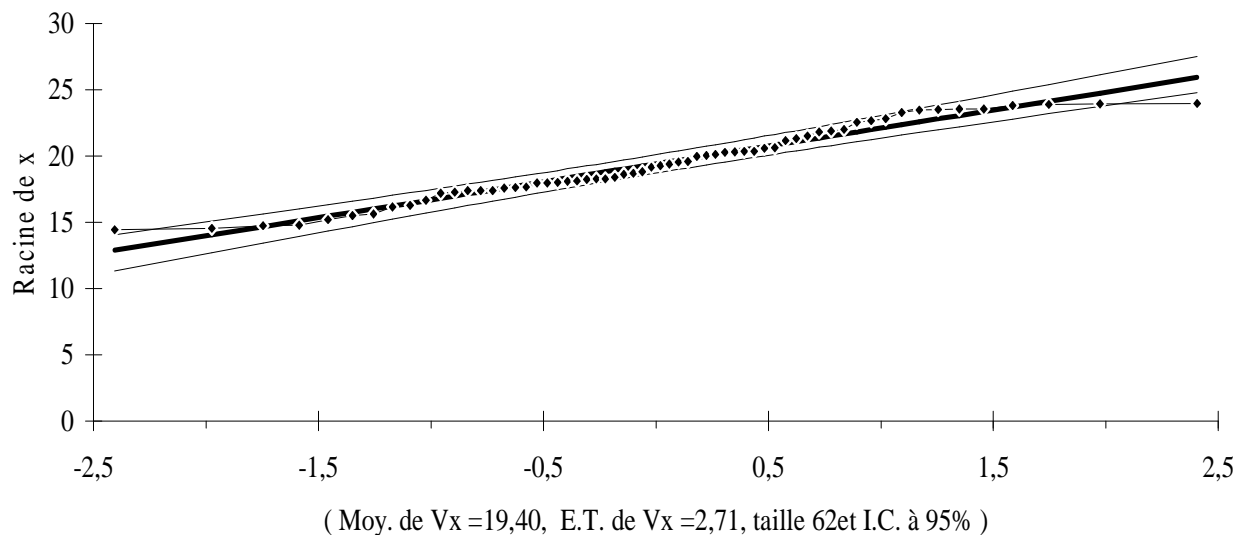


Figure N°50: Ajustement à la loi racine normale de la précipitation moyenne interannuelle dans le bassin versant de l'oued Fekan (1943-2004)

Tableau N°21 : Test de χ^2 des différentes lois

La loi	Test χ^2	$P(\chi^2)$	Observation
Gauss (normale)	9.36	2.5%	rejetée
Galton (log-normale)	3.61	47.25%	acceptée
Racine normale	5.93	14.52%	acceptée

La loi log normale, qui présente une probabilité plus élevée, est la plus adéquate pour notre échantillon (pluviométrie interannuelle).

II.1.4-calcul des précipitations fréquentielles:

L'estimation se fait en appliquant l'équation de la variable réduite de la loi de Galton sur les précipitations fréquentielles. Considérant les années humides et les années sèches, nous déterminons les précipitations pour les différentes périodes de retour.

Tableau N°22 Précipitation annuelles fréquentielles

Période de retour (T) ans	Année humide $F = \frac{1}{T}$			Année sèche $F = \frac{T-1}{T}$		
	10 ans	50 ans	100 ans	10 ans	50 ans	100 ans
Fréquence au dépassement 1/T	0.1	0.02	0.01	0.90	0.98	0.99
Variable réduite U	1.28	2.05	2.32	-1.28	-2.05	-2.32
	521.6	647.7	698.9	253.8	204.4	189.4

CHAPITRE IV: Étude hydrologique

Introduction:

L'étude de l'impact de l'évolution du climat sur le régime d'écoulement de surface nécessite la connaissance des paramètres hydrologiques et leur variabilité spatio-temporelle.

A cet égard, nous proposons une étude hydrologique, en vue d'évaluer les caractéristiques des écoulements superficiels du bassin.

Le bassin versant dispose d'un chevelu hydrographique assez dense qui est caractérisé par un cours d'eau principal de Oued Fekan.

Les données hydrologiques ont fait l'objet d'une étude statistique afin d'étudier la variabilité temporelle du débit qui permet de caractériser les régimes d'écoulements au sein de notre bassin versant. On s'est basé sur l'analyse de séries de données hydrométriques enregistrées au niveau de la seule station de jaugeage d'Ain Fekan, installée à l'exutoire du bassin versant.

IV.1- Etude des écoulements annuels :

La période d'observation des débits de la station d'Ain Fekan, est moins longue (1968-2004). Cette série qui s'étale sur 36 ans, comporte néanmoins des lacunes entre 1977-1972 et 2002-2004. Les apports entre ces années lacunaires sont reconstitués par corrélation de la régression linéaire avec la station "des trois rivières", située en aval.

Les relevés de débits de la station principale (Ain Fekan), a permis le tracé de la courbe des variations moyennes annuelles des débits pour la période 1968-2004. Cette courbe montre une irrégularité très nette (Figure N°51).

Les différents paramètres de débits annuels sont présentés dans le tableau N°23. P=335,3mm.

Tableau N°23 : les différents paramètres de débit (1968-2004)

Débit moyen annuel (m ³ /s)	Débit spécifique (l/s/Km ²)	Lame d'eau écoulée (mm)	Apport moyen annuel Hm ³)	Coefficient de l'écoulement (Ke)
3.52	2.93	92.55	79,786	24.3 %

Le régime hydrologique de l'oued Fekan diminue rapidement pour atteindre un débit nul en 1991-1992 et en 1992-1993 (figure N° 54), puis augmentation progressivement jusqu'à un maximum de 8.87 m³/s en 1994-1995.

La période de 1983 à 2003 montre des faibles débits (à l'exception de l'année 1994-1995), influencés par la sécheresse généralisée qui règne sur tout l'ouest de l'Algérie [1]. Les différents paramètres statistiques des débits moyens interannuels sont représentés dans le tableau suivant où on note un coefficient de variation élevé (0.85).

Tableau N°24 : Paramètres statistiques des débits moyens interannuels

Moyenne	Somme	Minimum	Maximum	Variance	Ecart-Type	Coefficient de variation
3,52	126,74	0,00	8,87	8,94	2,99	0,85

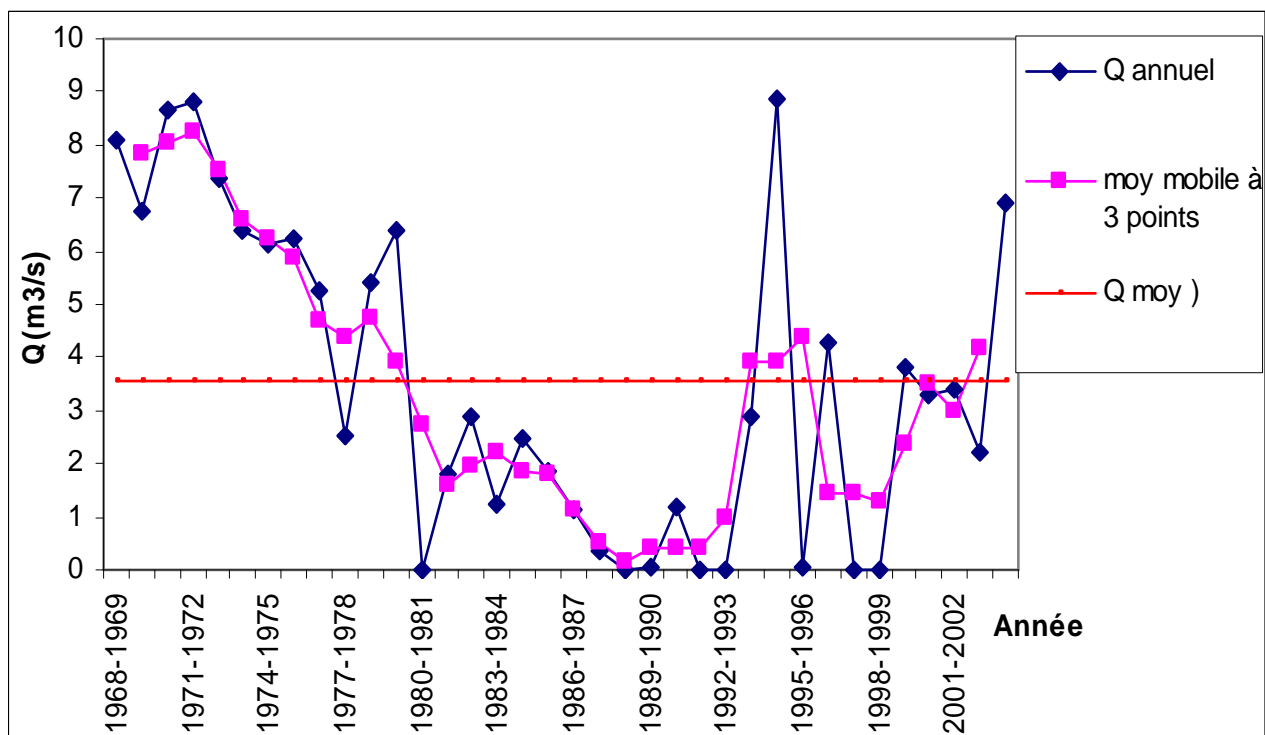


Figure N°51 : Débit moyen interannuel et moyen mobile de la station de Ain Fekan (1968-2004)

La variation interannuelle des indices centrés réduits des modules des débits, montre les différentes périodes sèches et humides (figure N°52). La période qui s'étale de 1968 à 1979 est excédentaire et le reste de la série est hydrologiquement déficitaire à l'exception des années 1994-1995 et 2003-2004.

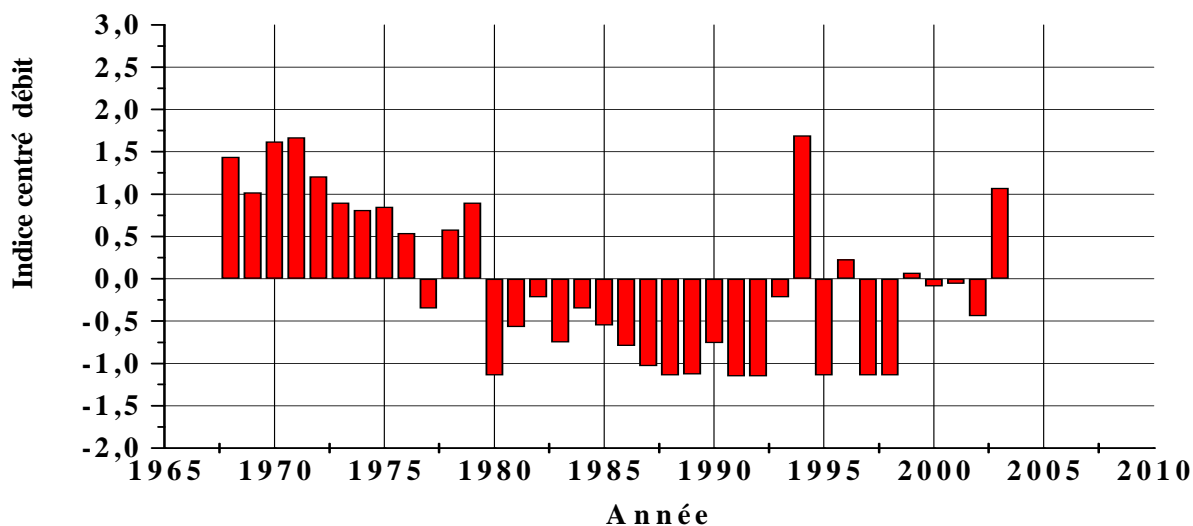


Figure N°52 : Variation interannuelle des indices centrés réduits des modules des débits

IV.2- Débits moyens mensuels interannuels :

La figure N°53 représentant l'évolution des débits moyens mensuels dans le bassin versant de Oued Fekan durant la période 1968- 2004, montre que les débits minimaux caractérisant le mois de juillet avec $0.203\text{m}^3/\text{s}$ et les débits maximum se manifestent durant le mois de mars. Il y'a une nette irrégularité dans l'écoulement entre deux périodes d'intensité différentes:

- une période des hautes eaux entre janvier et mai;
- une période des basses eaux entre juin et décembre. Les étiages se produisent en général en juin jusqu'à octobre.

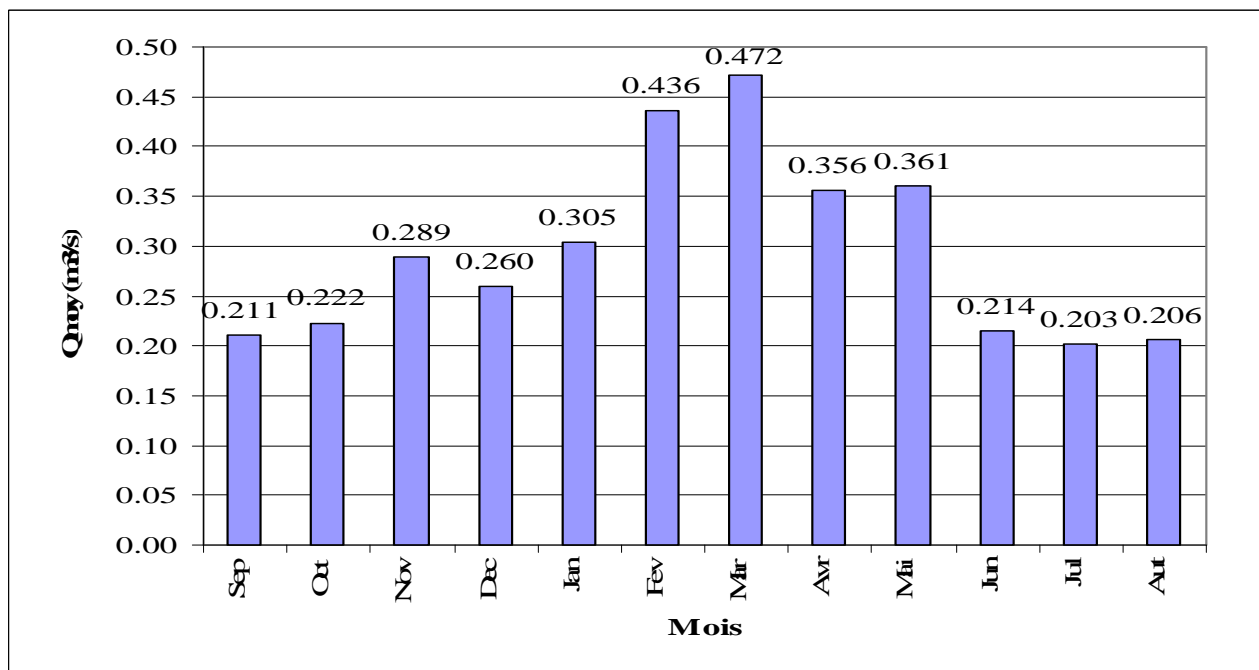


Figure N°53 : Débit intermensuel moyen de la station de Ain Fekan (1968-2004)

La figure N°54 présente le coefficient d'hydraulicité des apports de la rivière d'oued Fekan. Elle indique les années humides et les années sèches. La période (1981-2004) est hydrologiquement sèche à l'exception des années 1994-1995 et 2003-2004 (figure N°54 et annexe N°08).

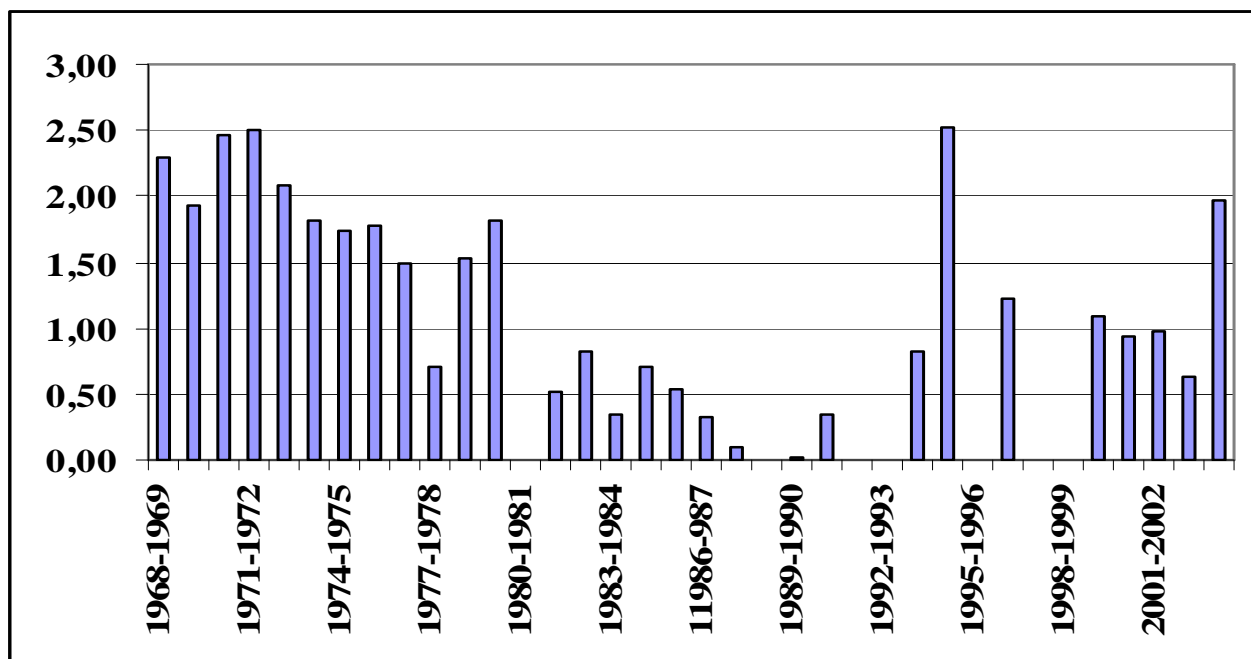


Figure N°54 : Indice d'hydraulicité de la station de Ain Fekan (1968-2004)

La comparaison entre la pluie qui tombe sur l'ensemble du bassin versant et le débit qui s'écoule par son exutoire par la méthode de régression linéaire simple, montre une bonne corrélation avec un coefficient de corrélation R de l'ordre de 0,88 (Figure N°55). Il en résulte que l'écoulement superficiel et le climat (pluviométrie) sont fortement liés. Les débits et le climat sont fortement liés [17].]. L'équation de corrélation s'écrit comme suit: $Q = -6,97 + 3,03 * P$ avec $R=0,88$

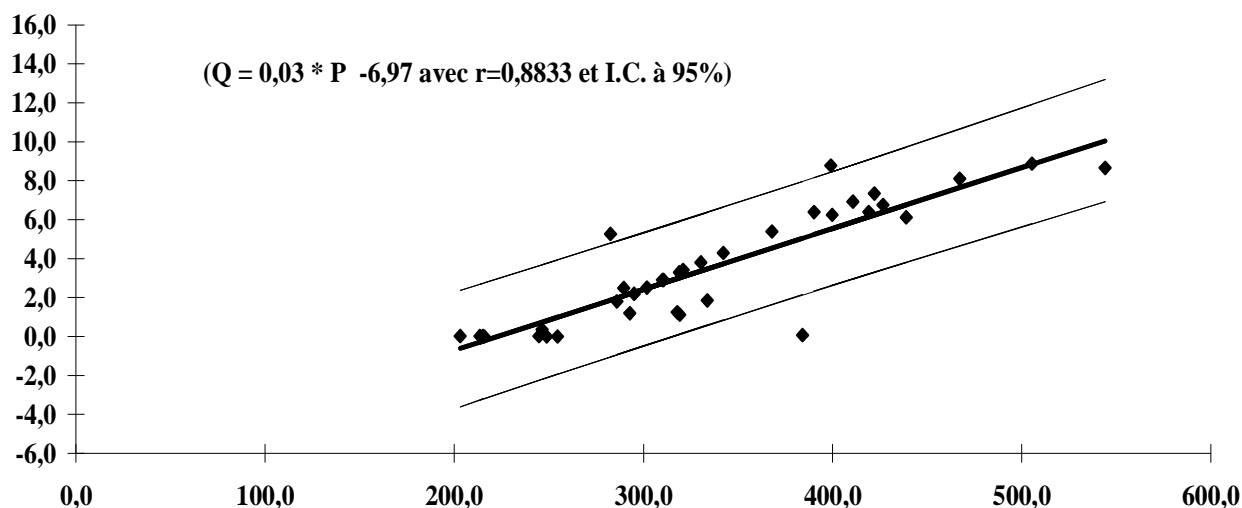


Figure N°55 : Relation débit- pluie

L'indice ou coefficient d'écoulement (rapport écoulements / précipitations) varie très sensiblement d'un cours d'eau à l'autre. Il dépend en particulier du climat, du cumul annuel de pluie, de sa répartition au cours de l'année, des caractéristiques géomorphologiques et géologique des bassins versants et de l'occupation des sols. L'indice d'écoulement est généralement supérieur à 50% dans

le cas des bassins versants méditerranéens ou de montagne. En revanche, il est inférieur à 20% dans le cas de certains cours d'eau [18], particulièrement dans les régions arides et semi arides. Ce coefficient dans notre cours d'eau est environs 24.3% (figure N°56).

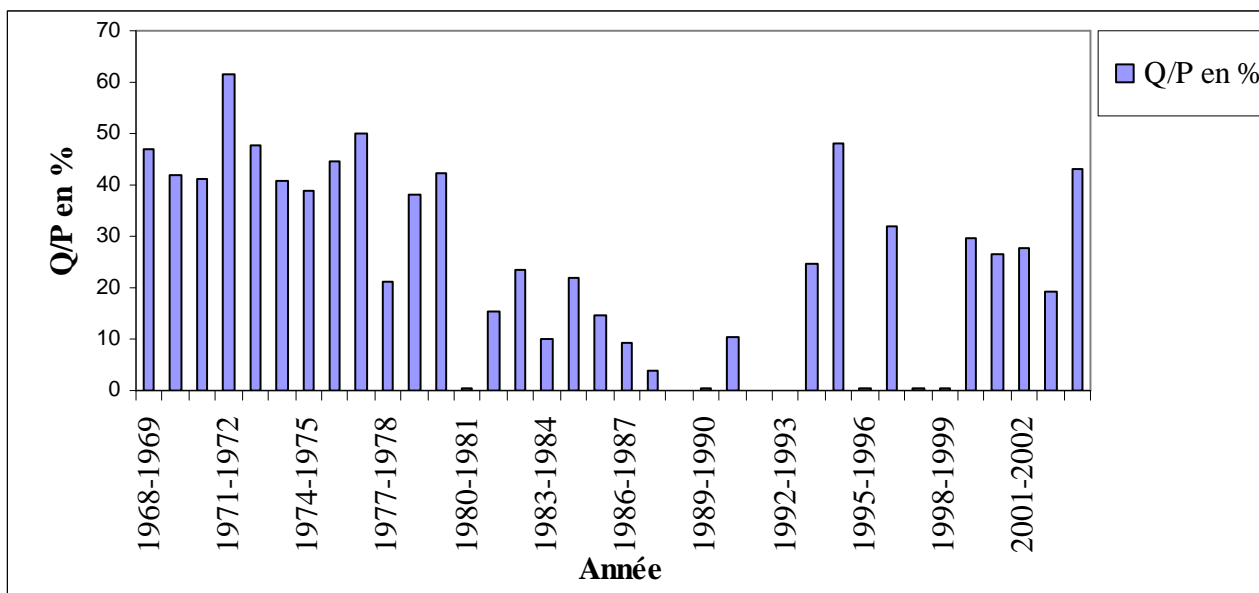


Figure N°56 : Coefficient d'écoulement de la station d'Ain Fekan (1968-2004)

La figure N°57 montre que la diminution des débits est plus remarquable depuis 1980-1981 jusqu'à la fin de la période d'observation à l'exception des années 1994-1995 et 2003-2004. Cette diminution suit le même rythme que celle des précipitations sur la même période. Les fluctuations récentes montrent que les ressources en eaux de surface diminuent d'une manière remarquable durant cette période.

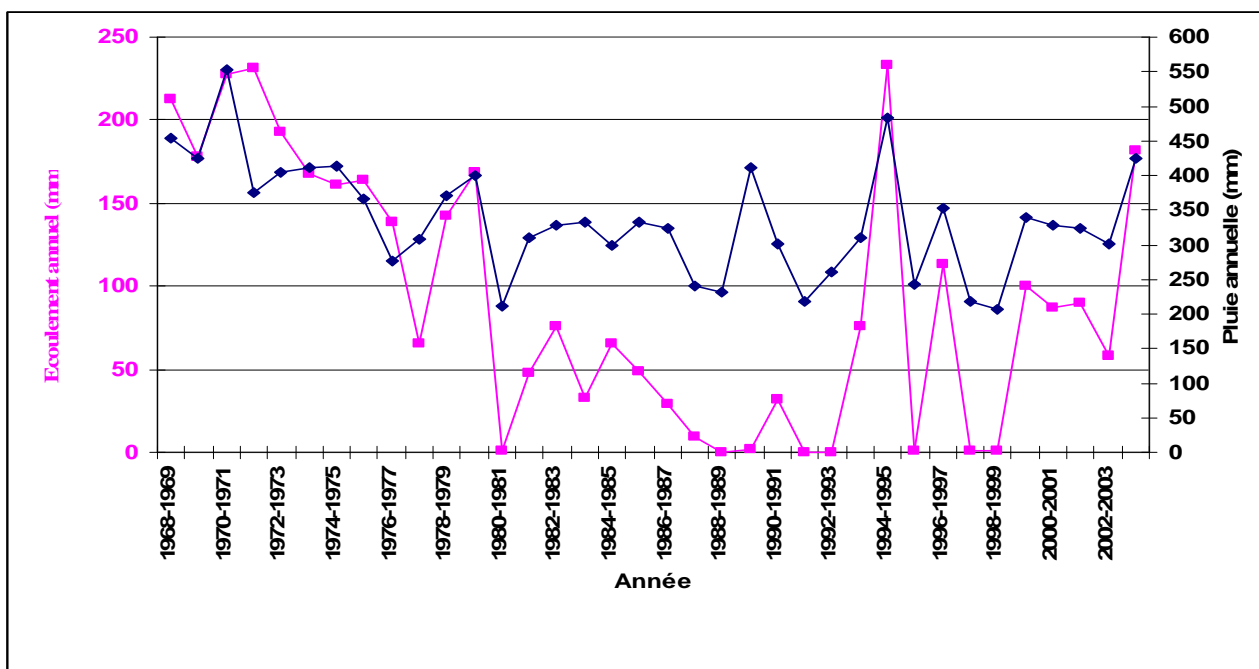


Figure N°57 : Pluie annuelle et la lame d'eau écoulée

IV.3- Ajustement des différentes lois :

La loi la plus adéquate est celle de Gauss (normale). La figure N° 58, montre un bon ajustement de la loi normale au débit moyenne interannuel, à l'exception des valeurs minimales, qui présentent un certain décalage par rapport à la droite théorique. La loi racine normale ne s'ajuste pas à notre échantillon (figure N° 59).

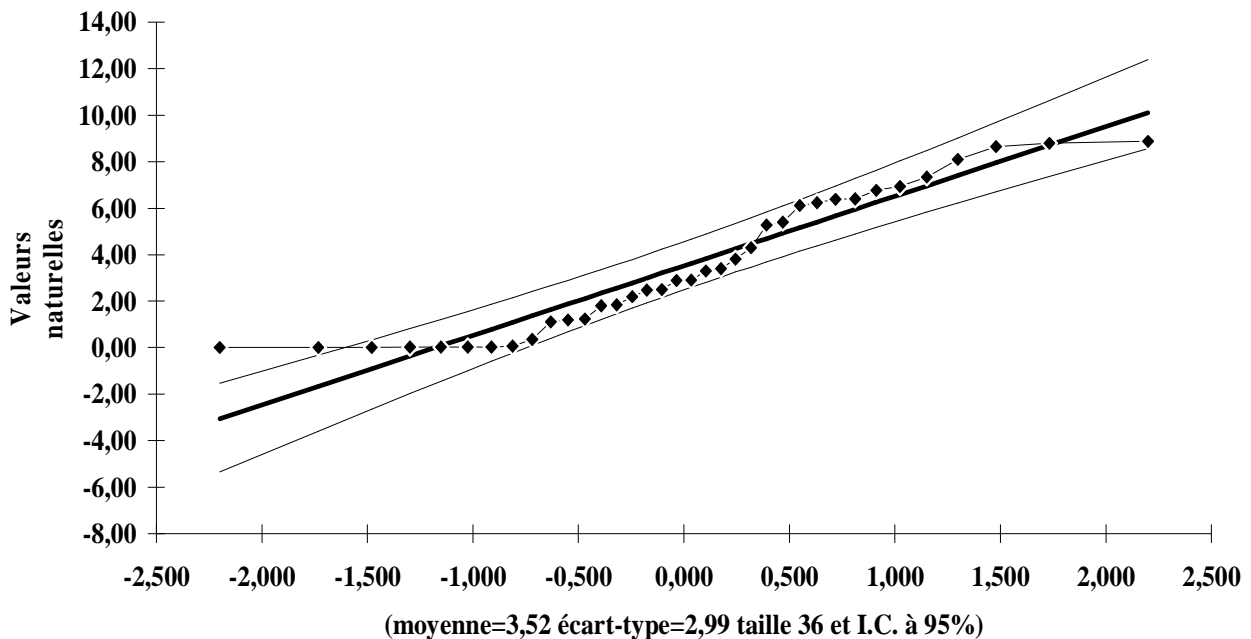


Figure N° 58 : Ajustement à une loi normale de débit moyen annuel de la station de Ain Fekan (1977-2004)
(moyenne=3,52 écart-type=2,99 taille 36 et I.C. à 95%)

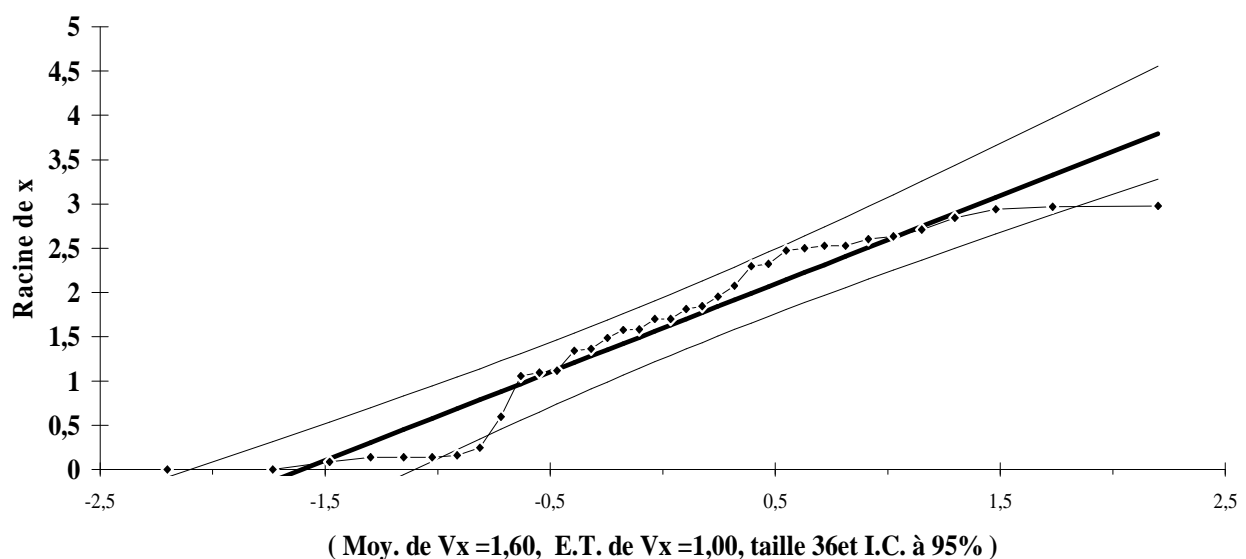


Figure N° 59 : Ajustement à une loi racine-normale de débit moyen annuel de la station de Ain Fekan (1977-2004)
(Moy. de $V_x = 1,60$, E.T. de $V_x = 1,00$, taille 36 et I.C. à 95%)

CHAPITRE V:Etude géologique

Introduction:

L'écoulement souterrain est fonction des conditions géologiques des terrains traversés à savoir : pendage, épaisseur, relation tectoniques, perméabilité, etc. ...

La connaissance détaillée des lithofaciés et de leurs structures profondes et superficielles est donc nécessaire pour la compréhension du système hydraulique souterrain de la plaine de Ghriss. Cette synthèse géologique est étudiée grâce aux travaux de géologue P SOURISSEAU (1973).

V.1- Cadre géologique:

V.1.1 Oranie : La structure actuelle de l'Algérie du Nord est la conséquence des mouvements hercyniens et alpins qui ont permis l'individualisation de plusieurs domaines qui sont du nord au Sud.

V.1.1.1- Le Tell est forme le segment de la chaîne alpine orientée grossièrement Est-Ouest.

V.1.1.2- Le domaine Tlemcénien ou Mesta oranais: il est constitué, à l'Ouest de l'Algérie, un secteur de transition entre le domaine tellien et les hautes plaines oranaises.

V.1.1.3- Les hautes plaines oranaises: elles sont bordées au nord par la Meseta oranais et au sud par l'atlas saharien, les hautes plaines Oranaises ont pour limite méridionale est marquée par une série de fractures correspondant à la flexure Nord - Atlasique.

V.1.1.4- L'Atlas saharien : Les séries rencontrées correspondent à des sédiments mésozoïques plissés au cours des phases orogéniques Tertiaire. La chaîne comporte de grands plis d'orientation WSW-ENE. La limite méridionale de l'Atlas saharien marquée par une série d'accidents constituant la flexure Sud- Atlasique.

V.1.2- Situation du secteur d'étude dans le contexte du alpin: Notre secteur d'étude fait partie du domaine Tellien, il concerne la plaine de Ghriss et les reliefs qui l'entourent, qui correspondent à des pointements Jurassiques [3]. Au plan structural, la plaine correspond à un fossé d'effondrement à substratum Jurassique et à remplissage plio- quaternaire.

V.1.3- Elément structurale du bassin versant : Dans le bassin étudié, nous distinguons trois unités de structure :

V.1.3.1-Bordure Nord et Ouest (les monts de Béni- Chougranne) : Ils constituent un arc de cercle allongé suivant une direction SSO et NNE où on peut y reconnaître une ossature créacée très plissés sous un recouvrement Tertiaire très épais.

Le créacé moyen et supérieur, formé de marnes et de bancs de calcaires gris à semelle de Trias gypseux et salifère, recouvre en contact anormal les terrains du Miocène anté- nappe. Sur ces terrains allochtones se sont déposés en deux phases discordantes, les formations du Miocène post-nappe et du Pliocène.

Les assises du Néogène, légèrement ondulées par la tectonique récente, couvrent actuellement, en presque totalité, la bordure méridionale des Monts des Béni- Chougranne.

V.1.3.2- Bordure sud et sud- Est (les monts de Saida) : Ils se présentent comme un plateau continu entre Sidi-kada et El-Hachem. Ils ont subi une tectonique cassante, avec mise en phase de horsts comme le Djebel Enfous et Bou Rhaddou cet ensemble calcaro-dolomitique du créacé à un pendage faible, 10° vers le Nord. La bordure sud des monts de Saida fait partie intégrante des Hauts plateau, zones rigides entre les sillons atlasiques au sud déformés à l'Eocène et bordé au Nord par un bassin sédimentaire Néogène dans lequel se sont mises en place nappes Telliennes.

V.1.3.3- Plaine de Ghriss :

La plaine de Ghriss est une cuvette d'effondrement, dont la subsidence est marquée par la flexure des couches du Néogène en bordure des monts des Béni- Chougranne. De nos jours, celle-ci se poursuit toujours et est compensée par l'alluvionnement argilo- sableux de l'Oued Maoussa. En profondeur, sur le substratum calcaréo-dolomitique du Jurassique supérieur, on trouve parfois, un conglomérat de base, surmonté par un remplissage d'argiles et de marnes grises et vertes marines du Miocène inférieur et moyen. A cette époque certains sommets ont échappé à l'invasion marine et sont restés immergés. À leur pied, se sont déposés des sédiments détritiques provenant de leur destruction par érosion. Après le retrait de la mer Miocène, aucune autre transgression marine n'a atteint la plaine de Ghriss. La mer Astienne qui apporte des sables et des grès recouvre les Béni-Chougranne, mais ne dépasse pas la région de Tighennif. Dans le sud s'installe sous climat continental, une activité érosive intense, qui permet l'accumulation de sables, de galets et de dépôt conglomératiques argileux qui s'entassent à proximité des reliefs, faute d'agents transporteurs. Le centre de la plaine et une partie de Béni- Chougranne sont occupés par un grand lac où se déposent des calcaires blancs crayeux. Vers l'Est de Maoussa, le faciès lacustre n'est représenté que par des marnes blanches crayeuses riches en minéraux argileux bruns, verts et jaunes, constituant un passage latéral à un faciès imperméable.

Entre Ghriss et Froha demeure un vaste couloir qui n'est pas envahi par le lac. Une sédimentation détritique avec des argiles rouge et des passages de graviers roulés, enrobés d'argile se poursuit alors.

V.1.4-Litho stratigraphie : la succession stratigraphique telle que reconnue à l'affleurement et grâce aux données de sondages, de bat en haut:

V.1.4.1-Le secondaire:

V.1.4.1.1-Le Trias: Il est inconnu dans le bassin versant. On le rencontre dans les monts de Beni-chougrane à la base des nappes du Crétacée en accident diapirique, au sud, dans la vallée de l'oued Taria. Il est toujours gypseux, parfois salifères, accompagnés de roches vertes (ophites et gabbros), de dolomies, cargneules et brèches fétides et de marnes bariolés.

V.1.4.1.2- Le Callovo-oxfordien: Il affleure au sud du bassin, dans la vallée de l'oued Taria. C'est un ensemble de bancs gypseux peu épais alternant avec de puissantes séries d'argiles et de marnes grises, jaunes et vertes. Son épaisseur est de l'ordre de 250m.

V.1.4.1.3-Le Lusitanien: Il affleure dans la partie sud des monts de Sidi Kada et a été rencontré en sondage à la base de la plaine de Ghriss. Il est composé d'une alternance de bancs gréseux et dolomitiques. La puissance totale de la formation est de l'ordre de 150m.

V.1.4.1.4- Le Jurassique supérieur: Il comprend le Kimméridgien supérieur et le Purbeckien. Il affleure largement tout au long de la bordure méridionale de la plaine de Ghriss et constitue le substratum résistant effondré. Au sommet, la série renferme des calcaires gris à pâte fine, zoogènes, riches en Nérimées et Polypiers. La formation se poursuit avec des calcaires dolomitiques et dolomies intercalées, de bancs calcaréo-dolomitiques, où on observe des petits niveaux de marnes noires. La puissance totale de la formation dépasserait 300 ou 400m.

V.1.4.1.5-Le Crétacé inférieur: Attribué à l'Hauterivien, le Crétacé inférieur affleure en amont du bassin versant à l'ouest du Djebel Enfouss et dans le sud-ouest de la plaine de Guerdjoum. Il est représenté par des calcaires gréseux devenant plus argileux en profondeur et des grès fins argileux.

V.1.4.2- Le tertiaire [3]:

V.1.4.2.1 –L'Eocène: Il affleure sur bordure ouest de la plaine de Ghriss. Il est représenté par une alternance de bancs métriques grésocalcaires et de couches argilo-marneuses de plusieurs mètres d'épaisseurs.

V.1.4.2.2- L'Oligocène: Il affleure dans les monts Beni-Chograne et à l'Est de Tighenif. Cet étage présente les mêmes faciès que l'Eocène qu'elle recouvre en discordance. Elle est constituée de couches argilo-marneuses avec alternance de bancs de grès.

V.1.4.2.3- Le Miocène: Il affleure dans les monts de Beni-Chograne. C'est un ensemble monotone, très épais, à prédominance de marnes vertes, avec de passage très riche en macrofaunes de Gastropodes et de Lamellibranches et un conglomérat de base polygénique. Sous la plaine, le Miocène constitue les terrains qui ont comblé les fosses d'effondrement du Jurassique supérieur, et forme le toit imperméable de la nappe d'eau des grès et calcaires lacustres du Pliocène.

V.1.4.2.4- Le Pliocène: On le rencontre dans les monts de Beni-Chograne et sous le recouvrement de la plaine. Il est subaffleurement sous une couche mince de limons. A la base de la série on observe des grès marins transgressifs qui ont été déposés par la mer de l'Astien, venue du Nord. Au sommet, les grès passent à des sables consolidés de plage, et des dunes de couleur jaune. L'épaisseur du Pliocène varie entre 40 et 100 m.

En bordure des monts de Sidi Kada, ces calcaires lacustres d'âge Pliocène sont absents et sont remplacés par des grès cassés de couleur jaune et grise.

V.1.4.1.3- Le Quaternaire[3]:

On observe sur toute la bordure Ouest et Nord de la plaine de Ghriss, des argiles rouges détritiques qui surmontent les calcaires lacustres. Au Quaternaire moyen, une terrasse alluviale de sables fins accompagnés de quelques petits graviers détrimétriques, a envahi la région comprise entre Maoussa et Tighenif.

V.1.4.1.4- Actuel [3]: les sols de la plaine sont principalement formés par les sables limoneux et argileux dont l'épaisseur ne dépasse pas 6 mètres. La nature de ces dépôts dépend de deux facteurs: du transport, et la nature roche mère sous-jacente. Ces formations forment le support agricole de la région.

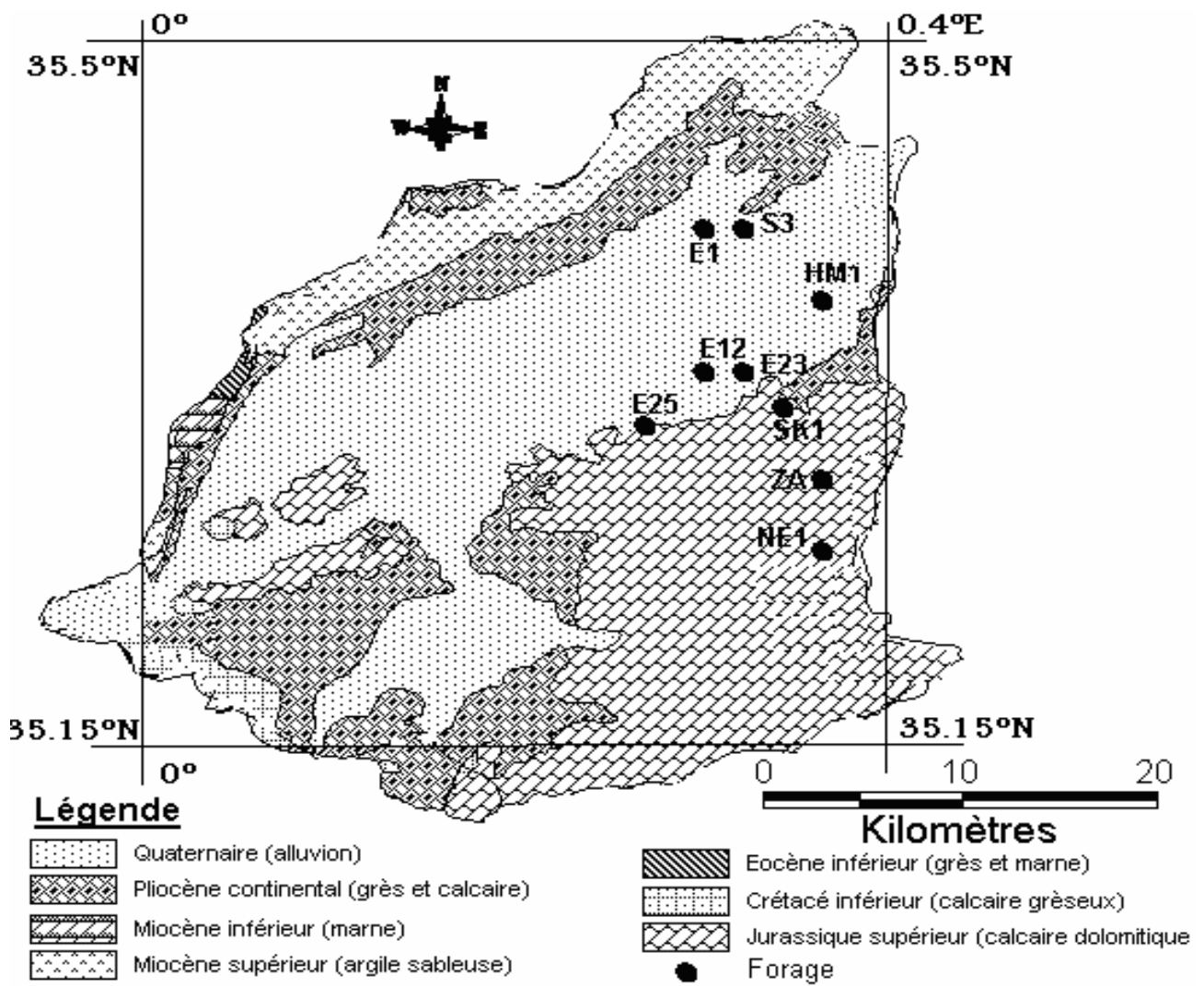


Figure N°60: Carte géologique du bassin versant d'oued Fekan [19]

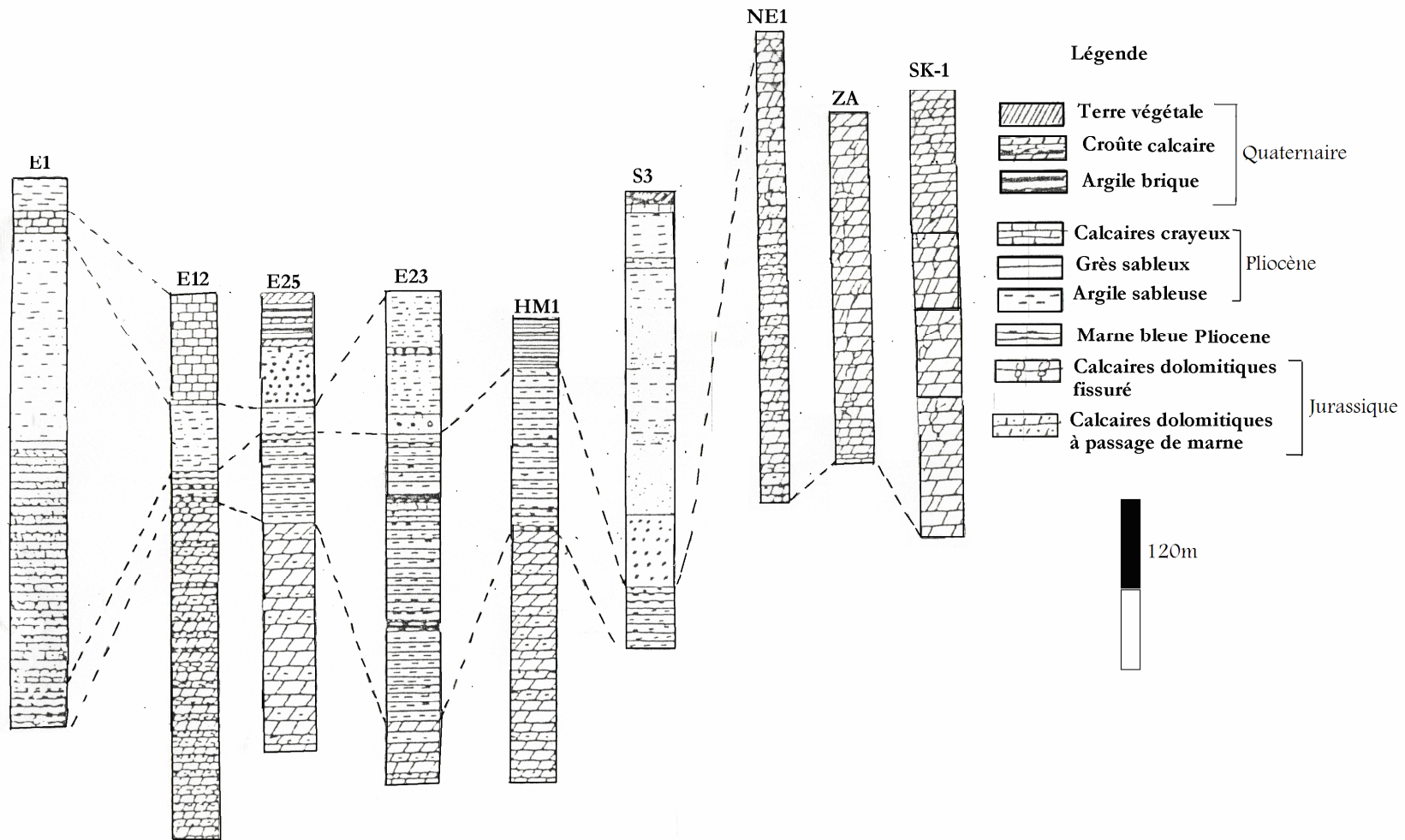


Figure N°61 : Coupe stratigraphique [P. SOURISSEAU, 1973]

CHAPITRE VI : Étude hydrogéologique

VI.1- définition des aquifères :

Sur la base des connaissances requises à partir de l'étude géologique, nous pouvons individualiser les formations aquifères par leurs caractéristiques structurales et lithologiques.

L'étude hydrogéologique consiste à reconnaître la géométrie des aquifères, le comportement des eaux souterraines et les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe.

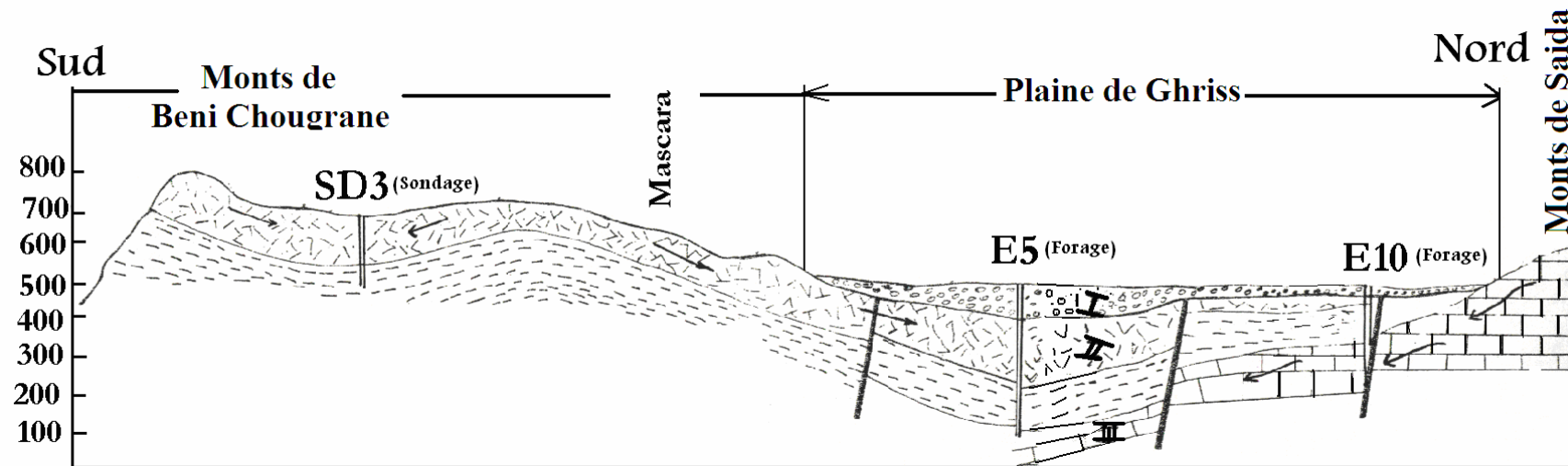
La plaine de Ghriss une unité hydrogéologique indépendante, formée par une superposition de couche perméable, aquifères séparées par des formations imperméables qui retiennent et mettent en charge ces nappes. Ainsi, quatre différents aquifères ont pu être identifiées, soit de haut en bas, de la plus récente à la plus ancienne (figure N°62) :

VI.1.1- la nappe superficielle: Elle est contenue dans les dépôts alluvionnaires et dans la partie libre des couches de terrain qui contiennent les nappes profondes. Elle est relativement uniforme et continue, dans toute la partie abaissée et remblayée de la plaine de Ghriss et est hétérogène et discontinue sur les reliefs de bordure. L'aquifère est donc constitué par des alluvions, des sables, des grès, des calcaires lacustres, des conglomérats, des calcaires dolomitiques, ce qui entraîne des variations locales des valeurs des paramètres hydrauliques. Elle s'étend sur presque la totalité du bassin avec une superficie de 605 km².

VI.1.2- La nappe des calcaires lacustres : C'est une nappe libre dans les monts de Béni-Chougranne au niveau des affleurements et se met en charge sous la plaine. Elle est constituée de calcaire blanc, crayeux du Pliocène. Sa perméabilité diminue vers l'exutoire de la nappe formée par la source d'Ain Tizi. Cette nappe est alimentée par les affleurements des Beni-Chogranes où l'on estime le taux d'infiltration efficace à 12% des précipitations [20].

VI.1.3- -La nappe des sables et grés de Tighennif (Pliocène) : Il s'agit d'une nappe à extension limitée, contenue dans les grés et sables du Pliocène. Elle est alimentée par les affleurements au niveau de Khalouia et de Tighennif. Cette nappe se met en charge sous la plaine, sous le toit formé par les faciès marneux. La différence d'altitude entre les affleurements et l'exutoire (lac de Tighennif) est a diminution de la perméabilité vers l'aval provoque une remontée du niveau piézométrique.

VI.1.4- La nappe des calcaires dolomitiques : Cette nappe s'étend sur une grande partie de la plaine. Elle est contenue dans les calcaires dolomitiques fissurés du Jurassique supérieur. Il s'agit donc d'une nappe Karstique. Elle est considérée comme la plus importante de ce système multicouche par son étendue, ses potentialités et la qualité de ses eaux. Le mur de cette nappe est la formation elle-même compacte et non fissurée. Le toit est formé par les marnes bleues et vertes du Miocène ou des argiles rouges détritiques de l'Oligocène.



Légende:

Echelle: 1/125000










-  Alluvion
-  Calcaire lacustre et grès (Pliocene)
-  Argiles-Marnes (Miocene)
-  calcaires et dolomies (Kimmeridgien)
-  I Nappes phréatique
-  II Nappe des calcaires lacustres et grès astien
-  III Nappe des calcaires dolomitiques (Jurassique)
-  / Faille
-  ↷ Sens de l'écoulement

Figure N°62: Coupe hydrogéologique (NW-SE) [P. SOURISSEAU, 1973]

VI.2- Alimentations et exutoires des nappes:

VI.2.1- La nappe superficielle: Elle est alimentée par l'infiltration des eaux de pluies, le taux d'infiltration efficace est estimé à environ 20% des précipitations sur la plaine [20]. A cela viennent s'ajouter les retours à la nappe sur les zones irriguées, évaluées en première approximation à 10% des débits prélevés pour l'agriculture. La nappe reçoit par ailleurs une partie des eaux de crue, et la totalité des débits de base des oueds Maoussa et Froha, qui se perd entre l'entrée de ces oueds dans la plaine et l'exutoire de l'oued Fekan. De plus, de nombreux talwegs récoltent le ruissellement sur les Beni-Chograne et les monts de Saida, et que se jettent sur les bordures de la nappe phréatique.

Cette nappe libre ayant pour exutoire Ain Fékan est alimentée suivant trois processus qui sont :

- Alimentation directe par son propre surface ;
- Alimentation par les aquifères adjacente (soit infiltration latérale directe, soit par l'intermédiaire de sources) ;
- Alimentation par les oueds principalement en période de crues ;

VI.2.2- La nappe des calcaires lacustres : Grâce à une position haute, favorable à une bonne pluviométrie, cette nappe est bien alimentée (alimentation directe par son impluvium). Cette nappe est en interconnexion avec celle du Plio- Quaternaire.

VI.2.3- La nappe des sables et grés de Tighennif : Cette nappe est alimentée directement par son impluvium par infiltration des eaux de pluie.

VI.2.4- La nappe des calcaires dolomitiques : Les monts de Nesmot, En-Neffous et Bou Rhadou constituent l'impluvium de cette nappe drainée par de nombreuses sources.

VI.3- Fluctuation du niveau statique :

VI.3.1- Choix du réseau témoin :

Dans le cadre de la surveillance quantitative des nappes souterraines, la plaine de Ghriss dispose d'un réseau de puits témoins observé et suivi plus ou moins régulièrement par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (A.N.R.H).

Pour observer la fluctuation des nappes de cette plaine nous avons sélectionné une douzaine de puits témoins (Annexe N°09). Les conditions de sélection étaient d'une part imposées par la bonne répartition spatiale des puits de façon à ce que chacun soit représentatif d'une zone et d'autre part la disponibilité du maximum de données.

Ces données représentent la période de 1986 à 1997. Toutefois, les observations plus anciennes (1952, 1968 et 1970) ont été prises en considération pour nous permettre d'établir une meilleure corrélation.

Un nouveau réseau de surveillance quantitatif, constitué de 07 piézomètres (Annexe N°10) a été réalisé en 1996 par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques. Il permet de suivre individuellement, chacune des différentes nappes reconnues dans la plaine.

Ces ouvrages ont été réalisés de manière à ne capter que la nappe voulue. Les autres niveaux aquifères sont isolés et cimentés pour qu'il n'y soit pas intercommunication.

VI.3.2- Evolution du niveau de la nappe: pour illustrer cette évolution dans le temps, des graphes des figures N° 63, 64 et 65 ont été établies.

En Mars 1970, le niveau statique dans le puits N° 85/212 était à 11.02m, en Octobre 1986 il est descendu à 17.19m, soit un rabattement de 6.17m en 17 années. En Avril 1997 le niveau de l'eau a atteint 46.15m de profondeur avant que le puits ne s'assèche le mois d'après. On constate ainsi que le rabattement durant la période 1986-1997 (11 ans) est de 28.96m et dépasse les 35m durant la période 1970-1997.

En prenant en considération les observations de l'année 1952 (où le niveau statique de l'eau était à 8.90m) et celle effectuée en Avril 1997 (46.15m) nous constatons un rabattement de 37.25m.

Dans le puits témoin N°242/212, le niveau statique était en Mars 1970 seulement à 2.64m. Après 17 ans, soit en Octobre 1986, il est descendu à 10.23m, donnant un abaissement de 7.59m. De 1986 à 1997, soit une période de 11 années, le niveau de la nappe s'est descendue de 30.86m. De Mars 1970 en Avril 1997, le niveau statique s'est abaissé de 38.40m. D'après les mesures de 1952, le niveau statique était à 2.00m. Ainsi on enregistre durant la période 1952- 1997 un rabattement de 39.09m. Il est toutefois important de souligner qu'il n'était que de 0.64m durant la période 1952-1970.

Dans le puits témoin N°381/212 (figure N°63 et 64), le niveau statique était en Mars 1970 seulement à 2.75m avant de descendre en Octobre 1986, il est descendu à 13.13m, soit un rabattement de 10.38m. En Septembre 1997, il a atteint 45.25m, soit un rabattement de 42.50m durant la période de 1970-1997. Ce rabattement devient encore plus important si nous nous référons à la mesure de 1952 (1.80m). Nous constatons ainsi un rabattement de 43.45m durant la période 1952-1997. Par ailleurs, le niveau n'était que de 0.95m durant la période 1952-1970.

Les observations effectuées sur le puits N°152/212, montrent que durant la période 1952-1970 (18 ans), le niveau statique est descendu de 2.05m à 5.15m, soit un rabattement de 3.10m seulement. Or de Mars 1970 en Septembre 1997 (18 ans), il est descendu de 5.15m à 44.76m, soit 39.61m de rabattement. Il est noter que pour les deux périodes de même durées la différence est énorme.

La mesure enregistrée dans le témoin N°519/212 en 1952, était de 12.40m. En Mars 1970, le niveau de l'eau dans ce puits était à 14.08m. Le rabattement durant cette période (1952-1970) était de 1.68m seulement. Durant la période Mars 1970 et Mai 1996, le niveau statique est descendu de 14.08m à 50.03m, soit un rabattement de 35.95m. Le puits est à sec depuis Juin 1996.

De 1952 en Mars 1970, le niveau statique dans le puits témoin N°1290/212, est descendu de 8.50m à 10.6m, soit de 3.75m. De Mars 1970 en Octobre 1986 (Niveau statique =13.09 m), le niveau de l'eau s'est rabattu de 2.49m, et de 1952 en Septembre 1997 (Niveau statique = 33.81m), le rabattement a atteint 26.96m.

Le niveau de l'eau dans le puits témoin N°810/213, qui était à 12.27m en 1952 est descendu à 16.10m en 1970, provoquant ainsi un rabattement de 3.83m. En Septembre 1997, il est descendu à une profondeur de 65.73m, marquant alors un rabattement total (1952-1997) de 53.46m.

Le niveau de l'eau qui était à 16.05m en 1952 s'est abaissé à 21.35m en Mars 1970 dans le puits témoin N°763/213, donnant un rabattement de 5.3m. En Octobre 1986, il est descendu à 39.53m, soit avec un rabattement (1952-1986) de 23.48m. Le rabattement enregistré durant la période 1952 en Avril 1996 (Niveau statique =52.07 m), après le puits s'est asséché à ce jour a atteint 36.02m.

En 1952, le niveau de l'eau dans témoin N°792/213, était à 20.05m, en Mars 1970, il est descendu à 29.15m. Le rabattement enregistré durant cette période (1952-1970) est de 9.10m. La mesure du mois d'Octobre 1986, qui est égale à 42.30m représente un rabattement (1970-1986) de 13.15m. Le niveau de l'eau n'a pas cessé de descendre, jusqu'à ce qu'il atteigne 63.43m, en Juin 1997 et avant que le puits ne s'assèche en Juillet. Le rabattement enregistré de 1952 en Juin 1997 s'élève donc à 43.38m.

Dans le puits témoin N°1014/213, le niveau statique mesuré en 1952 était de 3.80m. Il est à 8.60m en mars 1970. Le rabattement enregistré durant cette période est de 4.80m. En Octobre 1986, il est

descendu à 18.26m enregistrant un rabattement de 9.66m durant la période 1970-1986. Le rabattement observé au niveau de ce point durant la période 1952- Septembre 1997 est de 32.41m (figure N°63 et 64).

En Mars 1970, le niveau statique dans le puits témoin N°281/243, était à 31.24m, en Octobre 1986 descend à 52.00. Le rabattement observé durant cette période est de 20.76m. En septembre 1997, avant son assèchement, le niveau de l'eau a atteint 64.57m donnant une baisse de 18m (Octobre 1986-octobre 1997). Le rabattement enregistré de Mars 1970 en Mars 1997 est de 38.76m (figure N°63 et 64).

Les relevés de Mars 1970 ont enregistré un niveau statique de 12.25m. En Septembre 1988 au niveau du puits témoin N°301/243, il est descendu à 23.71m, soit un rabattement de 11.46m. En Septembre 1997, il a atteint 36.64m, soit un rabattement de 24.39m pour la période entre Mars 1970 et Septembre 1997.

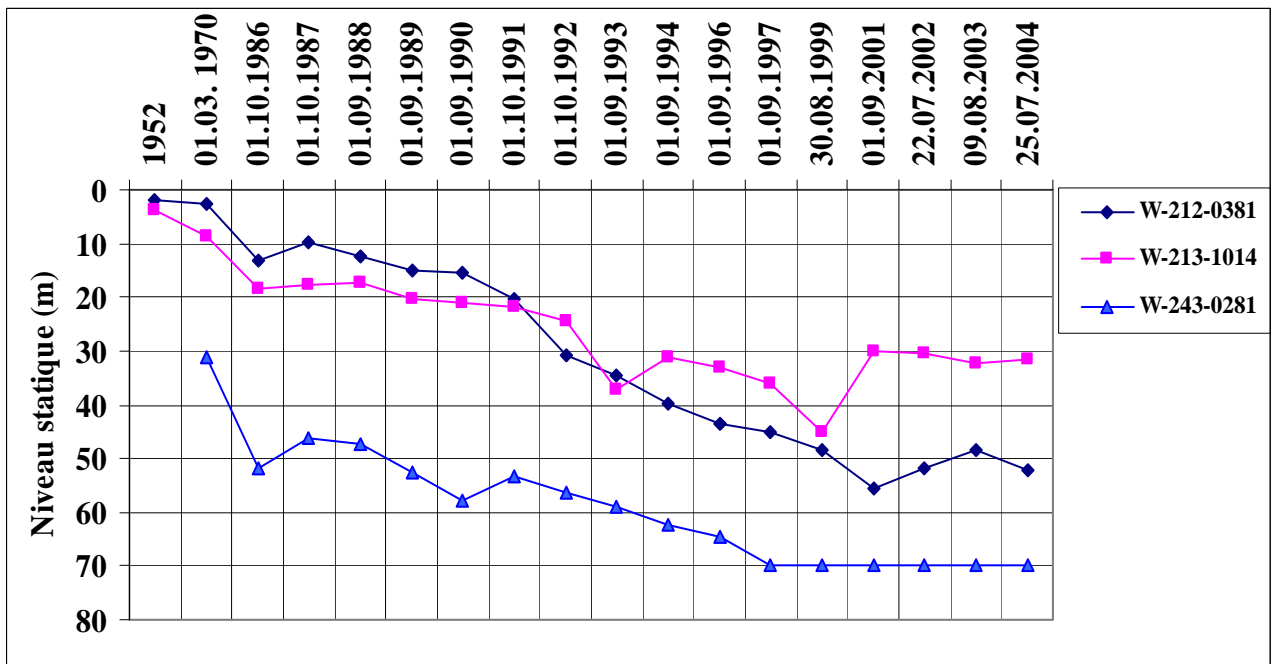


Figure N°63 : variation des niveaux statiques des puits témoins

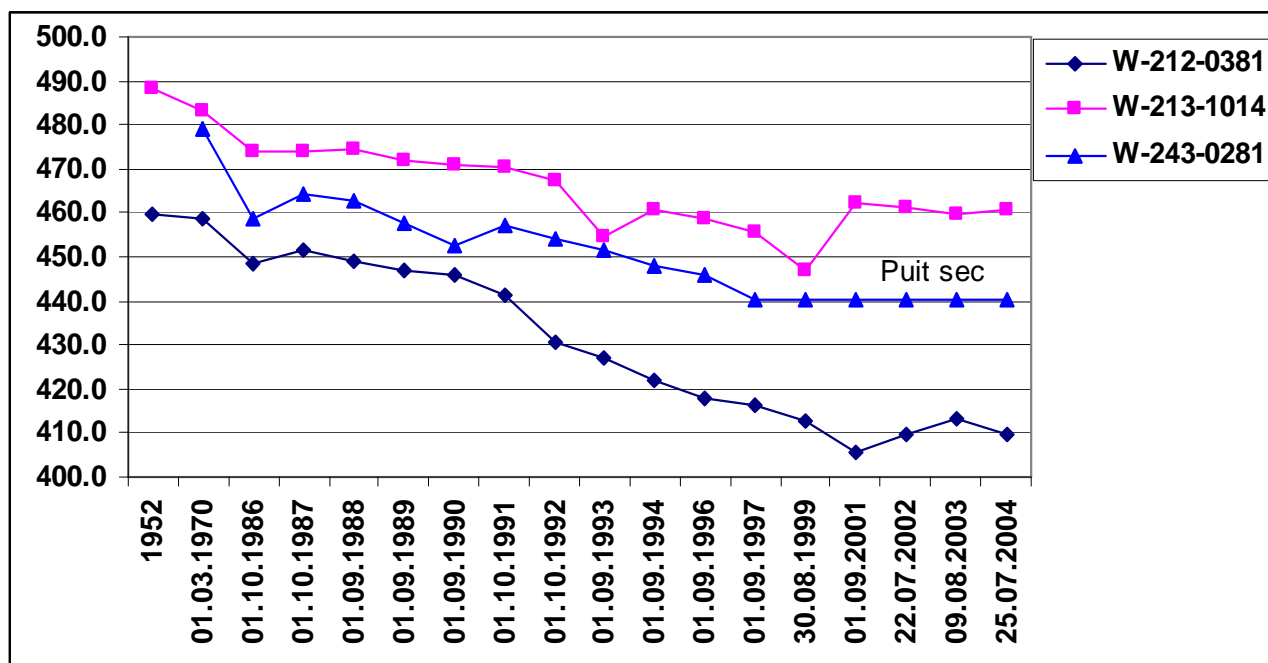


Figure N°64 : variation des niveaux piézométrique des puits témoins

De même, les observations relevées sur les niveaux statiques, montrent que toutes les nappes sont touchées par les forts rabattements (figure N°65). Même la nappe des calcaires dolomitiques qui était considérée ; un certain temps ; comme nappe de réserve, vu la profondeur de son toit, est touchée.

Le piézomètre de Tizi (P1-1) ayant atteint le substratum marneux sur une profondeur de 50m, réalisé par l'Agence Nationale des Ressource Hydraulique, pour la surveillance de la nappe du plio-Quaternaire, est sec depuis le mois de Juillet 1999. Ceci dénote que la nappe du Plio-Quaternaire s'est totalement asséchée dans cette partie de plaine. Ce fait montre la gravité de la situation.

Les observations effectuées au niveau du deuxième piézomètre de Tizi (P1-2) ont montré qu'en huit années (Janvier 1997- Janvier 2005), la nappe des calcaires lacustres a enregistré un abaissement de niveau du plan d'eau de 27 m.

Les observations faites au du piézomètre de Matemore (P0-4), réalisé pour la surveillance de la nappe des calcaires dolomitiques du Kimméridgien, qui était considérée à un certain temps comme nappe de réserve vu la profondeur de son toit, ont montré en huit années (Janvier 1997- Janvier 2005), un abaissement de niveau du plan d'eau de 40m.

Les mesures effectuées sur le piézomètre de Sidi Kada (P0-5), réalisé pour la surveillance de la nappe des conglomérats, a subit un abaissement jusqu'à zéro (en état sec).

La source d'Ain Fekan qui constituait l'exutoire de toutes les nappes de la plaine de Ghriss et débitait 340 l/s en 1972 [3] a été tari en 1986.

De ces résultats il ressort clairement que les nappes subissent d'intenses rabattements. Les raisons semblent être dues, d'une part à la vocation agricole de la région qui exige de grandes quantités d'eau pour l'irrigation et où cette dernière est toujours traditionnelle et d'autre part la sécheresse qui sévit, particulièrement, dans l'ouest du pays.

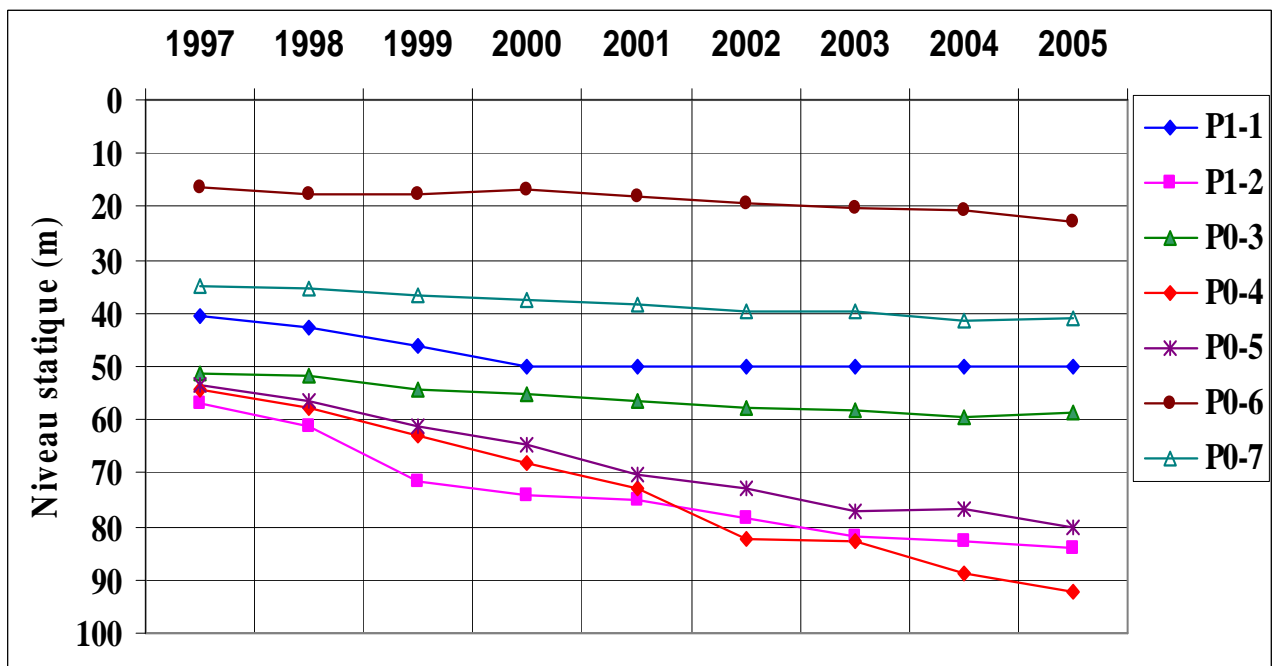


Figure N°65 : variation des niveaux statiques des puits de surveillance pour le mois de janvier

CHAPITRE VII : Relation entre la piézométrie et la pluviométrie

Introduction:

L'abaissement du niveau d'eau dans les nappes souterraines dans les régions affectées par la sécheresse est malheureusement devenu un phénomène grave. La région étudiée n'échappe pas à cette gravité.

Les causes sont nombreuses, d'une part par l'exploitation irrationnelle de ces nappes par les usagers et notamment les agriculteurs et d'autre par la sécheresse.

Des mesures des niveaux statistiques ont été faites dans plusieurs puits et piézomètres ont été utilisés par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques, cela permet d'obtenir des données sur le niveau de l'eau dans les nappes. La période représentée par cette étude s'étale de 1986 à 1997. Toutefois, des observations plus anciennes (1952, 1968 et 1970) ont été prises en considération pour nous permettre d'établir une meilleure comparaison. Un nouveau réseau de surveillance quantitatif, constitué de 07 piézomètres, a été réalisé en 1996 par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques. Il permet de suivre, individuellement, chacune des différentes nappes reconnues dans la plaine.

Malheureusement, il est difficile d'étudier la relation entre le phénomène de fluctuation du niveau piézométrique et les paramètres naturels (pluie), car il existe d'autres paramètres qui sont difficilement abordables tel que les prélèvements.

VII.1- Variation de l'indice centré du niveau piézométrique des nappes :

La figure N° 66 représente la variation de l'indice centré réduit du niveau piézométrique du piézomètre (P1-1), qui observe la nappe du Plio-Quaternaire et la pluviométrie. La période de déficit pluviométrique s'étale sur presque toute la période d'étude, à l'exception de quelques mois (figure N° 66). Ce piézomètre est sec depuis le mois de juillet de l'année 1999 et ce malgré qu'il existe des mois excédentaires. Ceci est dû, non seulement au déficit pluviométrique mais aussi à l'intensité des prélèvements.

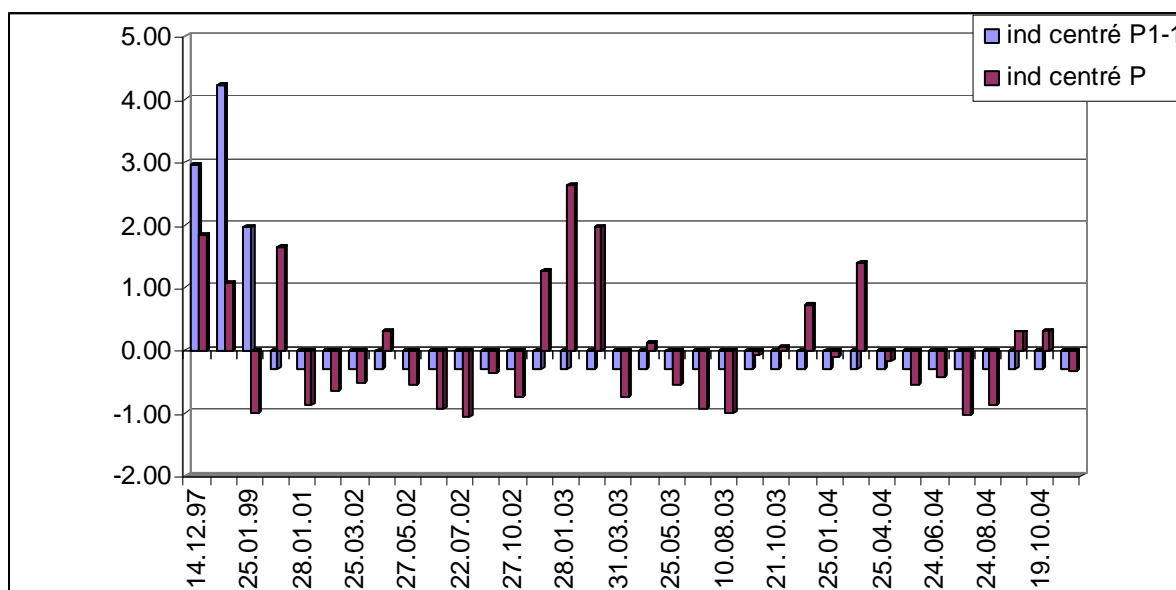


Figure N°66 : la variation de l'indice centré réduit du niveau piézométrique (P1-1) et de la pluviométrie

La variation de l'indice centré du niveau piézométrique du piézomètre P1-2, qui capte la nappe calcaire lacustre, montre un abaissement remarquable durant la période (décembre 2002-décembre 2004). Il y'a une régression remarquable de ce dernier de décembre 1997 (3.11) à juillet 2002 (0.18).

Certains mois déficitaires semblent ne pas contribuer à la baisse de niveau piézométrique (janvier 2001 à juillet 2002). Cela est peut être du à l'alimentation de la nappes par les eaux provenant des

affleurements des Beni-Chougrane. Alors que d'autres mois excédentaires n'ont aucun effet sur la hausse de cette nappe (figure N°67).

Les valeurs les plus importantes de cet indice (3.11 et 2.91) pour les mois de janvier 1998 et décembre 1997 respectivement (période de crue), correspondent aux mois les plus pluvieux (octobre et novembre 1997), ce qui indique une réponse d'un (01) mois.

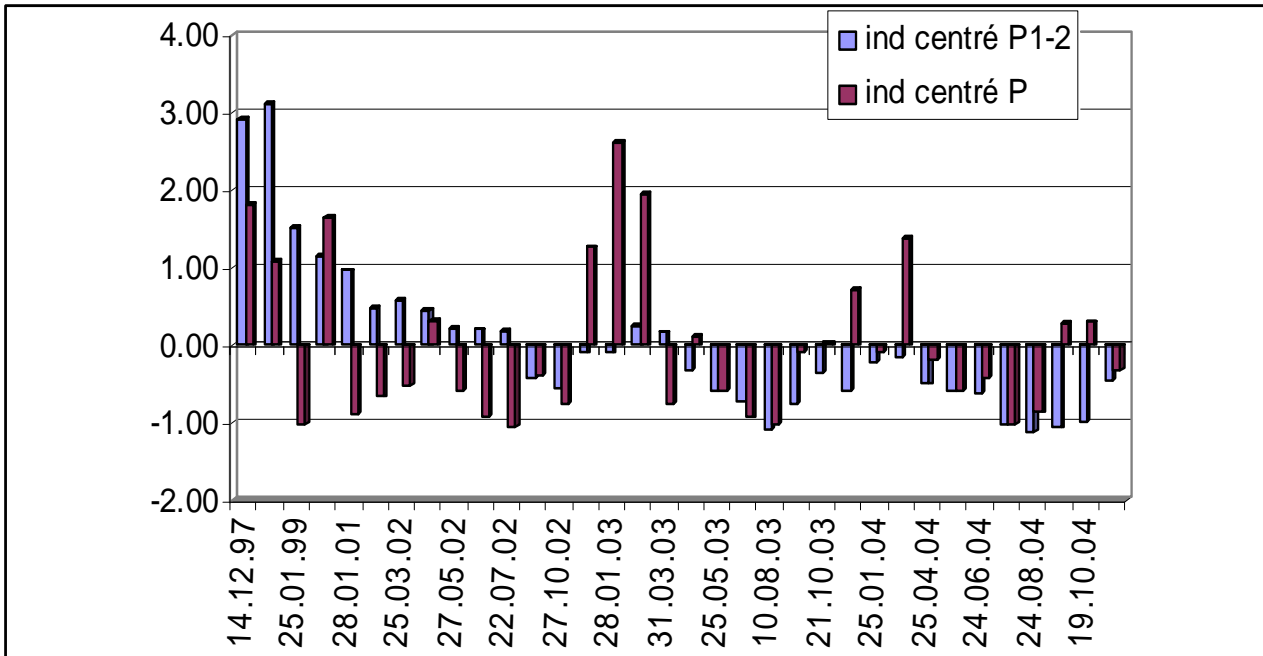


Figure N°67 : la variation de l'indice centré réduit du niveau piézométrique (P1-2) et de la pluviométrie

La figure N°68 illustre la fluctuation du niveau de la nappe des calcaires dolomitiques fissurés du Jurassique supérieur qui s'étend sur une grande partie de la plaine. La diminution de l'indice centré traduit la réaction des impulsions pluviométriques. Pour la période décembre 1997 –mai 2002 cet indice est positif (0.05 à 2.67) et correspond à un indice pluviométrique qui varie de -0.57 à +1.82. Le reste de la période est caractérisée par un déficit pluviométrique sévère, et on enregistre un abaissement de la nappe traduisant la tendance à la baisse de l'indice centré.

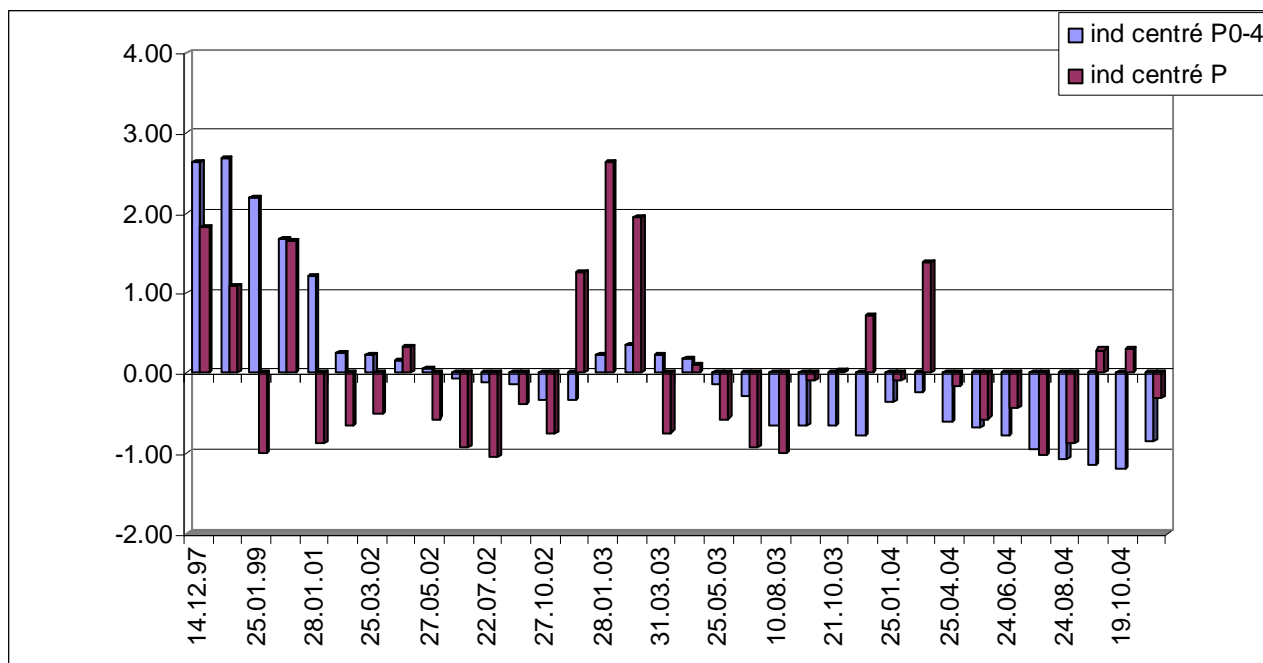


Figure N°68 : la variation de l'indice centré réduit du niveau piézométrique (P0-4) et de la pluviométrie

VII.2- Variation du niveau statique et la variation du niveau statique cumulé :

Pour évaluer la fluctuation des nappes souterraines, on s'est basé sur la variation relative du niveau statique (VNS) de la nappe (tableau N° 25) [21] et la variation du niveau statique cumulé (VNSC).

Le niveau de départ étant considéré comme égal à zéro. La recharge ou la décharge annuelle de la nappe est estimée par la variation relative du niveau statique correspondent à l'année considérée.

Tableau N°25 : Variation du niveau statique et la variation du niveau statique cumulé

ANNEE	P1.2			P0.3		
	NP	VNS P1-2	VNSC P1-2	NP	VNS P0-3	VNPS P0-3
21.01.98	128.7	0	0	43.21	0	0
25.01.99	118.45	-10.25	-10.25	40.69	-2.52	-2.52
25.01.00	116.07	-2.38	-12.63	39.76	-0.93	-3.45
28.01.01	114.79	-1.28	-13.91	38.7	-1.06	-4.51
25.01.02	111.74	-3.05	-16.96	37.33	-1.37	-5.88
28.01.03	107.90	-3.84	-20.8	36.97	-0.36	-6.24
25.01.04	107.15	-0.75	-21.55	35.48	-1.49	-7.73

ANNEE	P0.4			P0.5		
	NP	VNS P0-4	VNSC P0-4	NP	VNS P0-5	VNPS P0-5
21.01.98	73.11	0	0	23.58	0	0
25.01.99	68.17	-4.94	-4.94	18.97	-4.61	-4.61
25.01.00	62.99	-5.18	-10.12	15.21	-3.76	-8.37
28.01.01	58.15	-4.84	-14.96	9.58	-5.63	-14
25.01.02	48.52	-9.63	-24.59	6.94	-2.64	-16.64
28.01.03	48.16	-0.36	-24.95	2.73	-4.21	-20.85
25.01.04	42.18	-5.98	-30.93	3.28	0.55	-20.3

ANNEE	P0.6			P0.7		
	NP	VNS P0-6	VNSC P0-6	NP	VNS P0-7	VNSC P0-7
21.01.98	72.19	0	0	24.72	0	0
25.01.99	72.15	-0.04	-0.04	23.43	-1.29	-1.29
25.01.00	73.3	1.15	1.11	22.55	-0.88	-2.17
28.01.01	71.89	-1.41	-0.3	21.43	-1.12	-3.29
25.01.02	70.4	-1.49	-1.79	20.27	-1.16	-4.45
28.01.03	69.62	-0.78	-2.57	20.15	-0.12	-4.57
25.01.04	69.17	-0.45	-3.02	18.43	-1.72	-6.29

Malheureusement il n'y a aucune restitution des nappes pendant la période d'étude (figure N°69), autrement dit les exploitations sont plus importantes que la recharge. Au contraire, le niveau statique est en baisse continue à l'exception des piézomètres P0-5 et P0-6 qui présentent une certaine recharge de 0.55m en 2004 et 1.15m pour 2000. La plus importante variation du niveau statique est remarquée dans les piézomètres P1-2 et P0-4 avec respectivement 10.25m et 9.63m pour les années 1999 et 2002. Il semble que les années pluviométriques excédentaires 2000 et 2004, avec 130.5mm et 121.6mm respectivement, ne participent pas à l'alimentation des nappes, à l'exception de P0-5 et P0-6. Les causes ne semblent pas dues seulement au déficit pluviométrique, mais aussi à l'utilisation intense de cette ressource par l'agriculture (irrigation), l'alimentation en eau potable, la croissance démographique (figure N°69) et l'intensité de l'évapotranspiration réelle (figure N°70). Malheureusement, on n'a pas de données de prélèvement correspondant à cette période à usage domestiques et agricole.

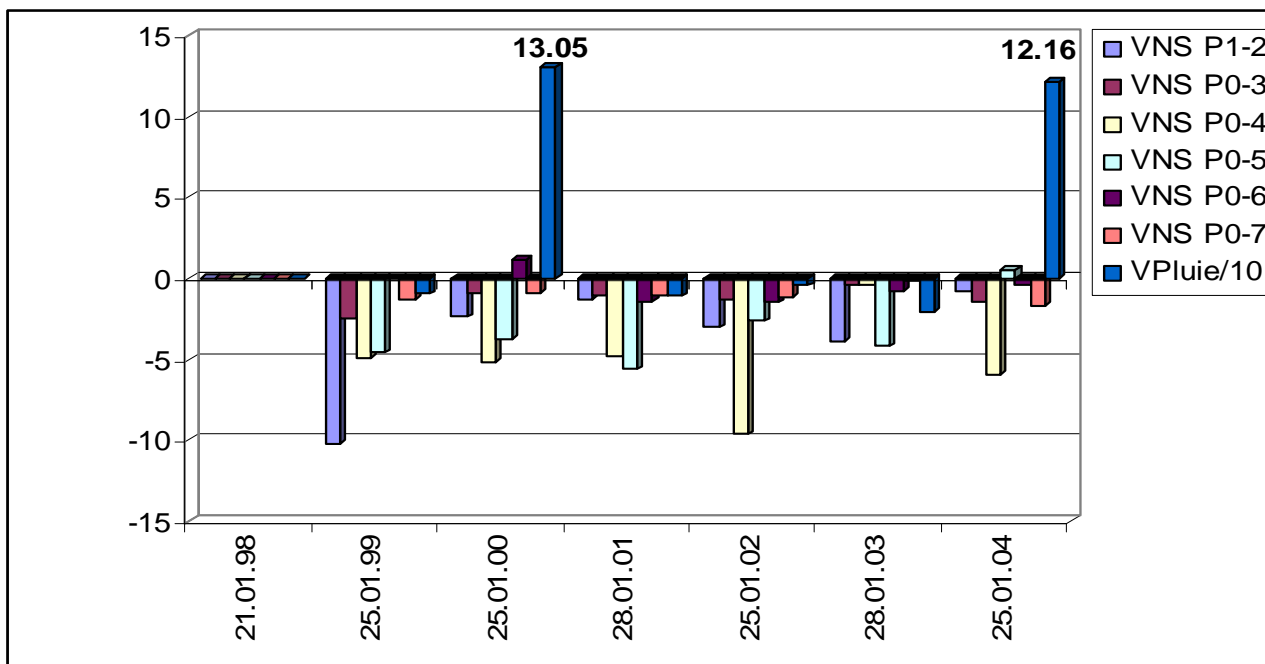


Figure N°69 : variation relative des niveaux statiques des nappes et la pluie annuelle /10

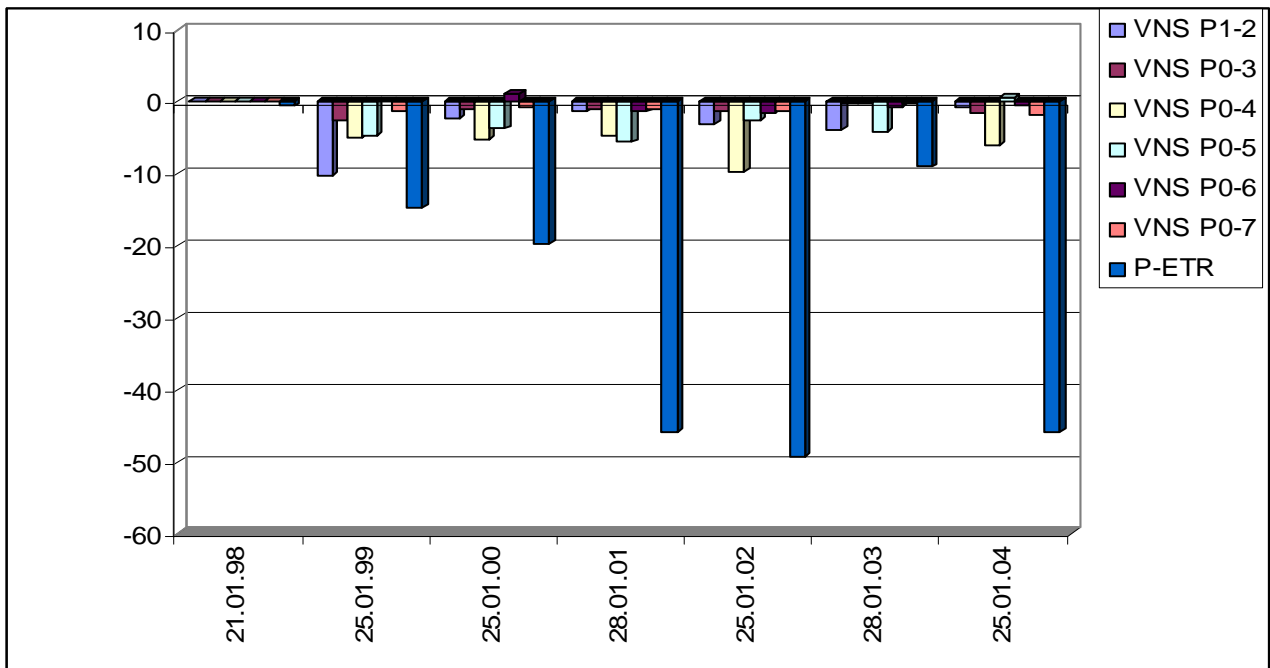


Figure N°70: variation relative des niveaux statiques des nappes et P-ETR

Le cumul des variations relatives du niveau statique de la nappe (VNSC) sur une période (1998-2004), permet de connaître le solde final de l'évolution du niveau statique [20] et par conséquent de la ressource hydrique (figure N° 71).

A la fin de cette période, on remarque un abaissement piézométrique pour toutes les nappes (figure N°71). Le plus important abaissement est remarqué dans la nappe des calcaires dolomitiques (P0-4) avec 30.93m entre l'année 1998 et 2004. La variation du niveau statique (VNSC) le plus faible est observé dans la nappe des grès et sable de Tighenif avec seulement -3m durant la même période.

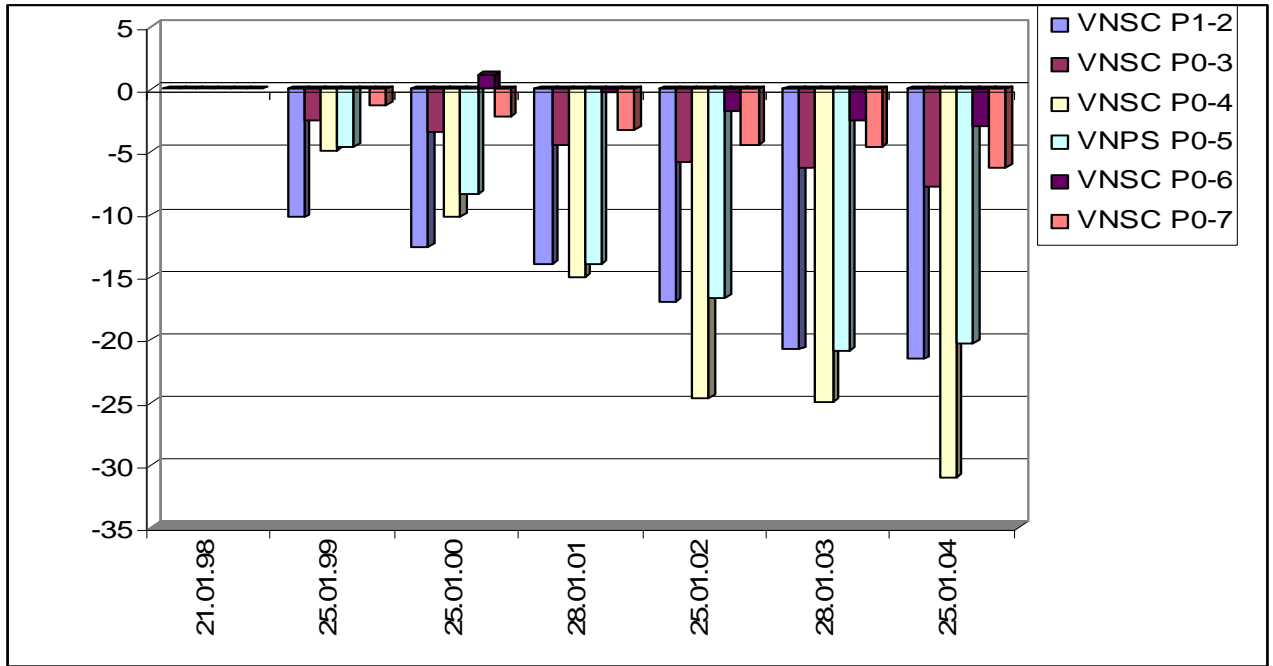


Figure N°71 : variation relative des niveaux statiques cumulés des nappes

VII.3- Variation du niveau statique des nappes dans l'espace (1998-2004):

Une carte d'iso variation (figure 72), qui représente l'abaissement du niveau piézométrique entre 1998 et 2004, permet de mettre évidence les perturbations des nappes dans la plaine. L'important abaissement du niveau a été observé au centre de la plaine de Ghriss (P1-2, P0-4, P0-5) qui se trouvent respectivement à Tizi, Matmore et Sidi Kada, avec des diminutions de niveau piézométrique de 21.55m, 30.93m et 20.3m. Cette diminution est due principalement à la vocation agricole.

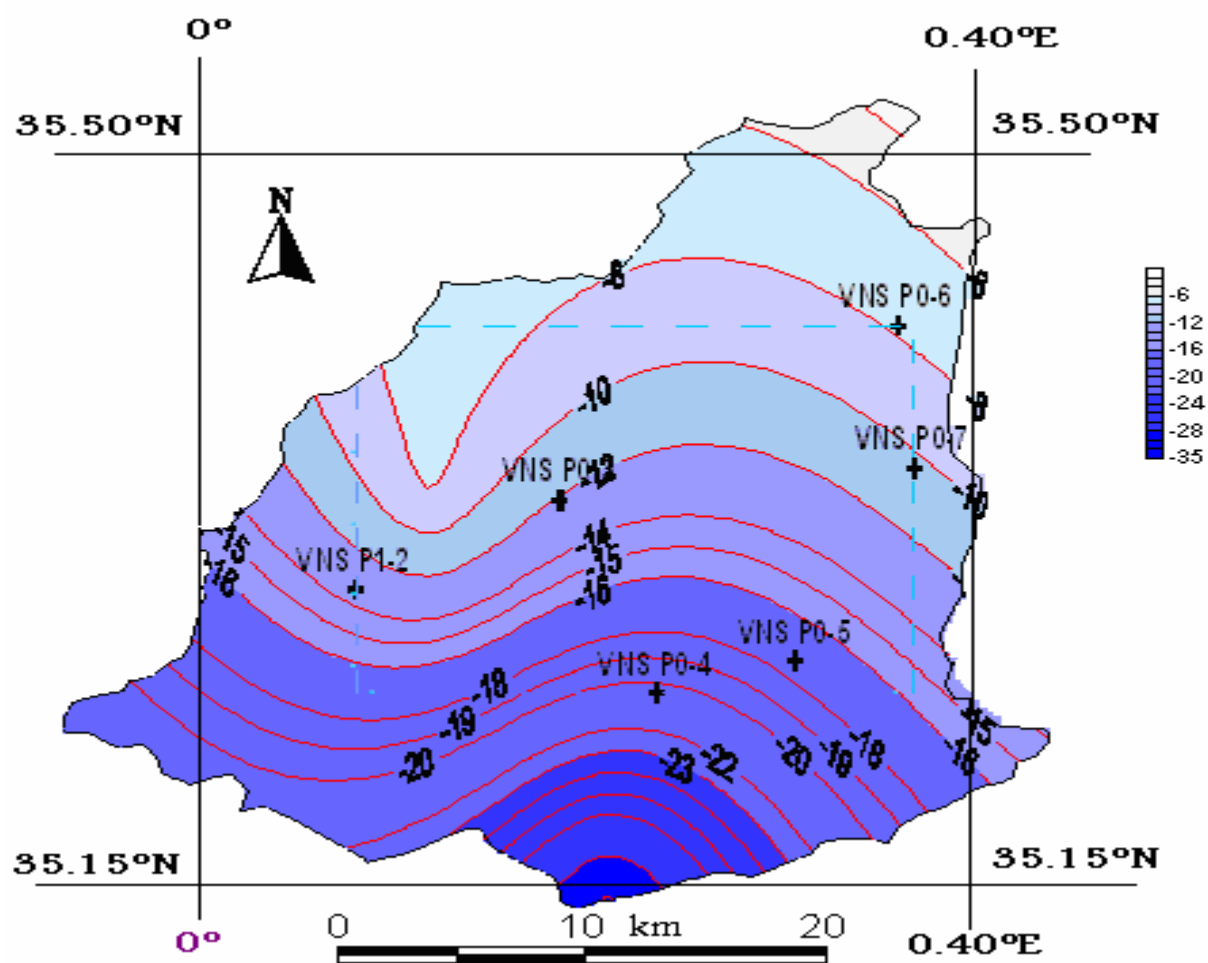


Figure N°72 : Carte des variations du niveau statique dans l'espace (1998-2004)

CHAPITRE VIII : Etude Hydrochimique

Introduction:

L'étude de la chimie des eaux souterraines à un grand intérêt qui permet de fournir de précieux renseignements sur la relation qui existe entre les différentes nappes d'une part et les eaux de surface et souterraines d'autre part, comme elle permet de déterminer :

- Le faciès chimique ;
- L'origine des eaux ;
- La qualité des eaux et leurs domaines d'utilisation

Afin d'atteindre ces objectifs, nous avons interprété les résultats des analyses chimiques des échantillons d'eau prélevés au niveau des forages qui représentent les différentes nappes annexe)

Ces analyses concernent les éléments chimiques suivants:

Cations: Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ .

Anions: Cl^- , SO_4^- , HCO_3^- , NO_3^- .

Et les caractéristiques physiques tel : le pH, la température, la minéralisation et la salinité

VIII.1- Caractéristiques des différentes nappes :

VIII.1.1- Nappes phréatiques :

Les eaux de la nappe phréatique caractérisées par une bonne homogénéité du faciès chimiques. Toutes les eaux présentent un faciès entre chloruré magnésien (figure N°73 et 74) pour les puits P1 et P8 (25/01/1998) et E25 et P10 (12/10/1999) à l'exception du puit P2 (04/12/1982) qui est caractérisé par un faciès bicarbonaté calcique (figure N°75). Elles sont de bonne qualité chimique avec faible résidu sec qui varie entre 116 mg/l à 1480 mg/l (800 mg/l en moyenne), et présentent une faible conductivité électrique (430 $\mu\text{s}/\text{cm}$ et 900 $\mu\text{s}/\text{cm}$). Un excès de nitrate est toutefois remarqué au niveau du puits P1 (+50 mg/l). Cet excès est peut être expliqué par une activité anthropique. Le magnésium (Mg) est dominant dans les puits P8 et P2, ainsi que l'élément carbonaté et bicarbonaté est clairement dominant pour le puit P2.

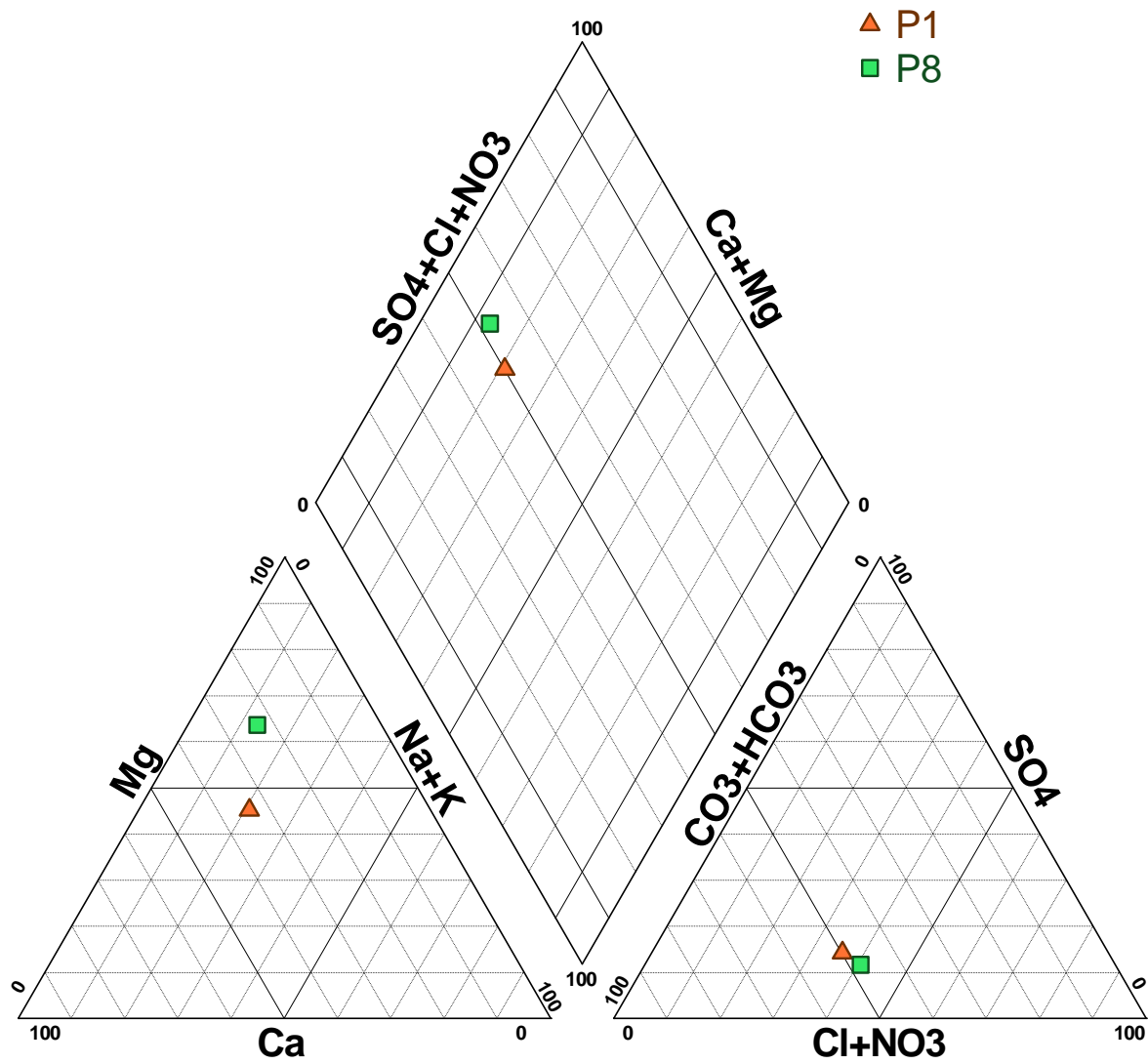


Figure N°73 : Diagramme de Piper de la nappe phréatique (P1 et P8: 25/01/1998)

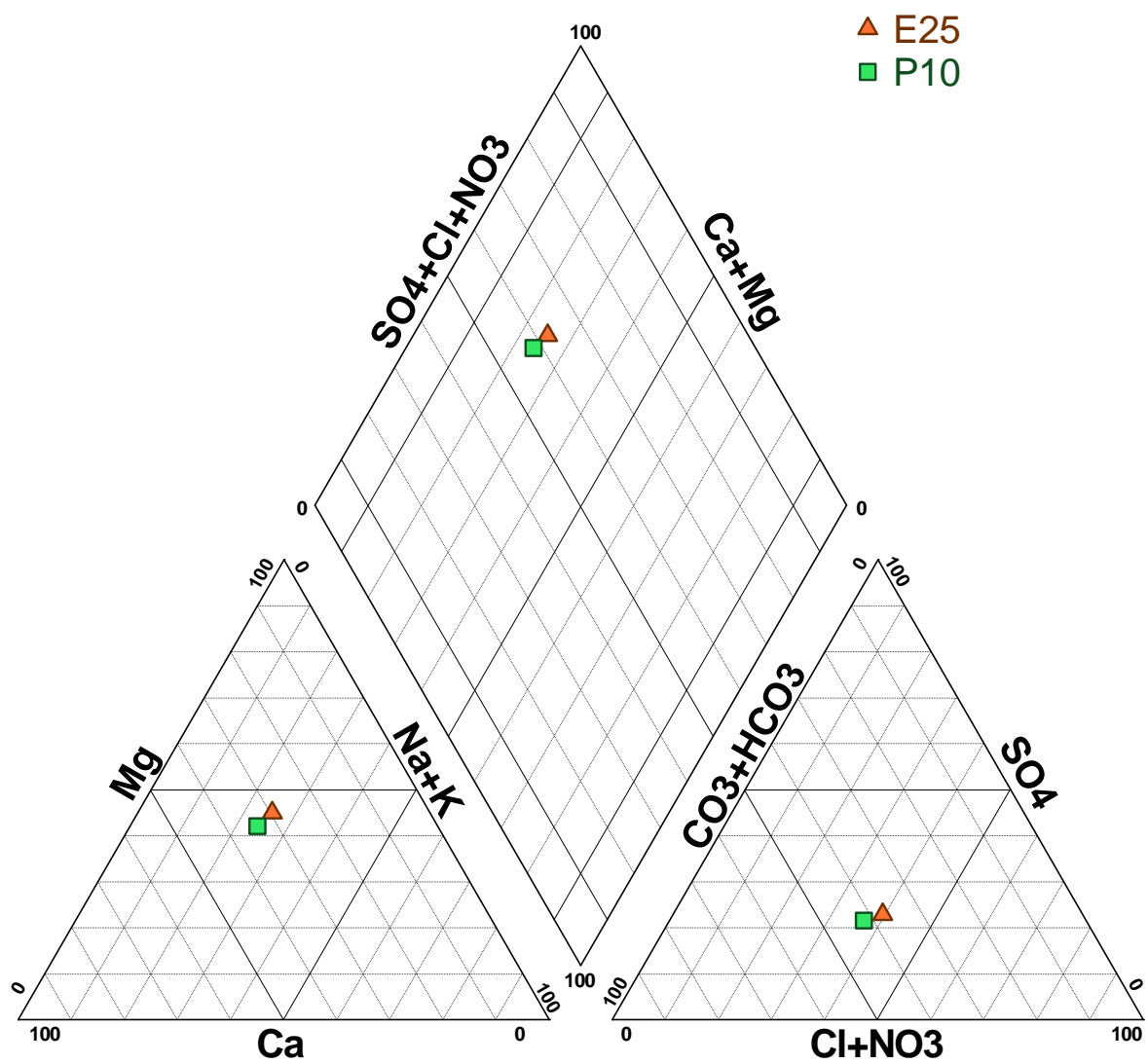


Figure N°74 : Diagramme de Piper de la nappe phréatique (E25 et P10: 12/10/1999)

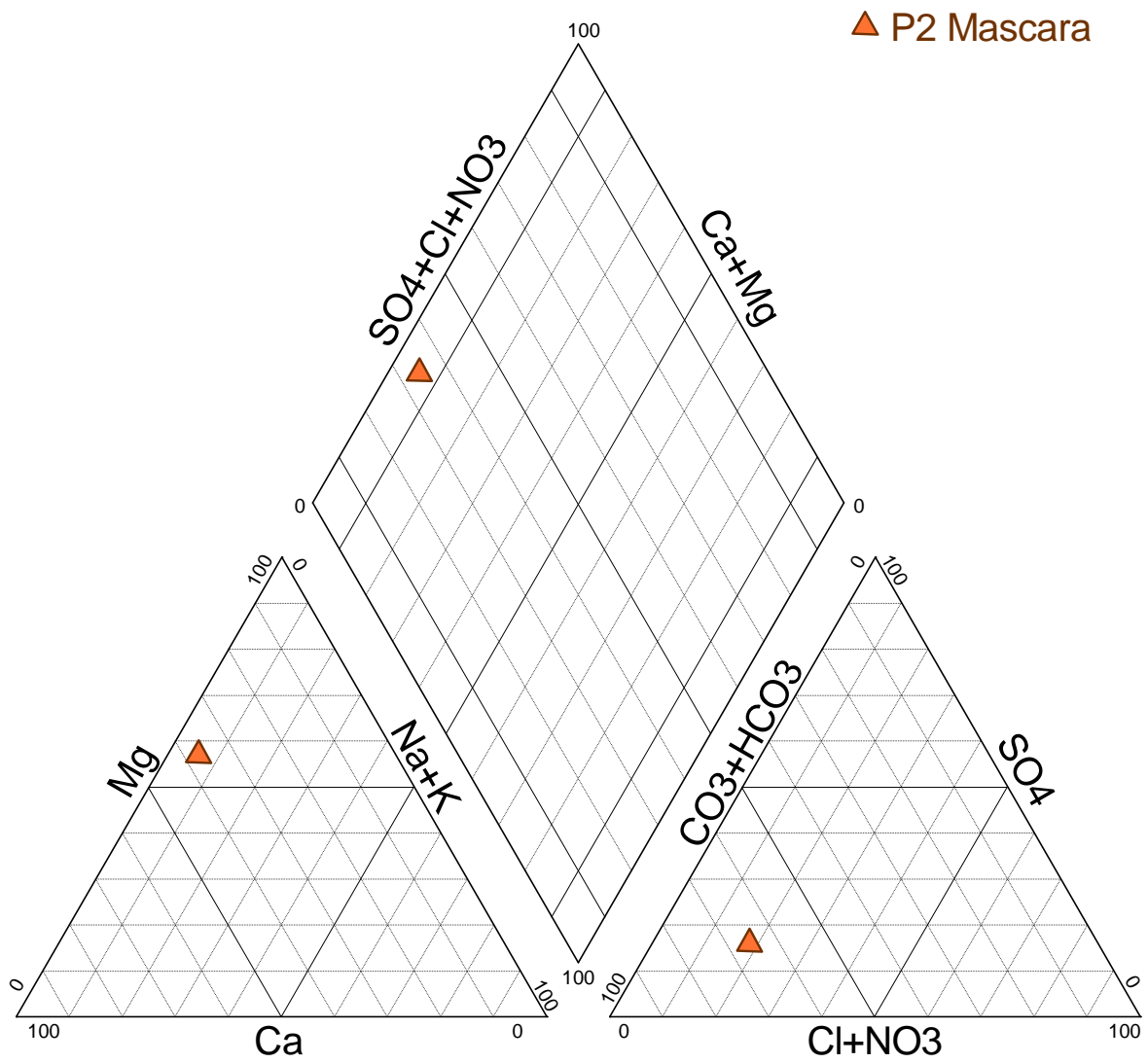


Figure N°75 : Diagramme de Piper de la nappe phréatique
(P2 : 04/12/1982)

Une bonne corrélation entre la conductivité et le résidu sec a été remarquée (figure N°76). Autrement dit la conductivité électrique (C25) de l'eau est fonction de la concentration et la nature des sels dissous et que le résidu sec (RS) représente la totalité des sels dissous

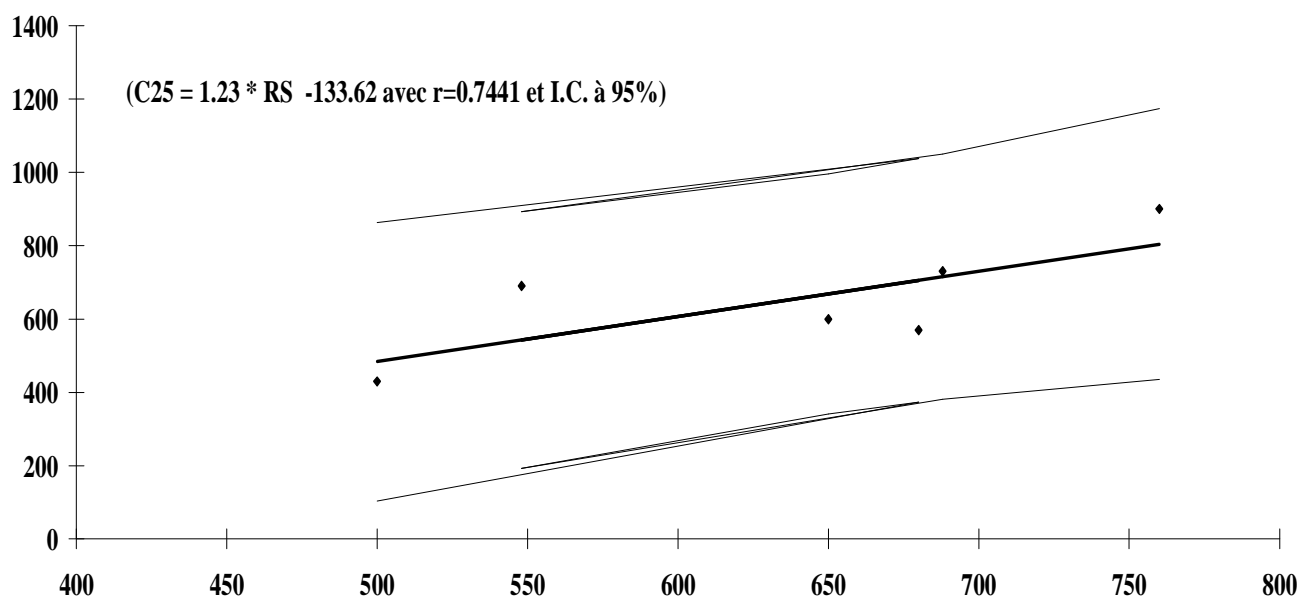


Figure N°76 : Relation entre la conductivité (C25) et le résidu sec (RS) de la nappe de la nappe phréatique

VIII.1.2- Nappes des sables et grès (pliocènes) :

Les eaux de la nappe pliocène sont chlorurées magnésiennes et bicarbonatées magnésienne (figure N°77). Elles n'ont pas une dominance cationique, par contre elles présentent une dominance anionique chlorurée au niveau du forage S1, S3 et S4. Cette dominance est disparue pour les prélèvements de la période d'été (juillet 2004) pour S1 et deviennent carbonatées pour les deux autres, car l'origine de cet élément est soit la pluie soit la dissolution des engrais chimiques (chlorure de potassium) [22].

Elles ont une conductivité comprise entre 900 $\mu\text{s}/\text{cm}$ et 2100 $\mu\text{s}/\text{cm}$, ce qui traduit une salinité plus importante, mais il reste dans les normes pour la consommation humaine.

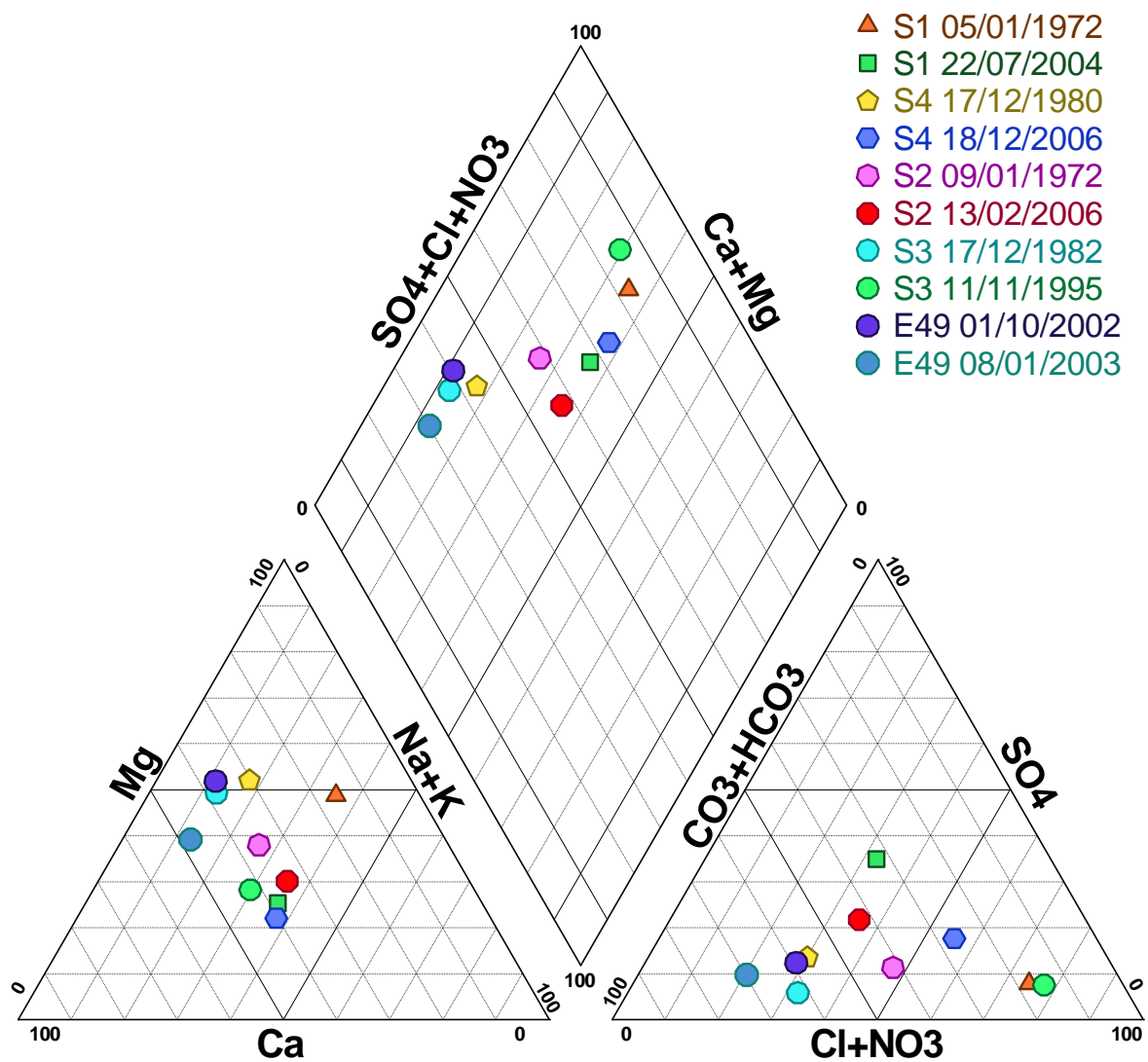


Figure N°77 : Diagramme de Piper de la nappe des sables et grès (Pliocène)

Une bonne corrélation entre la minéralisation et le résidu sec, et la conductivité et le résidu sec a été remarqué (figure N°78 et 79), ce qui nous indique une bonne fiabilité des données (coefficient de corrélation 0.90 et 0.92 respectivement).

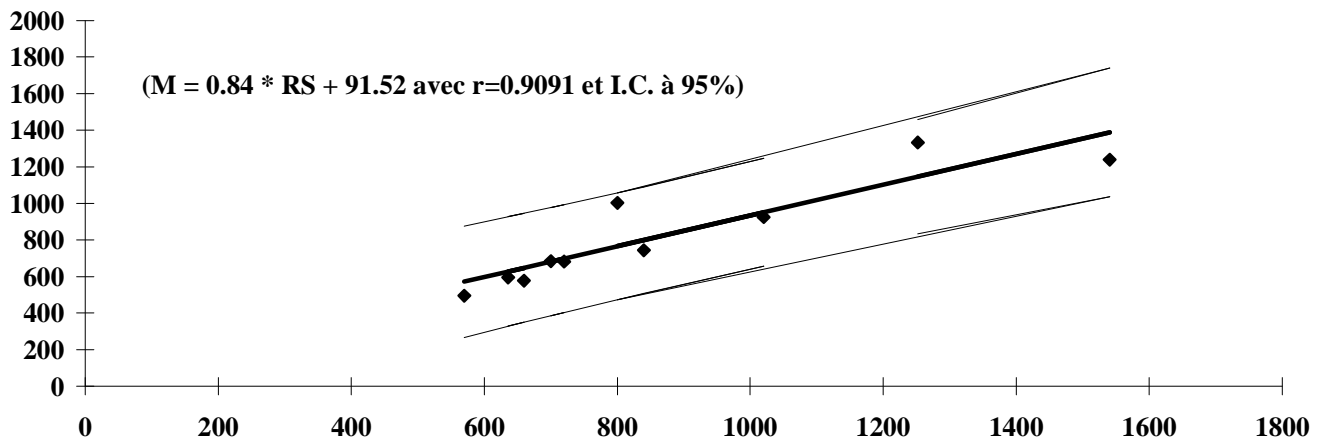


Figure N°78 : Régression linéaire entre la minéralisation (M) et le résidu sec (RS) de la nappe des sables et grès (Pliocènes)

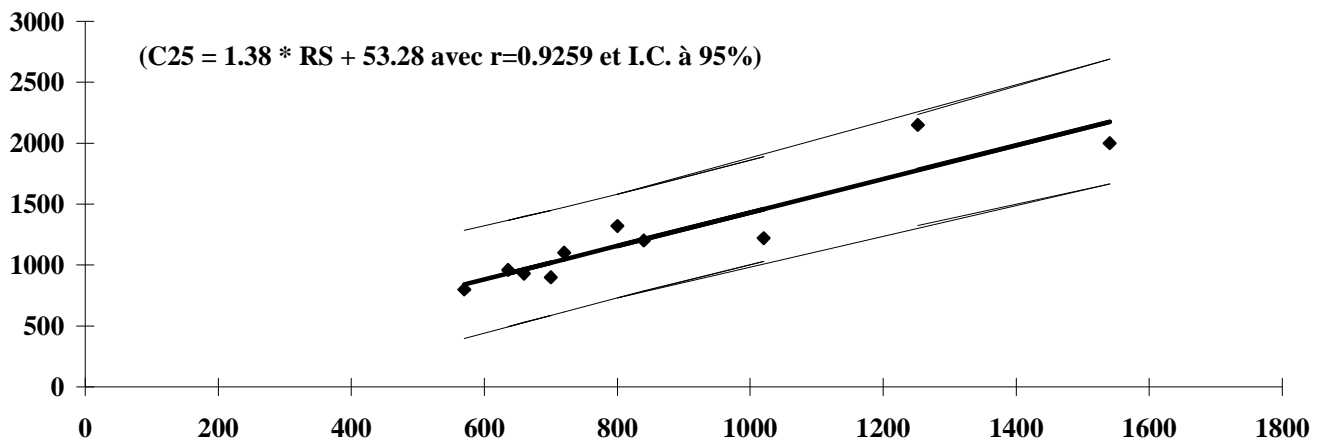


Figure N°79 : Régression linéaire entre la conductivité (C25) et le résidu sec (RS) de la nappe des sables et grès (Pliocènes)

VIII.1.3- La nappe des calcaires dolomitiques :

Les eaux de la nappe calcaro-dolomitique du jurassique ont en majorité un faciès bicarbonaté calcique et magnésien à l'exception des forages F26 et E38 (figure N° 80). Une dominance anionique calcique est observée. L'élément magnésien est plus dominant pour les forages E20 et E56.

Diagramme de Piper Nappe dolomitique (jurassique)

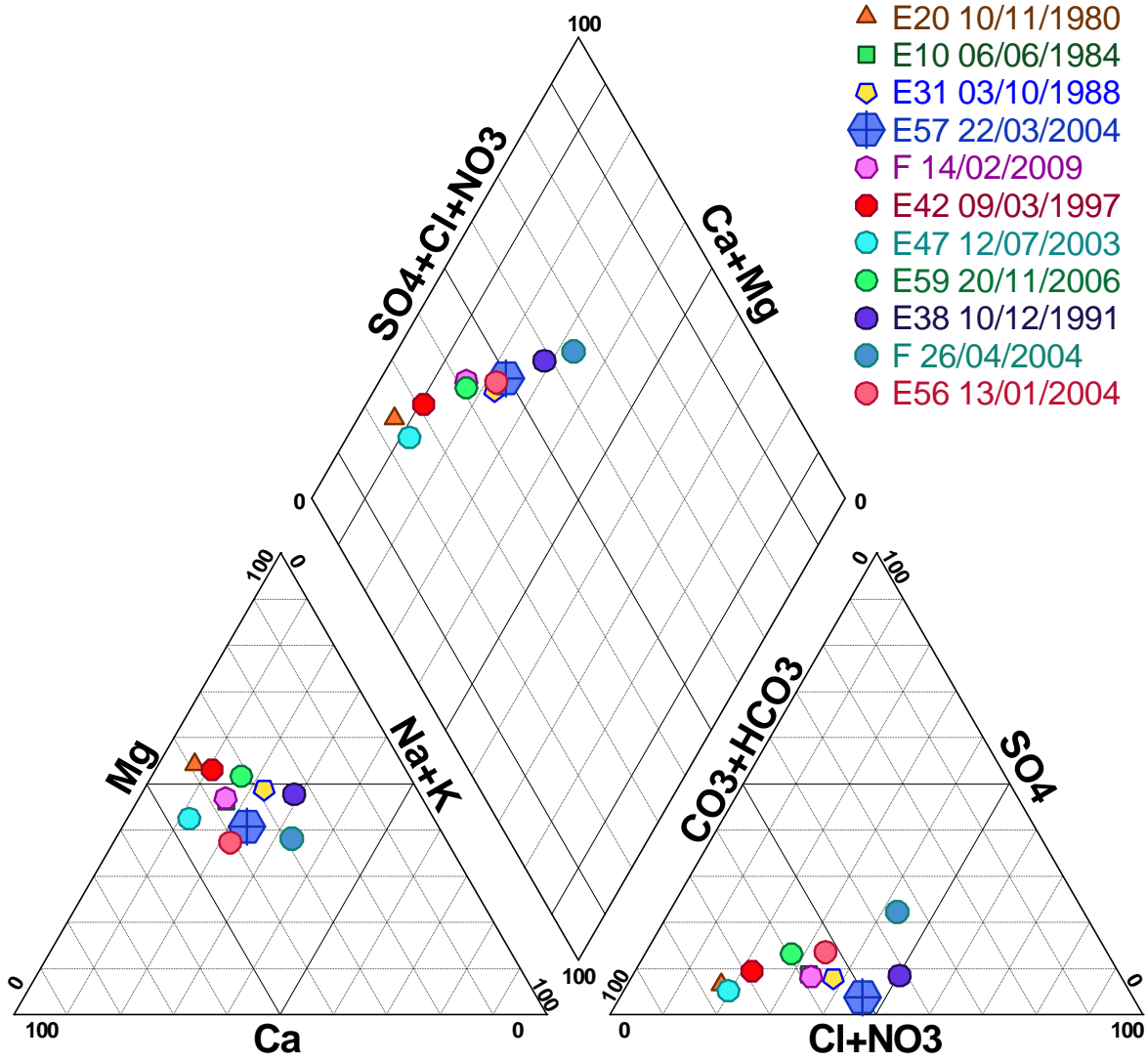


Figure N°80 : Diagramme de Piper de la nappe de calcaire dolomitique (Jurassique)

Une bonne corrélation entre la conductivité et le résidu sec a été remarquée pour ces eaux avec un coefficient de corrélation 0.82 (figure N°81). La dureté est comprise entre 39 et 57, avec une corrélation acceptable entre la dureté et la concentration des cations ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) (figure N°82).

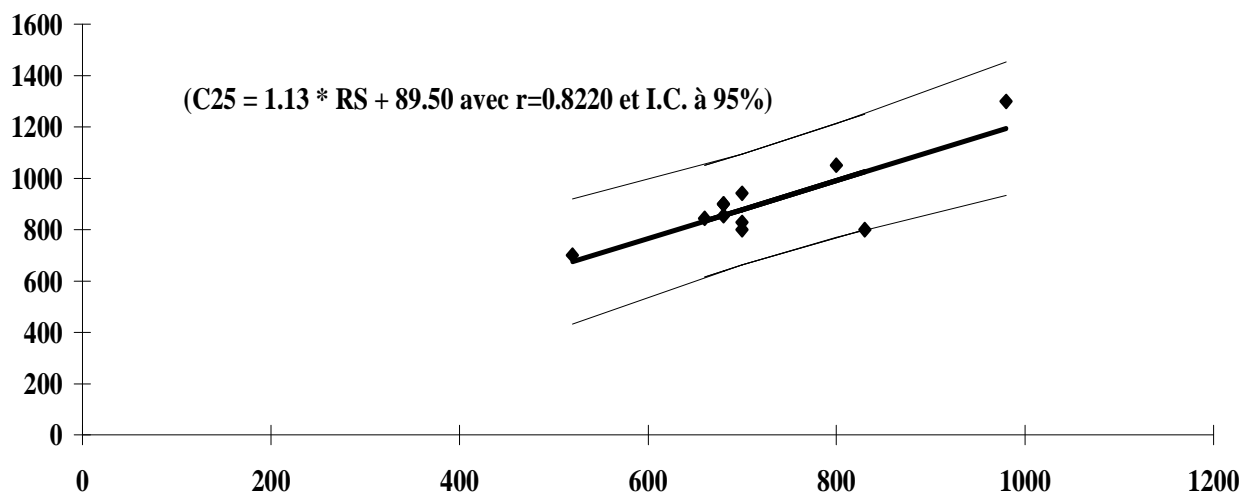


Figure N°81 : Régression linéaire entre la conductivité (C25) et le résidu sec (RS) de la nappe du calcaire dolomitique

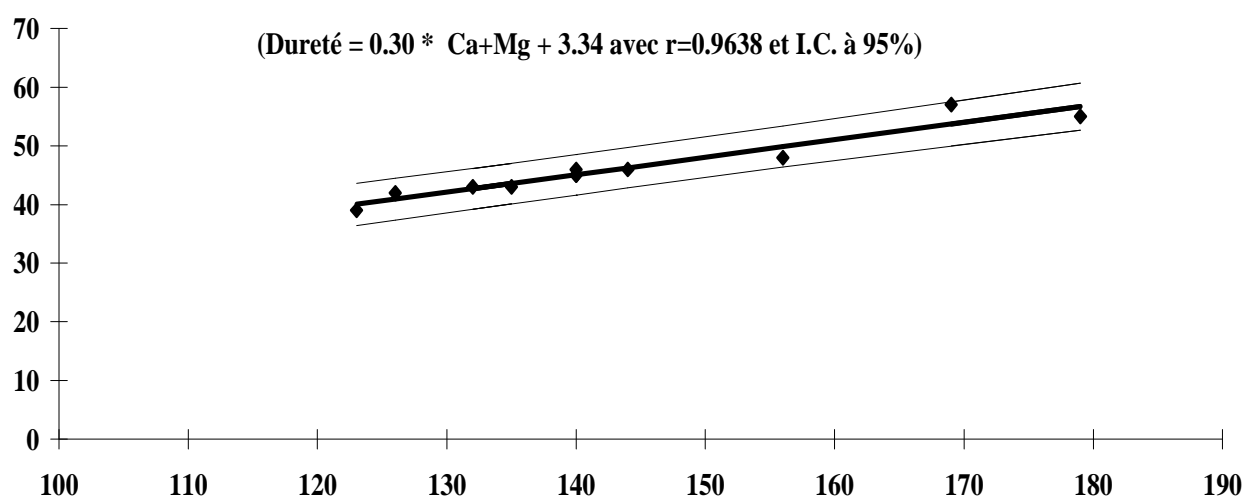


Figure N°82 : régression linéaire entre la dureté et (Ca+Mg) de la nappe du calcaire dolomitique

La bonne corrélation entre les ions Na^{+} et Cl^{-} (figure N°83) témoigne la même origine de ces deux éléments, qui serait le résultat de la dissolution de la halite (NaCl) [23].

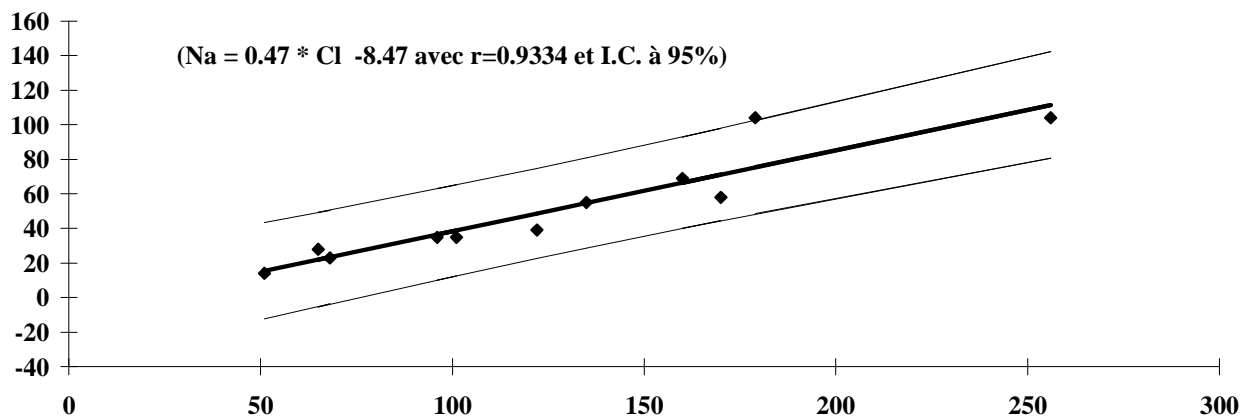


Figure N°83 : Régression entre Na⁺ et Cl⁻ de la nappe du calcaire dolomitique

Conclusion :

L'étude hydro chimique des nappes du bassin d'oued Fekan a permis de mettre en évidence les caractéristiques suivantes :

Le pH varie entre 7 et 8,5 ce qui nous donne des eaux neutres à légèrement basique d'une façon générale pour toutes les nappes. En ce qui concerne la qualité des eaux pour l'alimentation en eau potable, nous pouvons affirmer que les eaux de toutes les nappes sont généralement passables pour l'alimentation.

Conclusion générale :

Dans la région d'étude l'agriculture consomme une bonne part des ressources en eau. En effet l'irrigation des terres et l'alimentation en eau potable des agglomérations sont assurées par le pompage dans un grand nombre d'ouvrages captant toutes les nappes.

La précipitation pour l'ensemble du bassin, est estimée à 385.3mm, avec une tendance à la baisse durant toute la période d'étude. La température moyenne annuelle de la station de Mascara sur la période de (1977-2006) est de 16.6 °c. Une grande quantité des eaux précipitées et infiltrées est remobilisée par une importante évapotranspiration potentielle estimée à 795.8mm par la méthode de Thornthwaite, soit une évapotranspiration réelle d'environ 300.1mm. L'équilibre du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite, nous a permis d'estimer le déficit hydrique moyen à 564.2mm et l'excédent à 77.1mm durant la période 1977-2006.

Les différentes méthodes de caractérisation du climat, nous ont permis de conclure que la région est soumise globalement à un climat semi-aride à hiver froid. Les périodes sèches s'étalent de mai en décembre. En juin, juillet, août et septembre, la température augmente et le climat semi-aride devient hyperaride en été. Durant l'automne, la température reraîchit.

L'écoulement superficiel de la rivière est très irrégulier. Les étiages se produisent en général en juin et s'étale jusqu'à octobre. L'évolution des débits moyens mensuels dans le bassin versant de Oued Fekan durant la période 1968- 2004, montre que les débits minimaux s'observent en juillet et août. Le débit moyen annuel est estimé à 3.52 m³/s avec un apport annuel de 79.9 Hm³. Une bonne corrélation entre la pluie tombée sur la totalité du bassin versant et le débit qui s'écoule par son exutoire a été remarqué, avec un coefficient d'environ 0.9. Cela confirme l'influence du climat (pluie) sur le régime de l'écoulement.

D'après l'interprétation des relevés et des graphiques des différents points d'eau témoins observés, il apparaît clairement que le niveau de l'eau dans les nappes de la région, a considérablement baissé. Les courbes de tendance tracée dans tous les graphiques montrent une forte chute du niveau statique.

Il a été aussi constaté que les abaissements se sont accentués beaucoup plus lors des dernières années avec le grand déficit hydraulique.

De ces résultats il ressort clairement que les nappes subissent d'intenses diminutions. Les raisons semblent être dues, d'une part à la vocation agricole de la région qui utilise de grandes quantités d'eau pour l'irrigation et la sécheresse qui sévit, particulièrement, dans l'ouest du pays d'autre part.

Les eaux de la nappe phréatique caractérisées par une bonne homogénéité du faciès chimiques. Elles sont de bonne qualité chimique avec faible résidu sec. Un excès de nitrate est toutefois remarqué au niveau de quelques puits, il est peut être expliqué par une activité anthropique.

Les eaux de la nappe pliocène sont chlorurées magnésiennes et bicarbonatées magnésienne Elles ont une conductivité comprise entre 900 µs/cm et 2100 µs/cm, ce qui traduit une salinité plus importante, mais il reste dans les normes pour la consommation humaine.

Les eaux de la nappe calcaro-dolomitique du jurassique ont en majorité un faciès bicarbonaté calcique et magnésien.

Une politique de gestion de cette ressource est indispensable pour préservation. La gestion de l'eau suppose des actions coordonnées conformément à la politique d'aménagement du territoire, où les ressources hydrauliques doivent être mises en valeur et préservées.

Références bibliographiques :

[1] Azaz H : Impact du climat sur les ressources en eau superficielles et souterraines dans les bassins versants de la haute et de la moyenne Tafna (ouest Algérien). Mémoire de Magister ; 2001, p122.

- [2] **Musy A, higy C** : Cours d'hydrologie générale. Romandes : Presses Polytechniques Universitaires Romandes, 2004 ; 326p.
- [3] **Sourisseau P.** Synthèse sur l'hydrogéologie de la plaine de Ghriss (Mascara). Centre d'Etudes Diagnostic des Ouvrages et Structure 1973 : 1-84.
- [4] **Adger N, Aggarwal P, Agrawala S, Alcamo J, Allali A, Anisimov O et al.** Impacts, adaptation et vulnérabilité. Quatrième rapport d'évaluation du Groupe de Travail II du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur les Changements Climatiques (GIEC) 2007 ; Bilan 2007 des changements climatiques : 1-19.
- [5] **Agoumi A** : Vulnérabilité des pays du Maghreb face aux changements climatiques. (Besoin réel et urgent d'une stratégie d'adaptation et de moyens pour sa mise en œuvre), Institut International du Développement Durable.
- [6] : Alexandre Taithe : Changement climatique et sécurité des états : un lieu opérationnel à construire localement et à moyen terme. 3 octobre 2007. Fondation pour la Recherche Stratégique
- [7] **Direction Générale de l'Environnement** (Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement). Elaboration de la stratégie et du plan d'action national des changements climatiques en Algérie. Projet national ALG/98/G31 mars 2001 ; 1-131.
- [8] **Bi Tié Abert G, Issiaka S, Brou K, Vamoryba F, Gnamien Béatrice K.** Impact de la variabilité climatiques sur les ressources hydriques des bassins de N'zo et N'zi en Cote d'ivoire (Afrique tropicale humide). VertigO -La revue en sciences de l'environnement mai 2006 ; 7 N°1 : 1-12.
- [9] **Roche, M.**, 1963. Hydrologie de surface. Paris, Gauthier - Villars. 430 p.
- [10] **Meddi H, Meddi M** : Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du Nord-ouest d'Algérie, Geographia Technica 2007; N° .2 :p50-50
- [11] **Moisselin J-M, Schneider M, Canellas C et Mestre O** : Les changements climatiques en France au XXe siècle. Étude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations, la Météorologie, août 2002 ; N° 38 : p11-12.
- [12] **G. BRANCUCCI, M.A.PULINA** : Analyse de l'intensité et de la variabilité de la sécheresse Sur le pourtour de la méditerranée centre occidental. Climat et environnement. L'information climatique au service de la gestion de l'environnement 295.
- [13] **Morat P**: Note sur l'application Madagascar du quotient pluviométrique d'Emberger Cahier ORSTOM, série. Biologie., N° 10 - décembre 1969, p16.
- [14] **J. Margat**, septembre 1997, Dictionnaire Français d'Hydrologie, Comité National Français des Sciences Hydrologiques.
- [15] Rapport Final Fondation MAIF Aléa et Risque Sécheresse. Armines Centre de Géosciences, coordonnateur Janvier 2009.
- [16] **Larwanou M, Saadou M, André N** : Détermination du degré d'aridité bioclimatique de sept localités du département de Tillabéri (sud-ouest du Niger) : classement en zones bioclimatiques. Sécheresse 2005 ; 16 (2) : 107-14

[17] **Riad S** : Typologie et analyse hydrologique des eaux superficielles à partir de quelques bassins versant représentatifs du Maroc. Thèse en cotutelle Université des Sciences et Technologies de Lille (France) et Université Ibnou Zohr d'Aghadir (Maroc), 2003 ; 54-152p.

[18] **GAUME E** : Hydrologie D.E.A Sciences et Techniques de l'environnement. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées 2005-2006.

[19] **BEKOUSSA B**: modélisation du transfert et de la propagation des nitrates dans les eaux souterraines de la plaine de Ghris 2009, p180.

[20] **Assens G, Besbes M, de Marsily G**, Etude hydrogéologique de la plaine de Mascara sur modèle mathématique. Paris (France) : Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (Centre d'Informatique géologique), 1977 ; 38p.

[21] **Sylvestre Dasyva et Claude Cosandey** : L'exploitation de la Nappe des Sables Quaternaires pour l'alimentation compromise par l'insuffisance de la recharge pluviométrique. Géocarrefour Numéro vol. 80/4 (2005) La pénurie d'eau : donnée naturelle ou question sociale ?

[22] : **Marc SCHOELLER** : la teneur en chlore de l'eau de la nappe des sables des LANDES du bassin de l'EYRE. partie scientifique, CNRS.

[23] **S. Ben Ammar et al** : Approche géochimique de la vulnérabilité des eaux souterraines de la nappe phréatique de la plaine de Kairouan (Tunisie). 13 th IWRA World Water Congress 2008. 1-4 september ; Montpellier, France

Annexe

ANNEX 1 : caractéristiques morphologiques

H_{\max}	Altitude maximale (m)	Correspond au point le plus haut du bassin versant
H_{\min}	Altitude minimale (m)	Correspond au point le plus bas du bassin versant
H_{frq}	Altitude fréquente (m)	Correspond au maximum du diagramme altimétrique
H_{med}	Altitude médiane (m)	Correspond au maximum du diagramme altimétrique
H_{moy}	Altitude moyenne (m)	Correspond au rapport entre la somme des produits de la surface élémentaire par l'altitude moyenne sur la surface totale du bassin versant
$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$	Coefficient de compacité	P: périmètre du bassin (km) A: surface du bassin (km ²)
$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{1.14} \right)^2} \right]$	Longueur de rectangle équivalent (m)	A: surface du bassin (km ²) K _c : Coefficient de compacité
$l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{1.14} \right)^2} \right]$	Largeur de rectangle équivalent (m)	A: surface du bassin (km ²) K _c : Coefficient de compacité
$I_g = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L}$	Indice de pente globale (m/km)	$H_{5\%}$, $H_{95\%}$: l'ordonnée à 5% et 95% dans la courbe hypsométrique

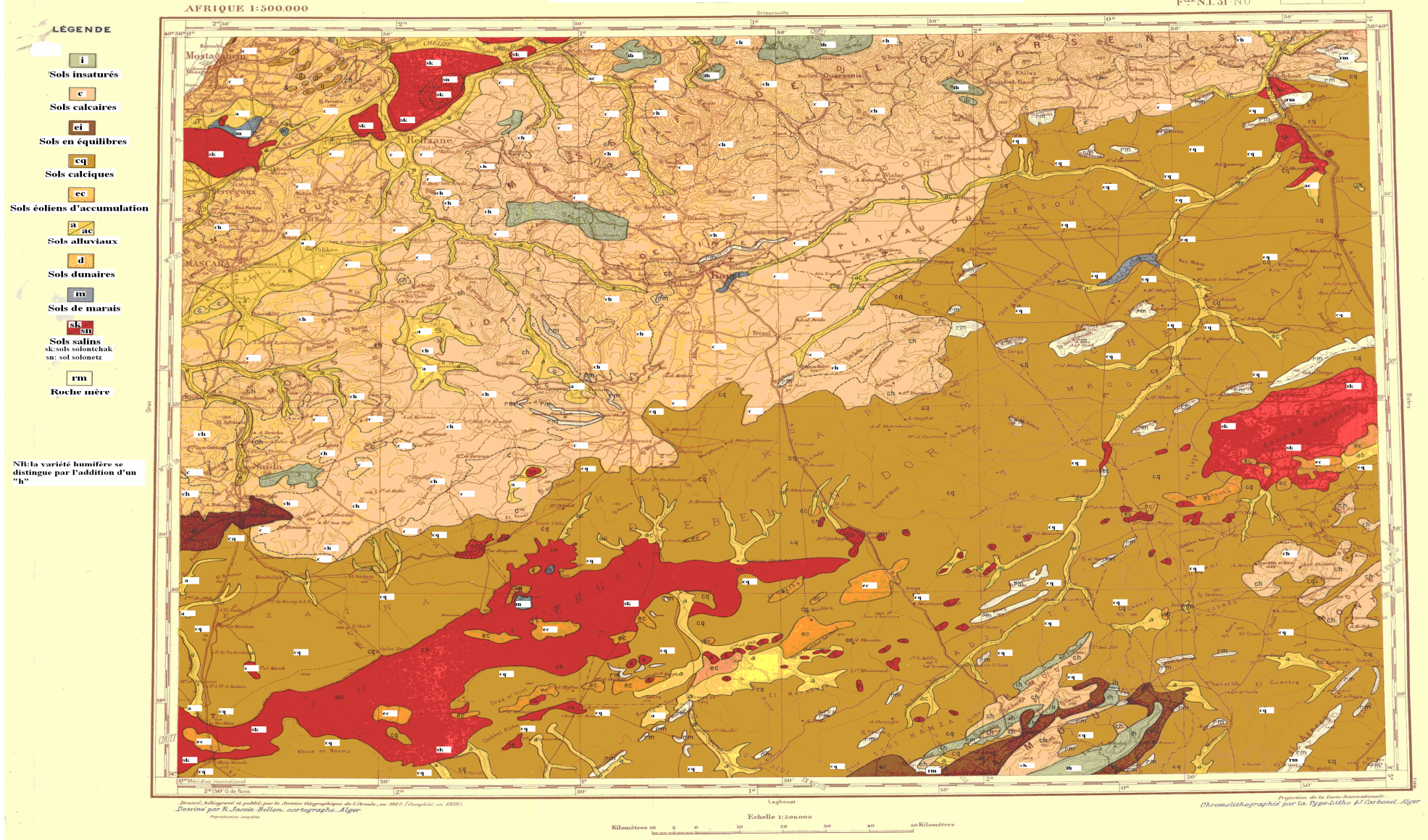
$I_p = \frac{1}{\sqrt{L} * \sum_i^n \sqrt{a_i * d_i}}$	Indice de pente de Roche	a_i : les surfaces partielles exprimées en% par rapport à la surface totale d_i : équidistance
$I_{moy} = \frac{D}{L}$	La pente moyenne %	D: la dénivelée (m) L: Longueur de rectangle équivalent (m)
$D_s = I_g * \sqrt{A}$	La dénivelée spécifique (m)	I_g : Indice de pente globale A: surface du bassin
$R_c = \frac{N_n}{N_{(n+1)}}$	Rapport de confluence	N_n : nombre de thalwegs d'ordre n $N_{(n+1)}$: nombre de thalwegs d'ordre n
$R_L = \frac{L_{(n+1)}}{L_{(n)}}$	Rapport des longueurs	$L_{(n+1)}$: la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+1) $L_{(n)}$: la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n)
$D_d = \frac{\sum L_n}{A}$	Densité de drainage	L_n : la longueur cumulée (km) A: surface totale du bassin versant (km ²)
$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 \times L_p}{0.8 \times \sqrt{H}}$	Temps de concentration	T_c : temps de concentration (heure) A: surface du bassin versant (km ²) L_p : la longueur du thalweg principal (km) $H = H_{moy} - H_{min}$

$C_t = F_1 * D_d \text{ avec } F_1 = \frac{N_1}{A}$	Coefficient de torrentialité	C _t : coefficient de torrentialité F ₁ : densité des thalwegs élémentaires, D _d : densité de drainage, N ₁ : thalweg d'ordre 1,
$F_s = \frac{N}{A}$	Fréquence des cours d'eau	N : nombre de cours d'eau A : surface du bassin versant (km ²)

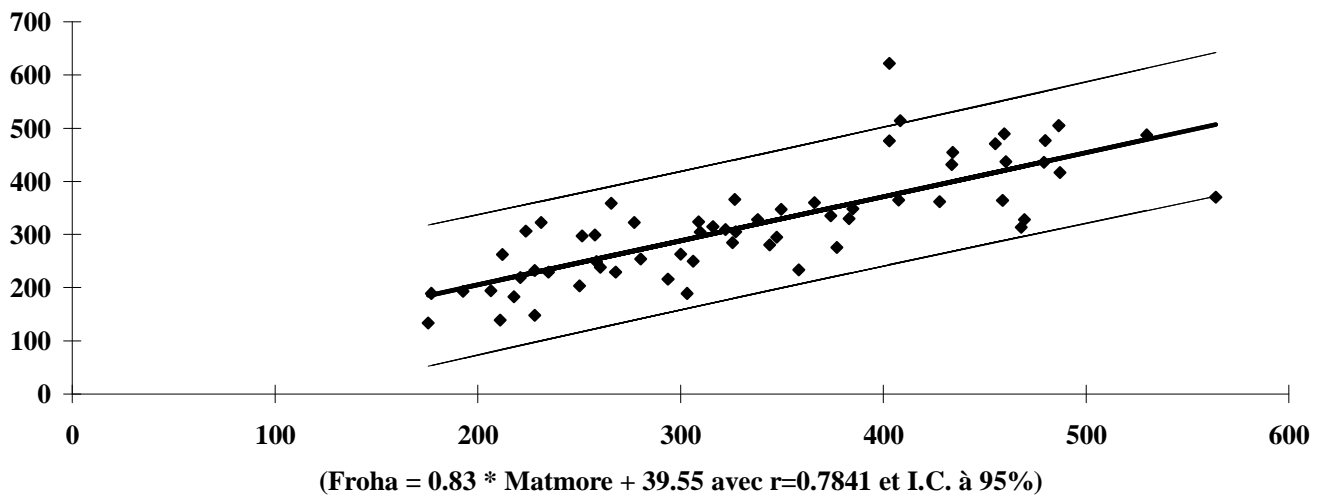
ANNEXE 2: classification d'O.R.S.T.O.M des reliefs

Dénivelée spécifique Ds	10 < Ds < 25	25 < Ds < 50	50 < Ds < 100	100 < Ds < 250	250 < Ds < 500	500 < Ds
Relief	Relief très faible	Relief assez faible	Relief modéré	Relief assez fort	Relief fort	Relief très fort

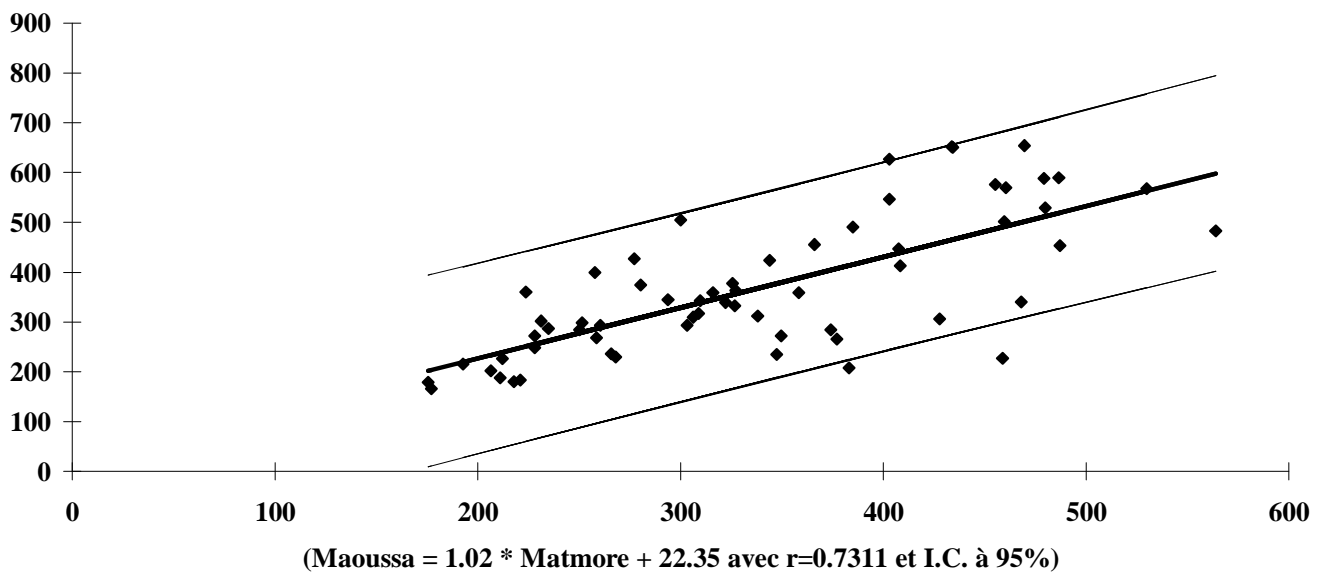
Annexe N°3 : carte des sols de Mascara



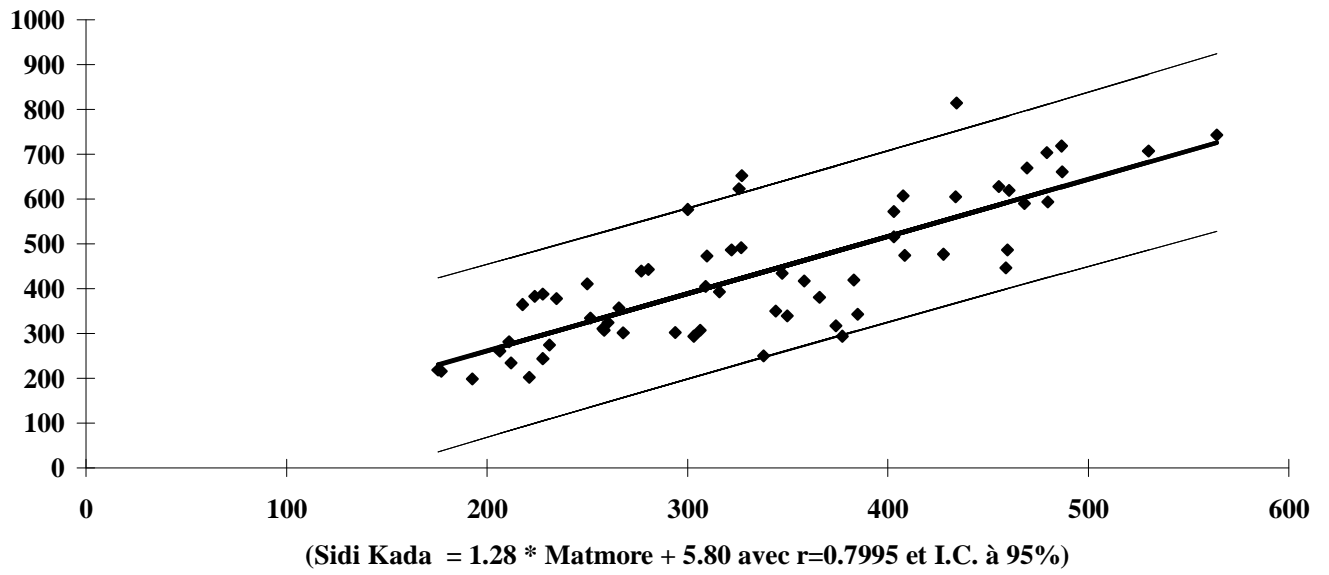
Annexe 4a: Regression linéaire simple Froha-Matmore



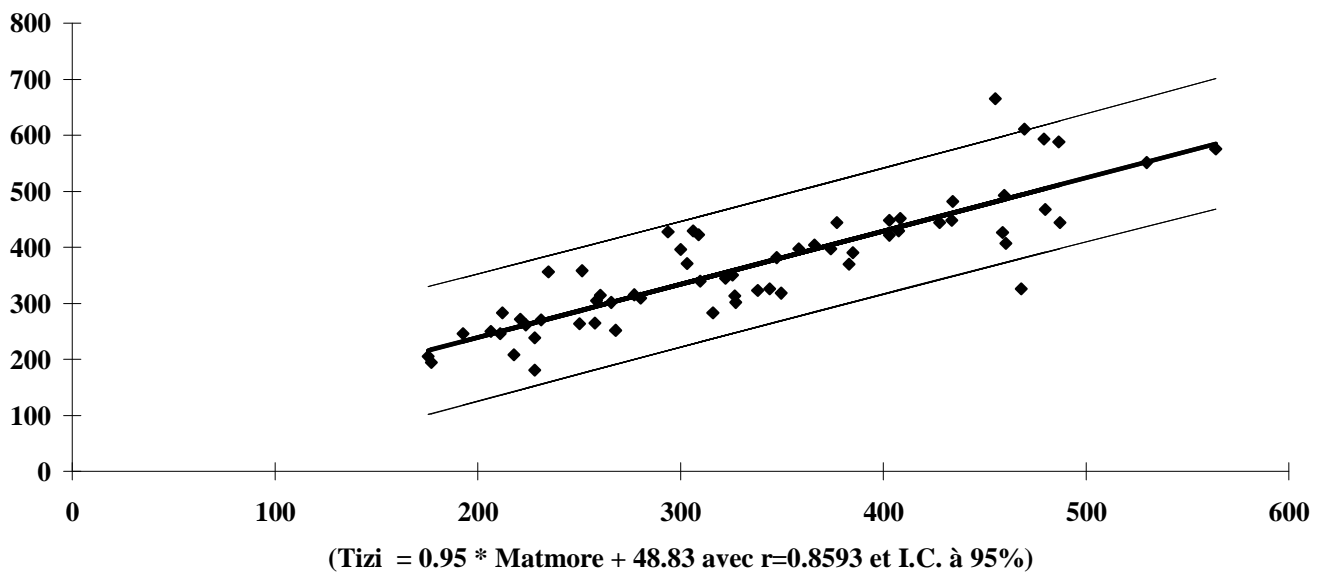
Annexe 4b: Regression linéaire simple Maoussa-Matmore



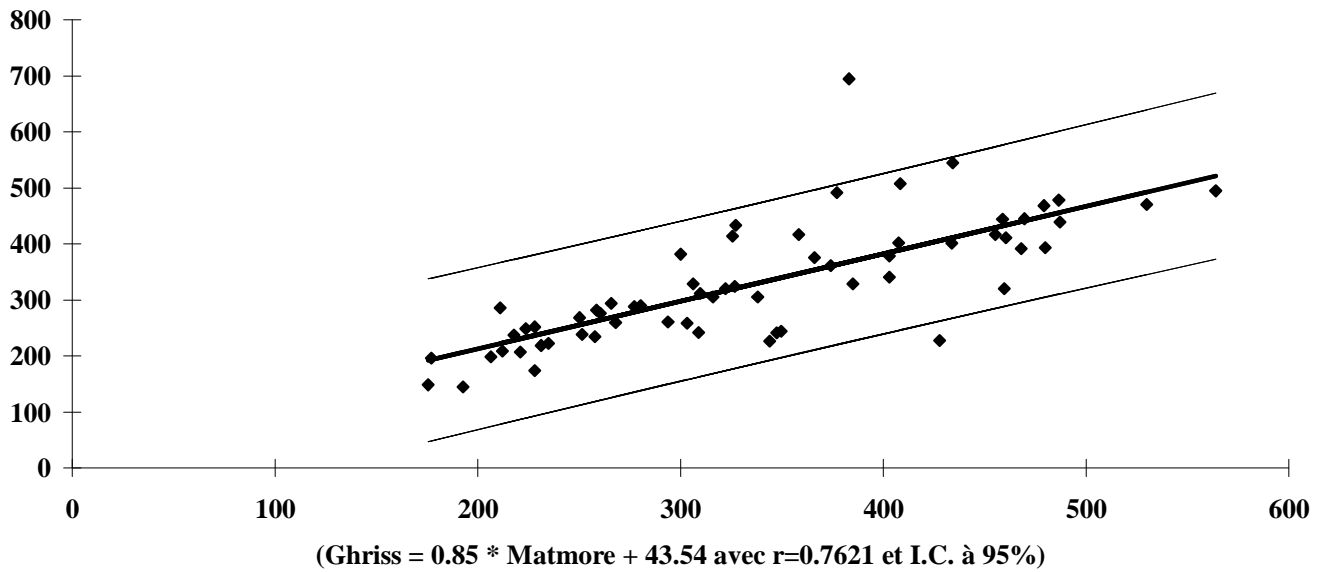
Annexe 4c: Regression linéaire simple Sidi Kada-Matmore



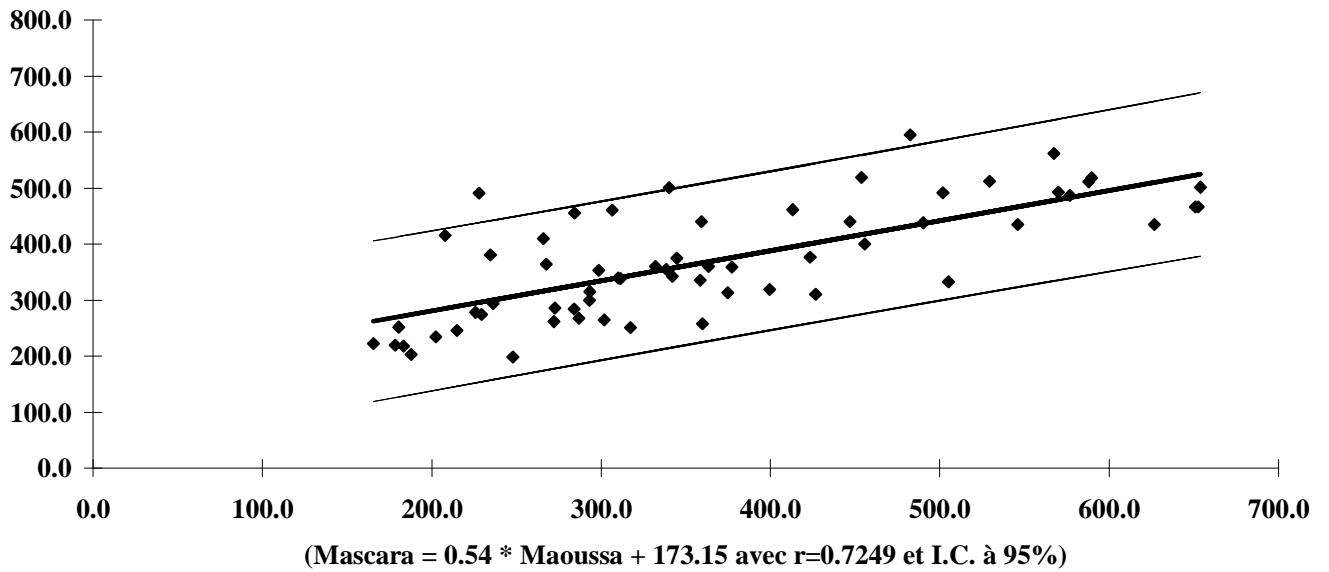
Annexe 4d: Regression linéaire simple Tizi-Matmore



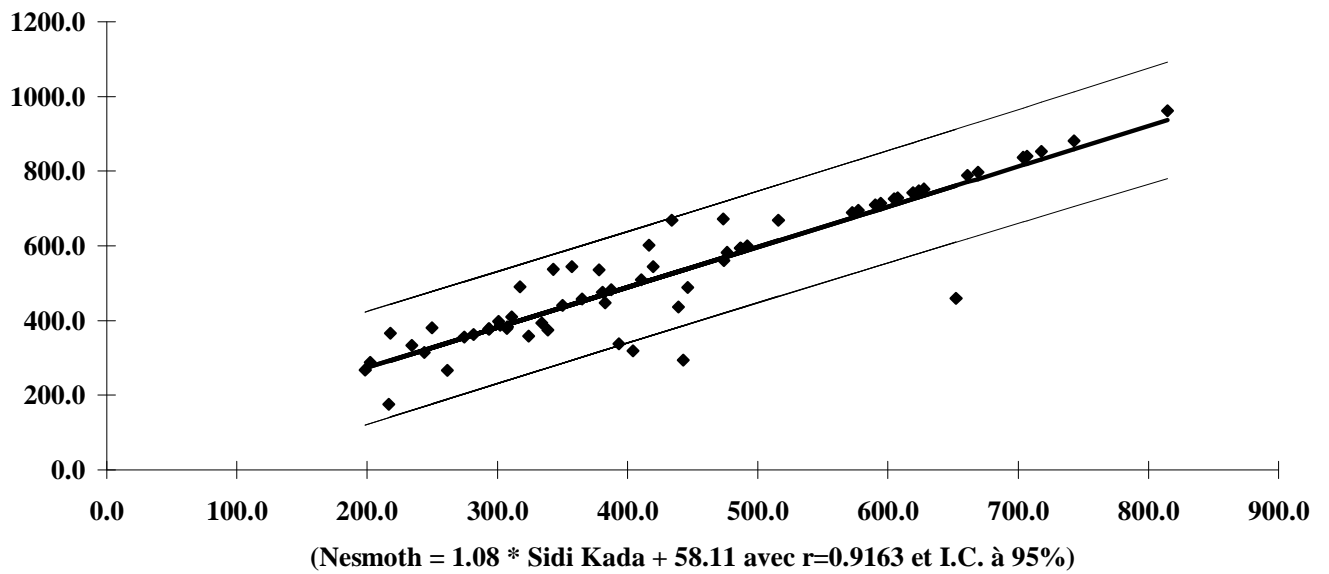
Annexe 4e: Regression linéaire simple Ghriss-Matmore



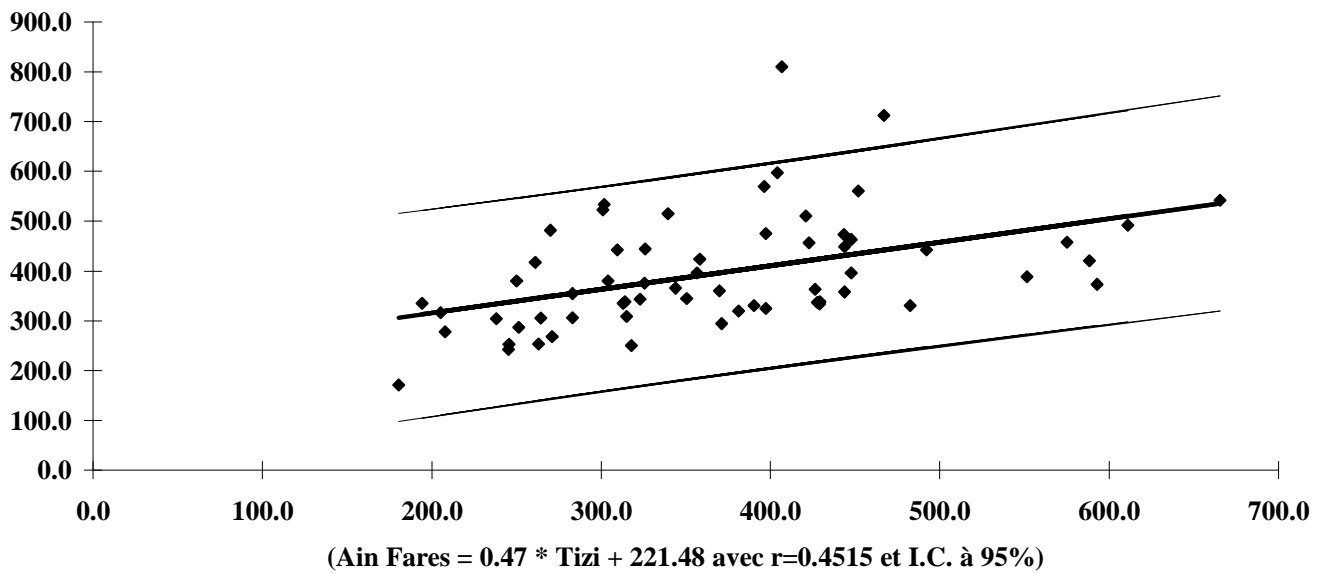
Annexe 4f: Regression linéaire simple Mascara-Maoussa



Annexe 4g: Regression linéaire simple Nesmoth-Sidi Kada

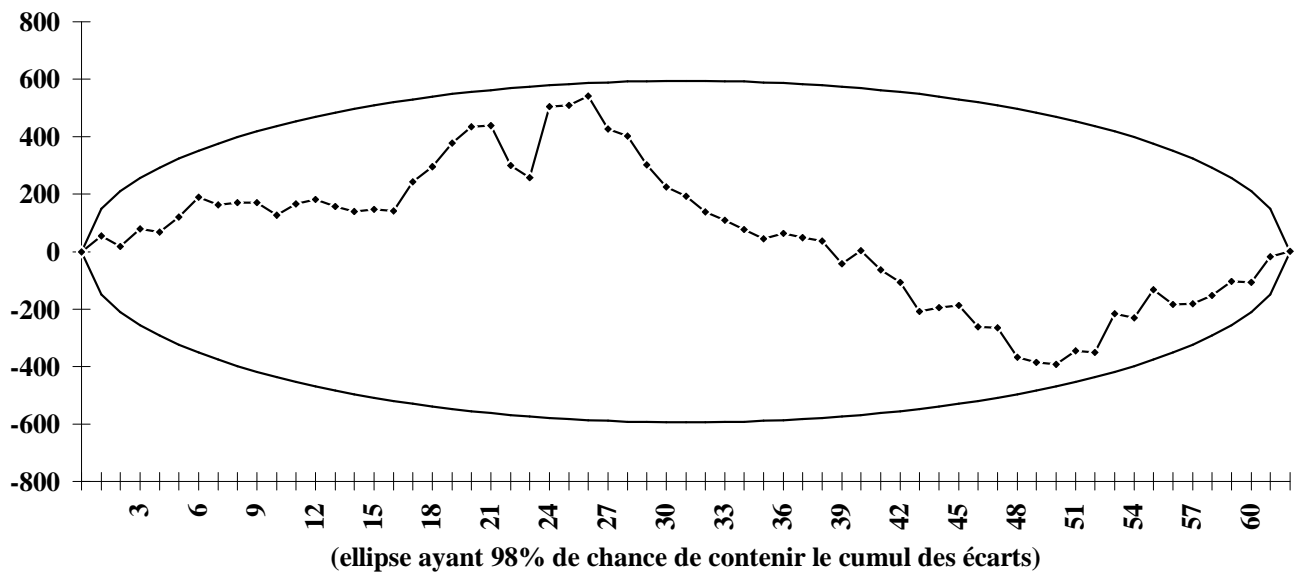


Annexe 4h: Regression linéaire simple Ain Fares-Tizi

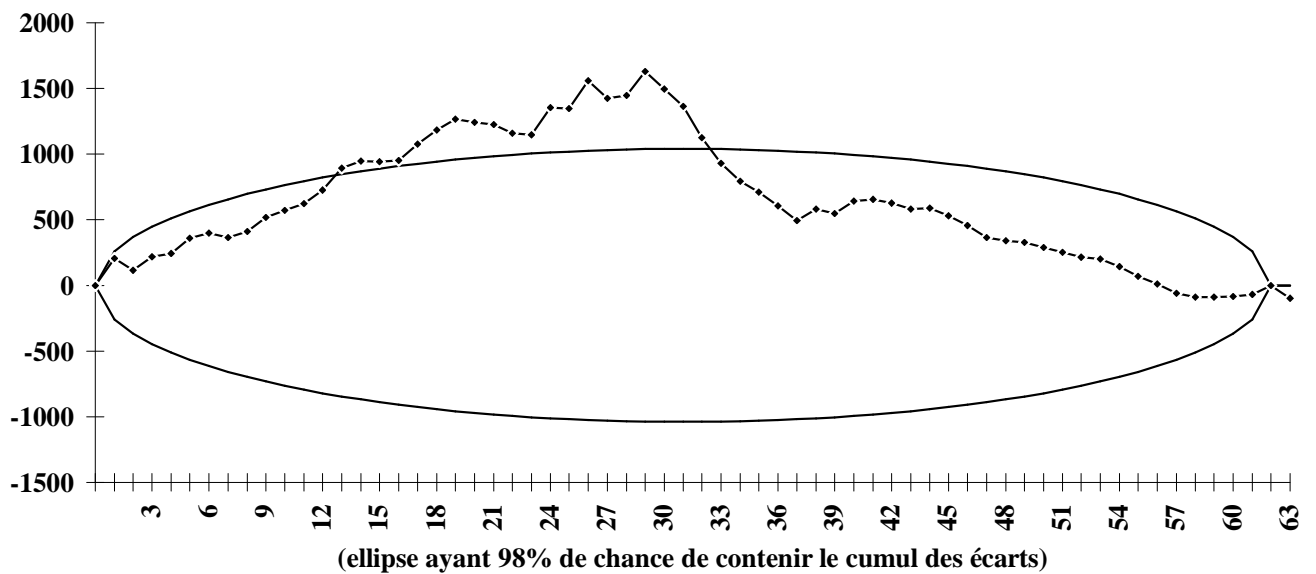


CHAPITRE VII : Relation entre la piézométrie et la pluviométrie

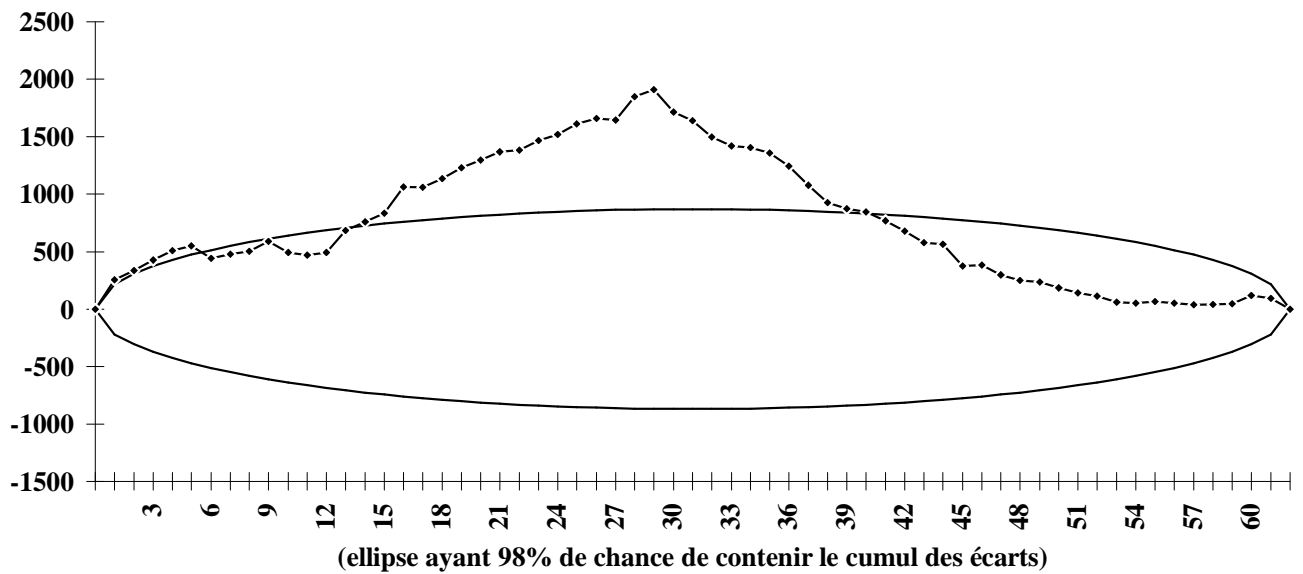
Annexe 5a: Détection des anomalies systématiques de Froha par rapport à Matmore



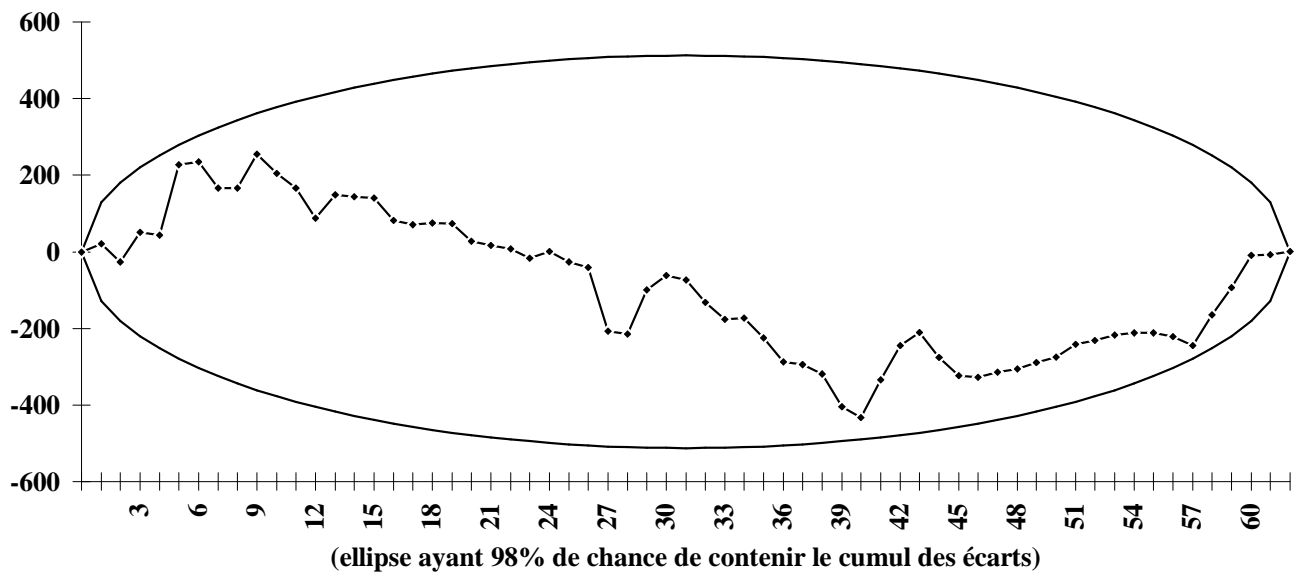
Annexe 5b: Détection des anomalies systématiques de Maoussa par rapport à Matmore



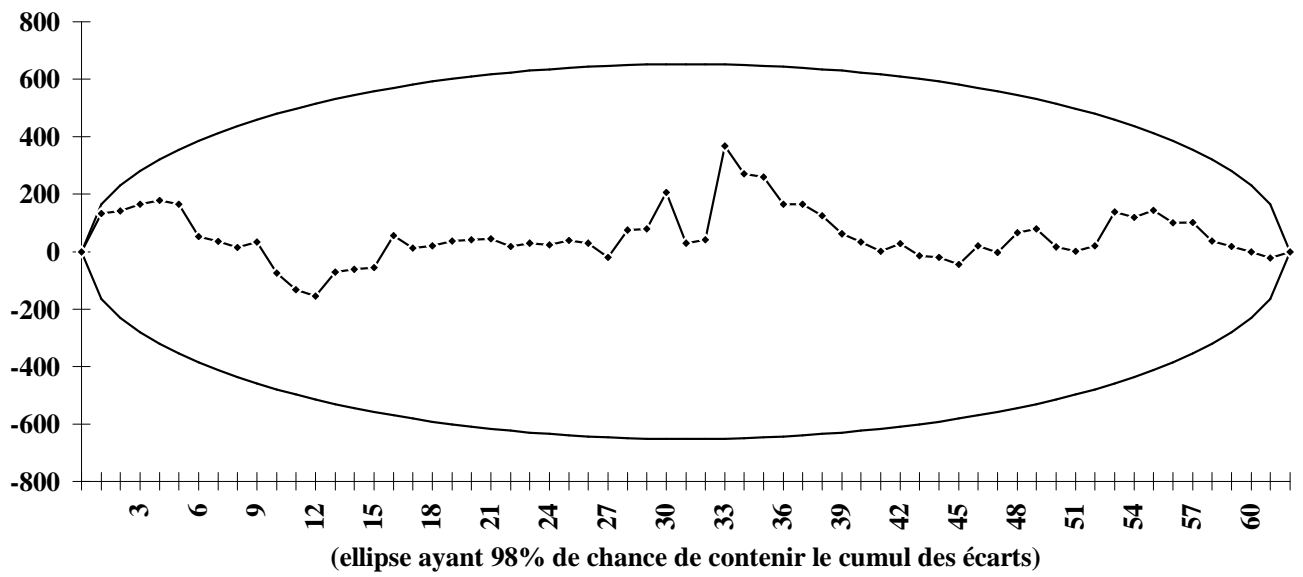
Annexe 5c: Détection des anomalies systématiques de Sidi Kada par rapport à Matmore



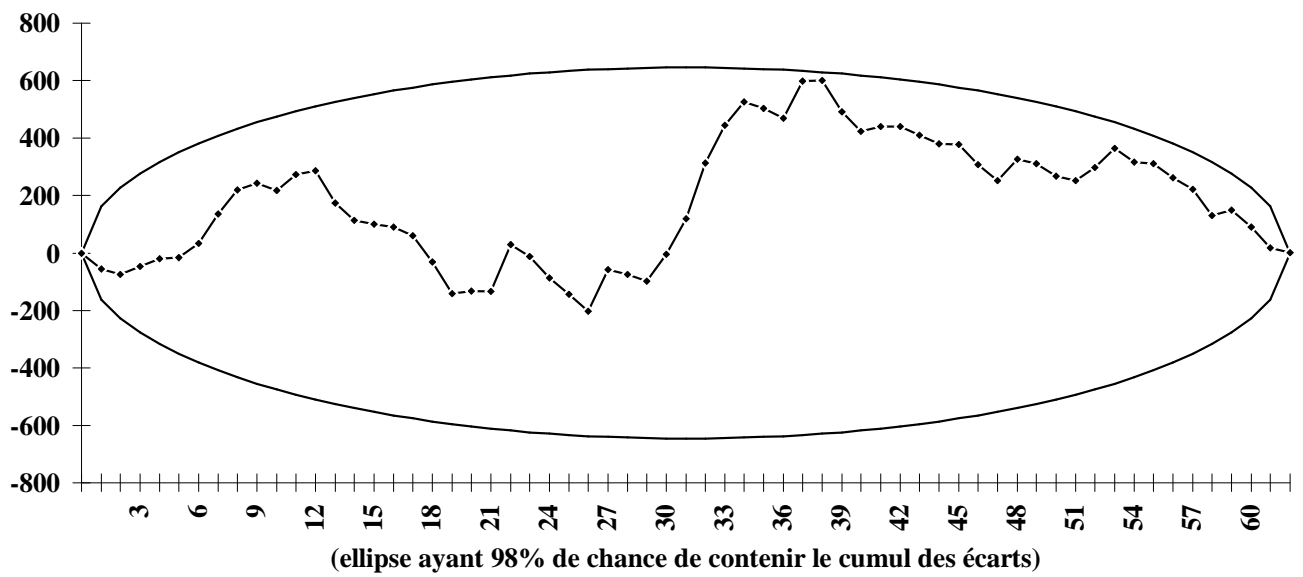
Annexe 5d: Détection des anomalies systématiques de Tizi par rapport à Matmore



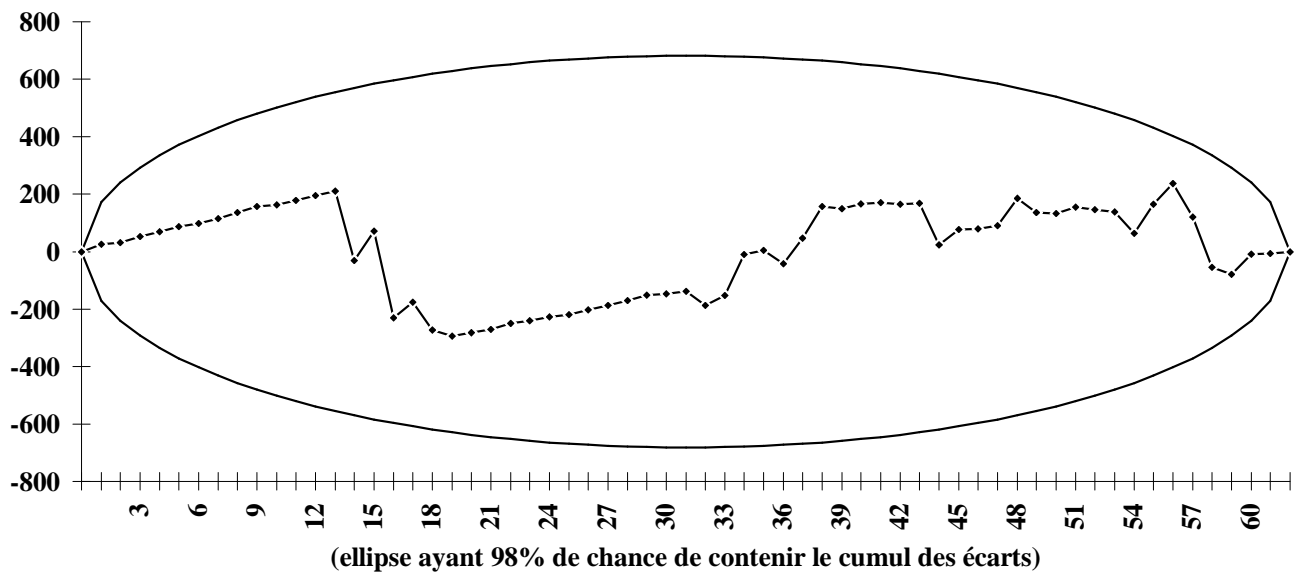
Annexe 5e: Détection des anomalies systématiques de Ghriss par rapport à Matmore



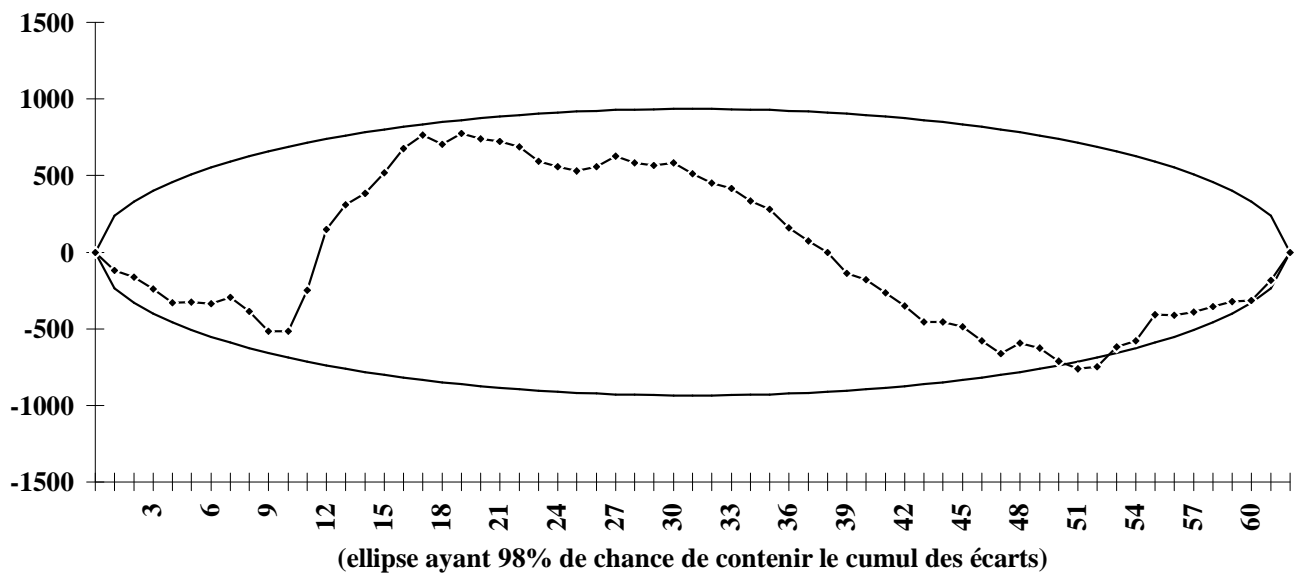
Annexe 5f: Détection des anomalies systématiques de Mascara par rapport à Maoussa



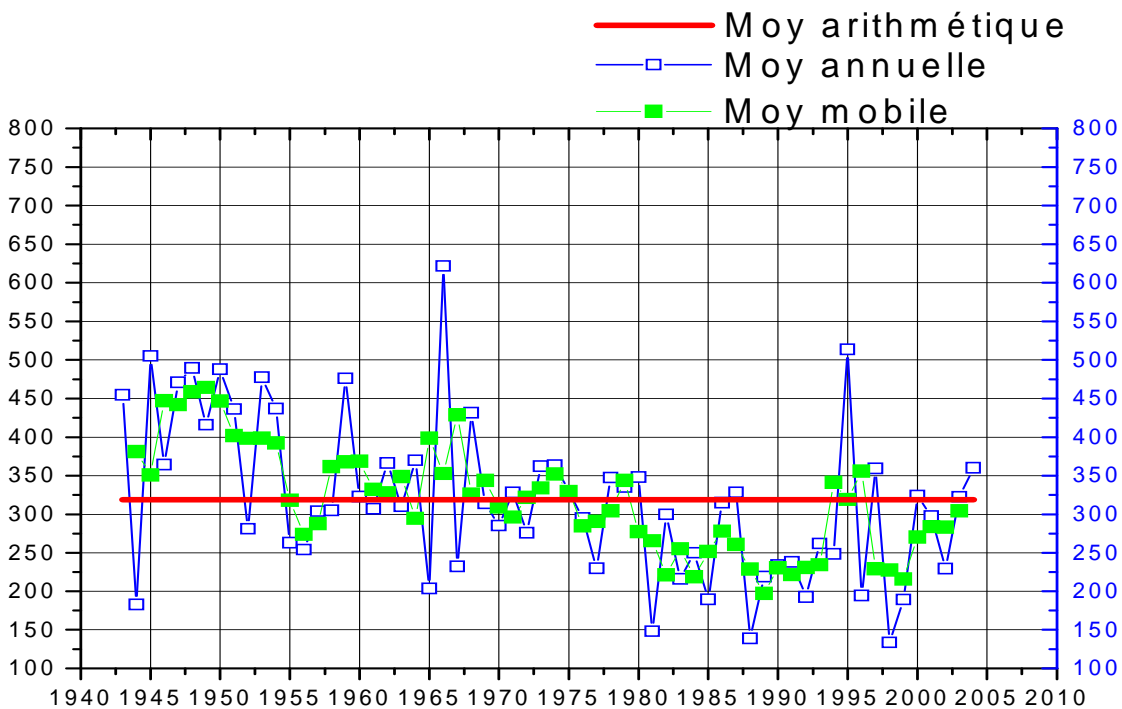
Annexe 5g: Détection des anomalies systématiques de Nesmoth par rapport à Sidi Kada



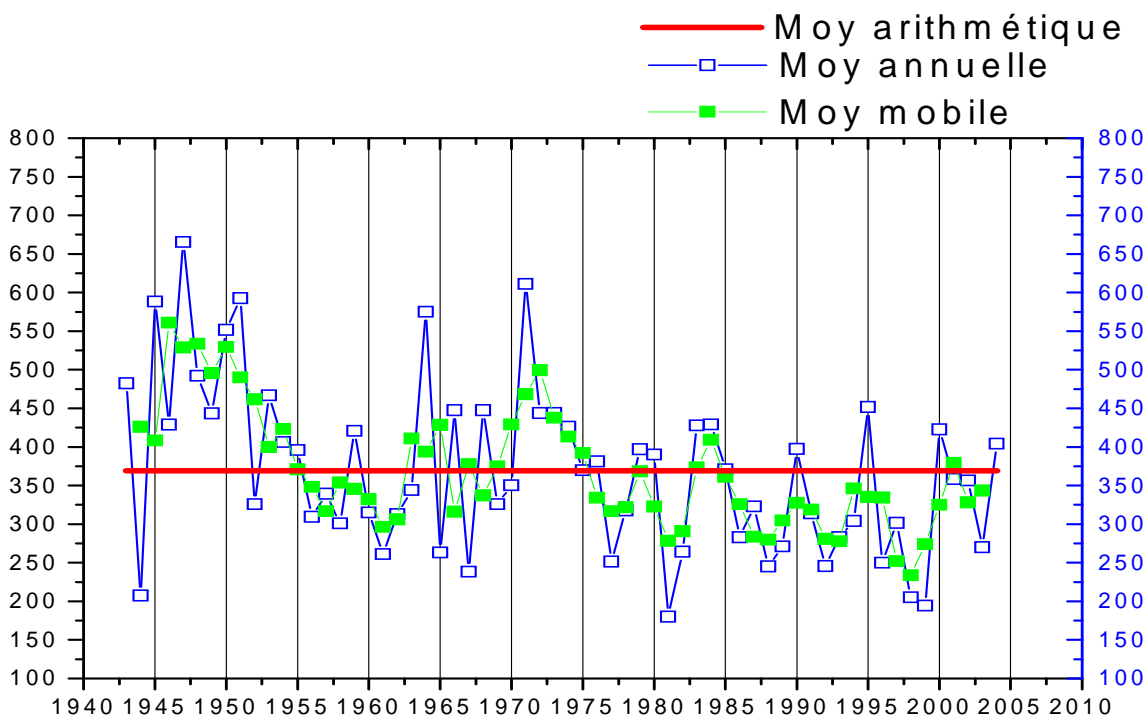
Annexe 5h: Détection des anomalies systématiques de Ain Fares par rapport à Tizi



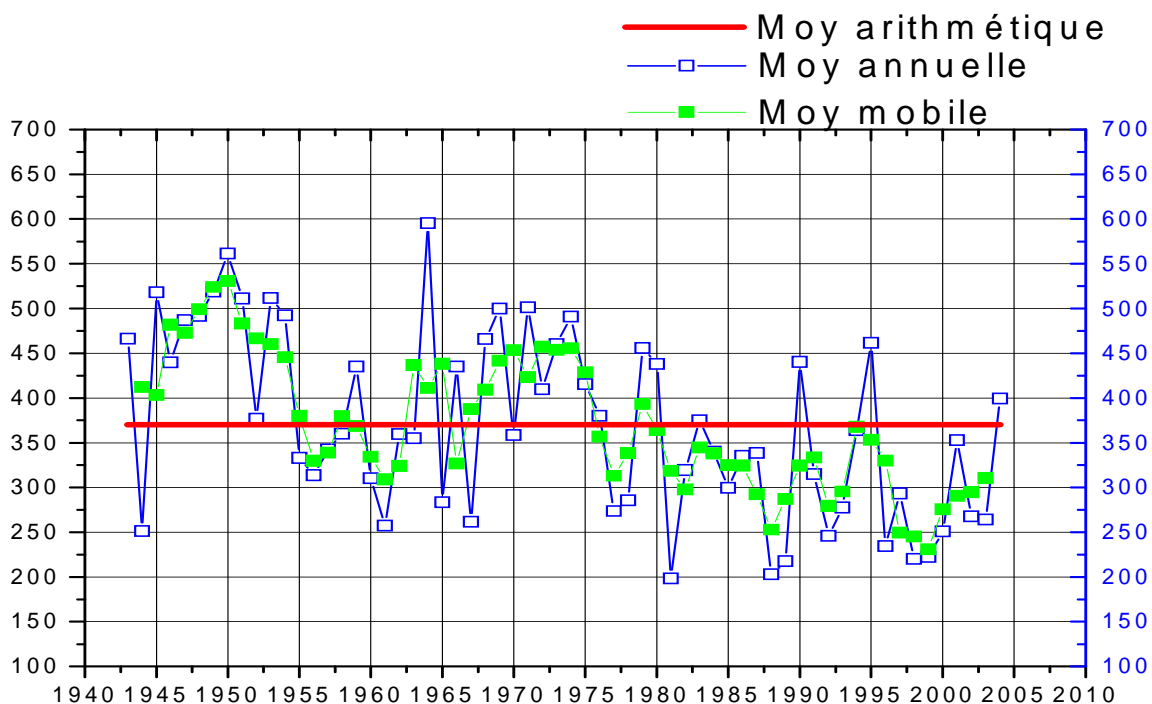
Annexe N°6 : variations annuelles des précipitations moyennes et mobiles des stations



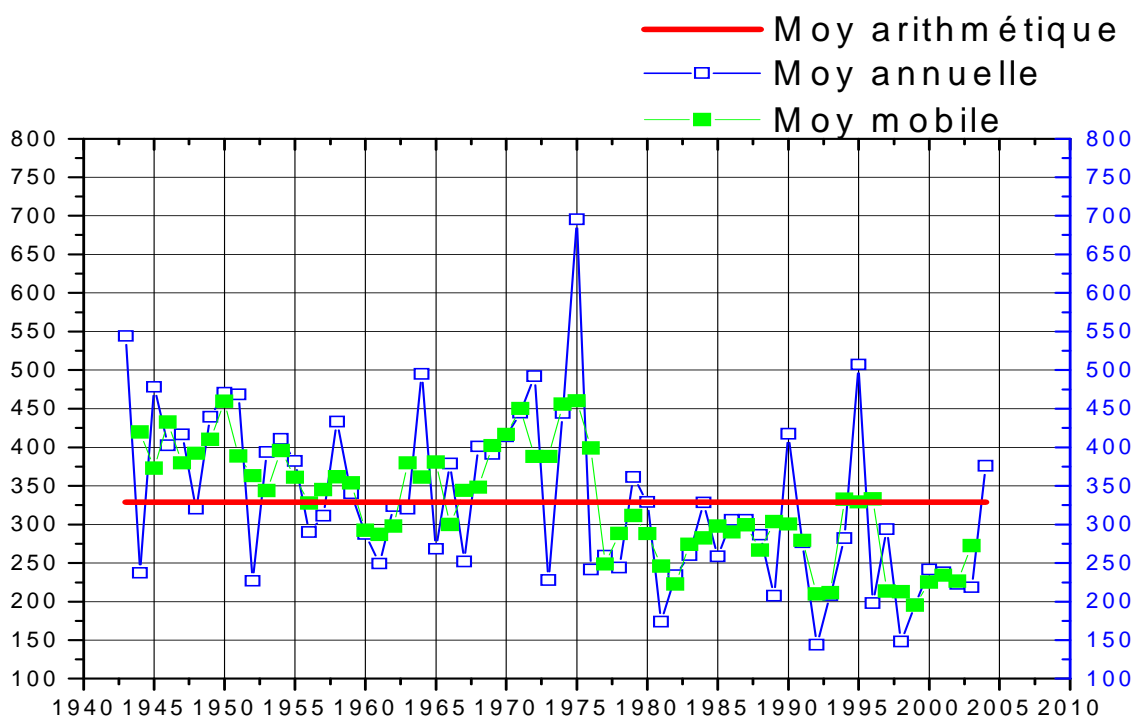
Annexe N°6.a : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Froha (1943-2004)



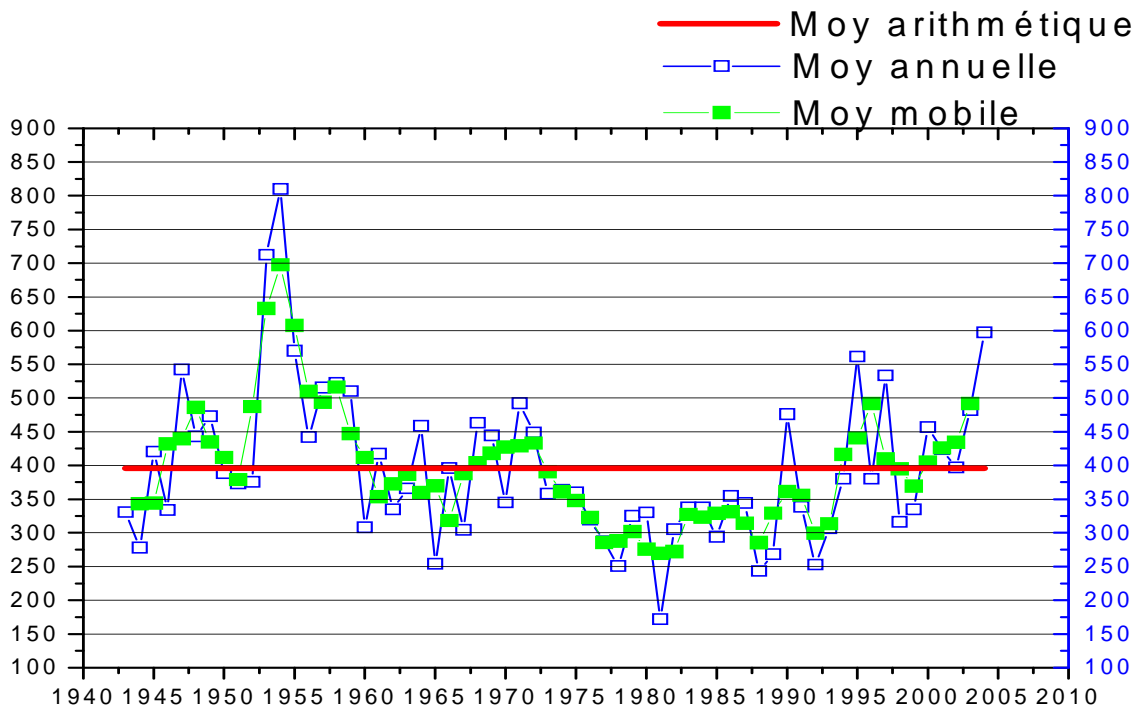
Annexe N°6.b : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Tizi (1943-2004)



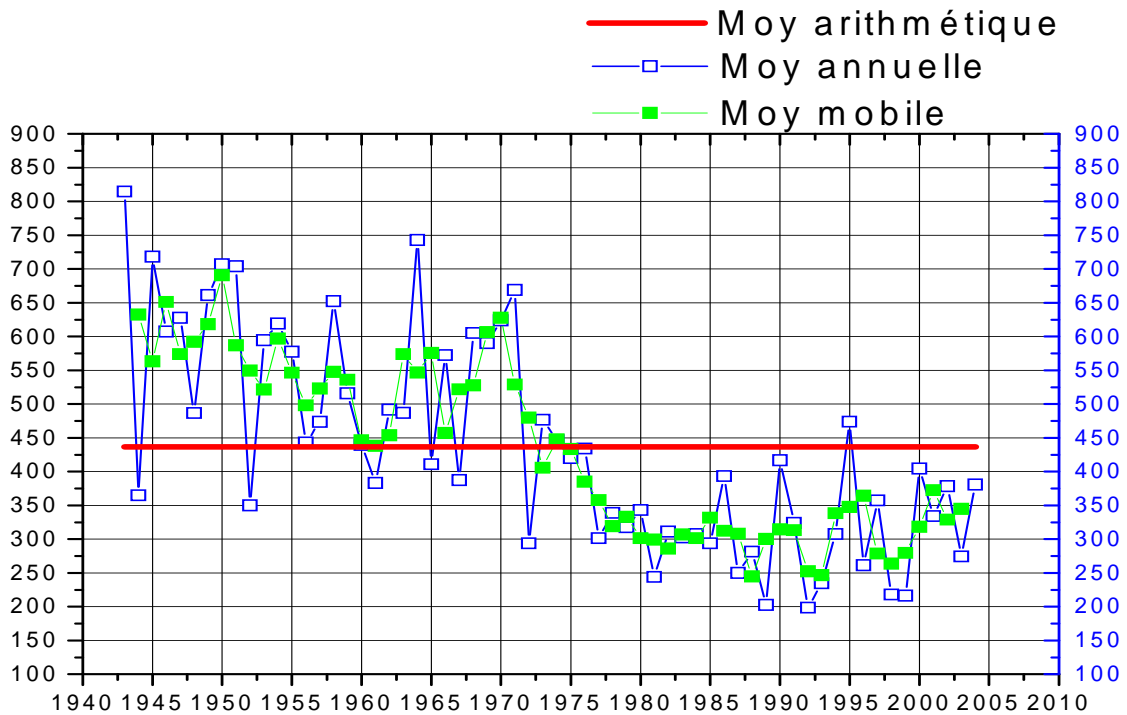
Annexe N°6.c : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Mascara (1943-2004)



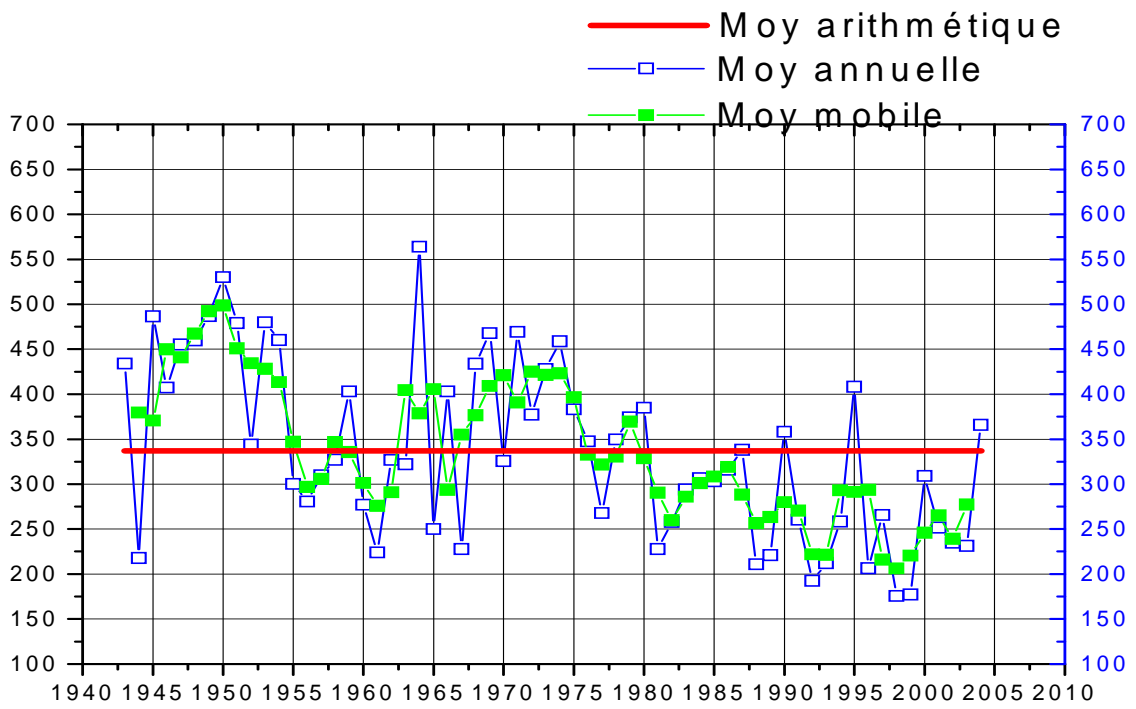
Annexe N°6.d : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Ghriss (1943-2004)



Annexe N°6.e : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Ain Fares (1943-2004)



Annexe N°6.f : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Sidi kada (1943-2004)



Annexe N°6.g : variation annuelle des précipitations moyenne et moyenne mobile de la station de Matmore (1943-2004)

CHAPITRE VII : Relation entre la piézométrie et la pluviométrie

ANNEXE 07.a : Test χ^2 de la loi de Gauss

N° de la classe (i)	borne de la classe	effect obser(Ni)	var réduite de la borne infer Ui	var réduite de la borne sup Ui+1	F1(Uj)	F1(Uj+1)	F1(Uj)- F1(Uj+1)	effec théorique Vi	Ni-Vi	(Ni-Vi) ²	(Ni-Vi) ² /Vi
1	515,00 < x	10	1,32	,,,,,,	0,10	0	0,10	5,89	4,11	16,89	2,87
2	426 < x <= 515	10	0,46	1,32	0,32	0,10	0,23	14,12	-4,12	16,95	1,20
3	373 < x <= 426	10	-	0,46	0,52	0,32	0,20	12,23	-2,23	4,98	0,41
4	319 < x <= 373	10	-	-	0,72	0,52	0,20	12,13	-2,13	4,54	0,37
5	286 < x <= 319	11	0,88	0,57	0,81	0,72	0,09	5,88	5,12	26,17	4,45
6	x <= 286	11	,,,,,	0,88	1	0,81	0,19	11,74	-0,74	0,55	0,05
somme											9,34

ANNEXE 07.b : Test χ^2 de la loi de Galton

N° de la classe (i)	borne de la classe	effect obser(Ni)	var réduite de la borne infer Ui	var réduite de la borne sup Ui+1	F1(Uj)	F1(Uj+1)	F1(Uj)- F1(Uj+1)	effec théorique Vi	Ni-Vi	(Ni-Vi) ²	(Ni-Vi) ² /Vi
1	2,71 < x	10	1,220	0	0,113	0	0,113	7,015	2,985	8,912	1,270
2	2,63 < x <= 2,71	10	0,565	1,220	0,288	0,113	0,175	10,825	0,825	0,681	0,063
3	2,57 < x <= 2,63	10	0,074	0,565	0,470	0,288	0,182	11,300	1,300	1,690	0,150
4	2,50 < x <= 2,57	10	-	0,074	0,690	0,470	0,220	13,640	3,640	13,250	0,971
5	2,45 < x <= 2,50	11	0,908	0,498	0,819	0,690	0,129	7,973	3,027	9,165	1,150
6	x <= 2,45	11	1	0,908	1	0,819	0,181	11,247	0,247	0,061	0,005
somme											3,609

ANNEXE 07.c : Test χ^2 de la loi de la racine normale

N° de la classe (i)	borne de la classe	effect obser(Ni)	var réduite de la borne infer Ui	var réduite de la borne sup Ui+1	F1(Ui)	F1(Ui+1)	F1(Ui)- F1(Ui+1)	effec théorique Vi	Ni-Vi	(Ni-Vi) ²	(Ni-Vi) ² /Vi
1	22,71 < x	10	1,299	,,,,,,,	0,097	0	0,097	6,002	3,998	15,987	2,664
2	20,66 < x < 22,71	10	0,522	1,299	0,305	0,097	0,208	12,910	2,910	8,470	0,656
3	19,31 < x < 20,66	11	0,019	0,522	0,493	0,305	0,188	11,654	0,654	0,428	0,037
4	17,83 < x < 19,31	10	-	0,019	0,702	0,493	0,209	12,958	2,958	8,750	0,675
5	16,91 < x < 17,83	10	-	-	0,808	0,702	0,106	6,544	3,456	11,943	1,825
6	x < 16,91	11	,,,,,,	0,877	1	0,808	0,192	11,932	0,932	0,868	0,073
somme											5,930

**ANNEXE N°08 : variation du coefficient de débits annuels
(1968-2004)**

année	Coefficient de débit K_i	Variations annuelles
1968-1969	2,30	humide
1969-1970	1,92	humide
1970-1971	2,46	humide
1971-1972	2,50	humide
1972-1973	2,09	humide
1973-1974	1,82	humide
1974-1975	1,74	humide
1975-1976	1,77	humide
1976-1977	1,50	humide
1977-1978	0,71	sèche
1978-1979	1,53	humide
1979-1980	1,82	humide
1980-1981	0,01	sèche
1981-1982	0,51	sèche
1982-1983	0,82	sèche
1983-1984	0,35	sèche
1984-1985	0,71	sèche
1985-1986	0,53	sèche
1986-1987	0,32	sèche
1987-1988	0,10	sèche
1988-1989	0,00	sèche
1989-1990	0,02	sèche
1990-1991	0,34	sèche
1991-1992	0,00	sèche
1992-1993	0,00	sèche
1993-1994	0,82	sèche
1994-1995	2,52	humide
1995-1996	0,01	sèche
1996-1997	1,22	humide
1997-1998	0,01	sèche
1998-1999	0,01	sèche
1999-2000	1,08	humide
2000-2001	0,94	sèche
2001-2002	0,97	sèche
2002-2003	0,63	sèche
2003-2004	1,97	humide

Annexe N°09 : localisation des puits de la plaine de Ghriss

N°	Abréviation	zone	X	Y
1	85/212	Sud-ouest de Tizi	259.9	225.65
2	242/212	Nord-est de Tizi	263.805	230.45
3	381/212	Nord de Froha	266.03	230.70
4	152/212	Zone de Froha	266.45	228.30
5	519/212	Sud-ouest de Matmore	271.525	224.10
6	1290/212	Nord de la plaine	270.775	234.00
7	810/213	Sud-est de Maoussa	279.50	232.80
8	763/213	Sud de Matmore	75.50 et	227.30
9	792/213	Nord de Sidi Kada	281.15	227.85
10	1014/213	Sud-Est de Tighennif	286.60	235.50
11	281/243	Sud-Est de Ghriss	270.65	217.97
12	301/243	Est d'Ain Fékan	258.705	217.45

Annexe N°10 : Réseau de surveillance des nappes (piézomètres)

N°	Désignation	Abréviation	Nappe surveillée	X	Y	Profondeur (m)
01	Piézomètre (Tizi)	P1-1	Alluvions	263,42	230,25	50,00
02	Piézomètre (Tizi)	P1-2	Calcaires lacustres	263,40	230,25	190,00
03	Piézomètre (ONM)	P0-3	Calcaires lacustres	271,20	232,75	95,00
04	Piézomètre (Matmore)	P0-4	Calcaires et dolomies	274,90	227,35	131,00
05	Piézomètre (S/ Kadda)	P0-5	Conglomérats	280,27	228,25	80,00
06	Piézomètre (Tighennif)	P0-6	Grés et sables	284,10	237,65	90,00
07	Piézomètre (Route Tigennif- S/kadda)	P0-7	Galets et graviers	284,77	233,60	60,00