

Table des matières

Liste des abréviations

Liste des figures

Liste des tableaux

Introduction générale	1
Chapitre 1: Variabilité climatique et cycle de l'eau	6
1.1. Evolution du climat dans le monde selon GIEC	7
1.2. Changement observés du cycle hydrologique au niveau du globe	7
1.2.1. La température	7
1.2.2. Les précipitations	7
1.2.3. Les valeurs extrêmes de précipitations	9
1.2.4. L'évaporation	10
1.2.5. L'évapotranspiration	10
1.2.6. Changement de l'humidité du sol	10
1.2.7. Le ruissellement et débit fluvial	11
1.3. Tendances climatiques dans la région Méditerranéenne	11
1.4. Evolution et impact de la variabilité climatique en Algérie	14
1.4.1. Evolution climatique	16
a) Température	16
b) Précipitations	17
c) Evapotranspiration potentielle	18
1.4.2. Les impacts de la variabilité climatique	18
a) Sécheresse	18
b) Inondation	19
c) Vagues de chaleurs	21
d) Les ressources en eau	21
e) Sol et écosystèmes	22
Conclusion	22
Chapitre 2 : Généralités sur la modélisation hydrologique	23
2.1. Modélisation hydrologique	24
2.2. Approches de la modélisation	24
2.3. Objectifs de la modélisation hydrologique	25
2.4. Typologie des modèles hydrologiques	25
2.5. Classification des modèles hydrologiques	27
2.5.1. Modèle conceptuel	28
2.5.2. Modèle à bases physiques	28
2.5.3. Modèle global	28
2.5.4. Modèle distribué	29
2.5.5. Modèle analytique	29
2.5.6. Modèle stochastique	29
2.5.7. Modèle déterministe	29
2.5.8. Modèle mécaniste	30
2.6. Etapes à suivre dans une modélisation hydrologique	31
2.7. Méthodes de calage des modèles hydrologiques	32
2.7.1. Ajustement manuel des paramètres	32
2.7.2. Optimisation automatique des paramètres	33
a) Les méthodes locales	33

b) Les méthodes globales	34
2.7.3 Calage mixte	34
2.8. Les critères d'évaluation des performances de calage des modèles hydrologiques	35
2.8.1 Erreur moyenne absolue	35
2.8.2 Erreur quadratique moyenne	35
2.8.3 Coefficient de Nash	35
2.9. Les sources d'incertitudes dans les modèles hydrologiques	36
2.10. Sensibilité des modèles pluie-débit aux données d'entrée : pluie et évapotranspiration potentielle (ETP)	37
2.10.1. Impact de la mauvaise connaissance de la pluie	37
2.10.2. Sensibilité des modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP	38
Conclusion	39
Chapitre 3: Impact de la variabilité climatique : Cas de la sécheresse	40
3.1. Définition de la sécheresse	41
3.1.1. Définitions conceptuelles	41
3.1.2. Définitions opérationnelles	42
3.2. Types de sécheresse	42
3.2.1. La sécheresse météorologique	42
3.2.2. La sécheresse hydrologique	42
3.2.3. La sécheresse agricole	43
3.2.4. La sécheresse socio-économique	43
3.3. Impacts de la sécheresse	43
3.3.1. Impact environnemental	43
3.3.2. Impact économique	44
3.3.3. Impact social	44
3.4. Conséquence de la sécheresse dans le monde	44
3.5. La sécheresse en Algérie	45
3.5.1. Historique	45
3.5.2. Synthèses des travaux réalisés sur la sécheresse.	45
3.5.3. Analyse des approches utilisées	49
a) fondement théorique	49
b) Objectif de la recherche	49
3.6. Les limites des méthodes utilisées	49
a) Le Pourcentage à la Normale (PN)	50
b) La méthode des Déciles de précipitations	50
c) Chaînes de Markov	50
d) Indice de pluviosité (Ip)	51
3.7. Evaluation et suivi de la sécheresse : état de l'art	51
3.8. Les indices de sécheresse.	52
3.8.1. Sélection des indices de sécheresse	52
3.8.2. Description des indices de sécheresse	53
a) Indice de précipitations normalisé (SPI)	53
b) L'indice de sécheresse efficace (EDI)	54
c) L'indice de ruissellement normalisé (SRI)	55
Conclusion	56
Chapitre 4: Caractérisation du bassin versant d'oued Louza	57
4.1. Contexte géographique	58
4.1.1. Localisation du bassin versant d'oued Louza	58

4.1.2. Morphologie et limites du bassin versant	59
4.2. Les caractéristiques géométriques	60
4.3. Etude du relief	61
4.3.1. Courbe hypsométrique	61
4.3.2. Les indices de pente	63
a) L'indice de pente I_p	63
b) L'indice de pente global I_g	64
c) La pente moyenne	64
d) Carte des pentes	65
4.3.3. Caractéristiques du réseau hydrographique	65
a) La densité de drainage	66
b) Fréquence des cours d'eau	67
c) Rapport de confluence	67
d) Rapport des longueurs	68
e) Coefficient de torrentialité	69
f) Temps de concentration	69
4.4. Géologie	71
4.4.1. Géologie du bassin versant de la Macta	71
4.4.2. Géologie de la zone d'étude	71
a) Bordure Nord	71
b) Bordure Sud	72
c) Bordure Est	72
d) Bordure Ouest	72
4.4.3. Lithologie du bassin versant d'oued Louza	72
4.5. Végétation et occupation des sols du bassin versant d'oued Louza	73
Conclusion	74
Chapitre 5: Analyse des tendances des variables hydroclimatiques.	75
5.1. Données brutes	77
5.1.1. Choix de l'échelle temporelle	77
5.1.2. Données pluviométriques	77
5.1.3. Données hydrométriques	77
5.1.4. Données de température	78
5.1.5. Comblement des lacunes	78
5.2. Mise en évidence de la variabilité climatique	79
5.2.1. Logiciels utilisées	79
5.2.2. Indice de pluviométrie (Anomalies centrée réduite)	79
5.2.3. Tests de normalité	80
a) Test de Shapiro-Wilk	80
b) b-Test de Lilliefors	81
c) c-Test de D'Agostino	81
5.2.4. Les tests d'homogénéité et d'indépendance	83
5.2.4.1. Les tests d'indépendance	83
- Le test de Wald -Wolfowitz	83
5.2.4.2. Mise en évidences des tendances	84
- Les moyennes mobiles	84
5.2.4.3. Les tests de rupture d'homogénéité	85
a) Test des déviations cumulées	86
b) Test du rapport de vraisemblance de Worsley	87
c) Test de Student	88

d) Test de Mann-Whitney-Pettit	88
e) Le test de Pettitt	89
f) Méthode Bayésienne de Lee et Heghinian	90
g) Test statistique U de Buishand	90
h) la segmentation de Hubert	91
5.2.5. Variabilité de la pluviométrie	92
5.2.5.1. Variabilité pluviométrique interannuelle	92
a) Test des déviations cumulées	97
b) Test du rapport de vraisemblance de Worsley	97
c) Test " t " de Student	97
d) Le test de Mann-Whitney-Pettit	98
5.2.5.2. Variabilité pluviométrique mensuelle et saisonnière	100
5.2.5.3. Analyse des régimes pluviométriques saisonniers par les tests de rupture	104
5.2.6. La variabilité des écoulements	106
5.2.6.1. La variabilité des écoulements à l'échelle annuelle	106
5.2.6.2. La variabilité des écoulements à l'échelle saisonnière	107
5.2.7. La variabilité des températures	110
5.2.7.1. Variabilité annuelle	110
a) Analyse par régression linéaire	110
b) Analyse par moyenne mobile	110
c) Détection des ruptures des températures annuelles	111
5.2.7.2. Variabilité mensuelle	112
5.2.8. Evolution du régime pluviométrique et hydrométrique du bassin versant d'oued Louza par les indices <i>SPI</i> , <i>EDI</i> et <i>SRI</i> .	113
5.2.8.1. Analyse de corrélation entre <i>SPI</i> et <i>EDI</i>	113
5.2.8.2. Évaluation des caractéristiques de la sécheresse	114
a) La sécheresse météorologique	114
- Pour la sécheresse à court terme	115
- Pour la sécheresse à moyen et long terme	117
b) La sécheresse hydrologique	119
Conclusion	122
Chapitre 6: Application d'un modèle pluie-débit pour l'identification de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau et du comportement du bassin	125
6.1. Quelles sont les raisons du choix du modèle conceptuel GARDÉNIA ?	127
6.2. Le modèle GARDÉNIA	128
6.2.1. Présentation du modèle GARDÉNIA	128
6.2.2. Domaines d'application	129
6.2.3. Fonctionnement du modèle	129
6.2.4. Fonction de production et fonction de transfert	131
6.2.5. Les données nécessaires à l'utilisation du modèle	131
6.2.6. Initialisation du modèle	132
6.2.7. Le bilan dans le réservoir superficiel	132
6.2.8. Transfert dans les réservoirs intermédiaires et souterrains	133
6.2.8.1. Le réservoir intermédiaire H	133
6.2.8.2. Le réservoir souterrain G1	134
6.2.8.3. Le réservoir souterrain lent G2	135
6.2.8.4. Échanges souterrains externes	135
6.2.9. Séries calculées par le modèle	136
6.2.10. Retard pour la propagation du débit	136

6.2.11. Prise en compte de l'influence de pompages dans la nappe	137
6.2.12. Les paramètres hydrologiques du modèle	137
6.3. Facteurs climatiques et exploitation du modèle	138
6.4. Calage et validation du modèle GARDÉNIA	139
6.4.1. Calage et validation sur la période globale, la période humide et la période sèche	140
6.4.2. Calage et validation sur les sous-périodes	144
6.5. Identification de non-stationnarité des processus hydrologiques à travers la relation pluie-débit : Utilisation du modèle GARDENIA	149
6.5.1. Approche par les simulations croisées	149
6.5.2. Test utilisant le signe des évolutions	150
6.5.3. Recherche de non-stationnarité dans le comportement hydrologique du bassin versant d'oued Louza	150
Conclusion	153
Conclusion générale	155
Bibliographie	159
Annexes	185

LISTE DES ABREVIATIONS

AMS	American Meteorological Society
ANAT	Agence Nationale d'Aménagement des Territoires
ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydriques
ARIMA	Autoregressive integrated moving average
BNEDER	Bureau National d'Etudes pour le Développement Rural
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
ETP	Evapotranspiration potentielle
ETR	Evapotranspiration réelle
GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LSM	Least-Squares Monte Carlo simulation
MATE	Ministère d'Aménagement des Territoires et Environnement
MERRA	Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications
MNT	Modèle Numérique de Terrain
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMM	Organisation Météorologique Mondiale
ORSTOM	Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
PNUE	Programme des Nations Unies pour l'Environnement
USGS	United States Geological Survey
SARIMA	Seasonal ARIMA
SOGREAH	Société Grenobloise d'Etudes et d'Applications Hydrauliques

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Changement relatif d'intensité des percentiles de précipitations zonalement agrégées	8
Figure 1.2: Moyenne annuelle des précipitations (mm/jour) pendant la période 1979-2014 estimée MERRA	9
Figure 1.3: L'espace méditerranéen	12
Figure 1.4: Précipitations moyennes sur le bassin méditerranéen,	13
Figure 1.5: Zones naturelles en Algérie	15
Figure 1.6 : Etages bioclimatiques en Algérie	16
Figure 1.7: Evolution des moyennes annuelles de la température à la station d'Oran.	17
Figure 1.8: Evolution des moyennes annuelles de la pluviométrie à la station d'Oran Es Senia	18
Figure 1.9 : Inondation catastrophique sur l'Algérois à Bab El Oued	20
Figure 1.10 :L'oued M'zab en crue	21
Figure 1.11: Niveau d'eau atteignant 10m dans la palmeraie	21
Figure 2.1: Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique.	26
Figure 2.2: Schéma d'un modèle hydrologique	27
Figure 2.3: Vision simplifiée des grandes catégories de modèles hydrologiques	31
Figure 4.1: Situation et réseau hydrographique du bassin versant de la Macta.	58
Figure 4.2 : Localisation du bassin versant d'oued Louza	59
Figure 4.3: Localisation du bassin versant d'oued Louza	60
Figure 4.4: Carte altimétrique du bassin versant d'oued Louza	61
Figure 4.5: Courbe hypsométrique et histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant d'oued Louza	62
Figure 4.6: Carte des pentes du bassin versant d'oued Louza.	65
Figure 4.7: Réseau hydrographique du bassin versant d'oued Louza	66
Figure 4.8: Rapport de confluence d'oued Louza.	68
Figure 4.9 : Rapport de longueur du bassin versant d'oued Louza	69
Figure 4.10: Carte géologique du bassin versant de la Macta	71
Figure 4.11: Carte lithologique du bassin versant d'oued Louza	73
Figure 4.12: Carte d'occupation des sols du bassin versant d'oued Louza	74
Figure 5.1: Localisation des stations hydrométriques et pluviométriques dans le bassin versant d'oued Louza	78
Figure 5.2: Evolution de l'indice de pluviométrie de la station de Telagh	92
Figure 5.3 : Evolution de l'indice de pluviométrie de la station de Merine	92
Figure 5.4: Evolution de l'indice de pluviométrie de la station de Sid Ahmed	93
Figure 5.5: Variabilité interannuelle de la pluie aux stations : Telagh, Merine et Sid Ahmed (1978/1979-2008/2009)	94
Figure 5.6: Histogrammes des distributions de la pluviométrie annuelle pour les 03 stations sélectionnées	96
Figure 5.7: Test de rupture de Lee et Heghinian appliqué à la station Telagh	98
Figure 5.8: Test de rupture de Lee et Heghinian appliqué à la station Merine	99
Figure 5.9: Test de rupture de Lee et Heghinian appliqué à la station de Sid Ahmed	99
Figure 5.10: Pluviométrie moyenne mensuelle dans le bassin d'Oued Louza a)Telagh, b) Merine, c) Sid Ahmed.	102
Figure 5.11: Variation saisonnières des précipitations aux stations Telagh, Merine et	103

Sid Ahmed	
Figure 5.12: Coefficient mensuel des précipitations des trois stations Telagh , Merine et Sid Ahmed (1978/79-2008/09)	104
Figure 5.13: Variations des débits moyens annuels sur le bassin versant d'oued Louza	106
Figure 5.14: Variations des débits moyens saisonniers : Automne, Hiver, Printemps et Eté sur le bassin versant d'oued Louza	108
Figure 5.15: Variations des débits moyens des saisons humides et sèches sur le bassin versant d'oued Louza	108
Figure 5.16: Tendance des températures annuelles par régression linéaire	110
Figure 5.17: Tendance des températures annuelles par la moyenne mobile	111
Figure 5.18: Diagramme de dispersion des <i>SPI</i> et des <i>EDI</i> pour la station Telagh	114
Figure 5.19: Comparaison des <i>SPI1</i> et <i>EDI1</i> pour les stations Telagh, Merine et Sid Ahmed avec une période d'un mois entre 1981 et 1989.	116
Figure 5.20: Comparaison des <i>SPI3</i> et <i>EDI3</i> pour la station Telagh, Merine et Sid Ahmed pour un pas de temps de 3 mois.	117
Figure 5.21a: Comparaison des valeurs de <i>SPI9</i> et <i>EDI9</i> pour la station de Sid Ahmed au pas de temps de 9 mois.	117
Figure 5.21b: Comparaison des valeurs de <i>SPI9</i> et <i>EDI9</i> pour la station de Telagh au pas de temps de 9 mois.	118
Figure 5.21c: Comparaison des valeurs de <i>SPI9</i> et <i>EDI9</i> pour la station de Merine au pas de temps de 9 mois.	118
Figure 5.22 : Valeurs de <i>SPI12</i> et <i>EDI12</i> pour les stations sélectionnées au pas de temps de 12 mois.	119
Figure 5.23: Valeurs de <i>SRI</i> calculées pour les ruissellements observés dans le bassin de l'oued Louza aux différents pas de temps : a) <i>SRI</i> 1, b) <i>SRI</i> 3, c) <i>SRI</i> 9, d) <i>SRI</i> 12.	121
Figure 5.24: Valeurs des <i>SPI12</i> et <i>EDI12</i> pour les stations sélectionnées au pas de temps de 12 mois	122
Figure 6.1: Principe du modèle hydrologique global GARDÉNIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique.	130
Figure 6.2: Schéma simple : un seul réservoir souterrain.	130
Figure 6.3: Schéma complexe : deux réservoirs souterrains	131
Figure 6.4: Réservoir superficiel	133
Figure 6.5: Schéma du réservoir intermédiaire	134
Figure 6.6: Schéma du réservoir souterrain G1.	135
Figure 6.7: Schéma du réservoir souterrain profond G2	135
Figure 6.8: Calage sur la période sèche (1988-1996)	141
Figure 6.9: Validation sur la période sèche (1988-1996)	141
Figure 6.10: Calage sur la période humide (2001-2007)	142
Figure 6.11: Validation sur la période humide (2001-2007)	142
Figure 6.12: Calage sur la période globale (1988-2007)	143
Figure 6.13: Validation sur la période globale (1988-2007)	143
Figure 6.14: Calage sur la sous-période P1 (1988-1992)	146
Figure 6.15: Validation sur la sous-période P1 (1988-1992)	146
Figure 6.16: Calage sur la sous-période P2 (1993-1997)	146
Figure 6.17: Validation sur la sous-période P2 (1993-1997)	147
Figure 6.18: Calage sur la sous-période P3 (1998-2002)	147
Figure 6.19: Validation sur la sous-période P3 (1998-2002)	147
Figure 6.20: Calage sur la sous période P4 (2003-2007)	148
Figure 6.21: Validation sur la sous période P4 (2003-2007)	148

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1: Variables des critères d'ajustement	36
Tableau 3.1: Classification des valeurs de <i>SPI</i>	54
Tableau 3.2: Classification des valeurs de <i>SRI</i>	55
Tableau 4.1: Répartition altimétrique	62
Tableau 4.2: Classification des reliefs d'après l'ORSTOM	64
Tableau 4.3: Classifications des thalwegs du bassin versant d'oued Louza	66
Tableau 4.4: Valeurs du rapport de confluence (R_c)	67
Tableau 4.5: Valeurs du rapport des longueurs (R_l)	68
Tableau 4.6: Paramètres hydro-morphométriques du bassin versant d'oued Louza	70
Tableau 5.1: Caractéristiques des stations pluviométriques et hydrométriques dans le bassin versant d'oued Louza	77
Tableau 5.2: Valeurs critiques D_{crit}	81
Tableau 5.3: Valeurs critiques de Q/\sqrt{n} pour le test de déviation cumulative.	86
Tableau 5.4: Valeurs critiques de W du test du rapport de vraisemblance de Worsley.	88
Tableau 5.5: Pluviométries moyennes décennales	93
Tableau 5.6: Tests de normalité des séries pluviométriques des trois stations sélectionnées.	95
Tableau 5.7: Test d'indépendance de Wald-Wolfowitz pour comparaisons des différentes séries pluviométriques des stations sélectionnées	96
Tableau 5.8: Détection des points de changement par le test des déviations cumulées	97
Tableau 5.9: Détection des points de changement par le rapport de vraisemblance de Worsley.	97
Tableau 5.10: Détection des points de changement par le test de t de Student.	97
Tableau 5.11: Détection des points de changement par le test de t de Mann-Whiney-Pettitt.	98
Tableau 5.12: Ruptures des séries pluviométriques selon le test de Lee et Heghinian, Buishand, Pettit et Hubert	98
Tableau 5.13: Tableau récapitulatif pour la mise en évidence de rupture par les différents tests appliqués aux séries pluviométriques des stations sélectionnées	100
Tableau 5.14: Moyenne et coefficient de variation des précipitations (1978/1979-2008/2009)	101
Tableau 5.15: Valeurs du coefficient mensuel des précipitations de trois stations Telagh, Merine et Sid Ahmed (1978/1979-2008/2009)	103
Tableau 5.16: Ruptures dans les chroniques des pluies à l'échelle saisonnière selon le test de t de Student pour les trois stations sélectionnées	105
Tableau 5.17: Ruptures dans les chroniques des pluies à l'échelle saisonnière selon le test de Lee et Heghinian, Buishand, Pettit et Hubert	105
Tableau 5.18: Ecoulements moyens décennales	107
Tableau 5.19: Résultats des tests de détection de rupture (test de Pettitt, le test des déviations cumulées et le test de Mann-Whitney-Pettitt) appliqués à la série des débits moyens annuels	107
Tableau 5.20: Années de rupture détectées par les tests de rupture appliqués aux séries des débits moyens saisonniers	109
Tableau 5.21: Résultats des tests de détection de rupture au sein de la série des températures moyennes annuelles.	111



Tableau 5.22: Détection de rupture au sein de la série des températures mensuelles.	112
Tableau 5.23 : Coefficient de corrélation (r) entre les indices <i>SPI</i> et les <i>EDI</i> à différentes échelles de temps.	114
Tableau 5.24 : Suivi de la sécheresse à court terme par les indices <i>SPI</i> et <i>EDI</i> pour le bassin versant de l'oued Louza	115
Tableau 5.25: Suivi de la sécheresse au moyen et long terme par les indices <i>SPI</i> et <i>EDI</i> pour le bassin versant de l'oued Louza.	118
Tableau 6.1: Poids des pluviomètres (méthode des polygones de Thiessen)	138
Tableau 6.2: Paramètres hydrologiques et les valeurs de Nash en calage et validation avec le modèle GARDENIA sur la période globale, sèche et humide.	140
Tableau 6.3: Bilan hydrologique pour la période globale, période humide et la période sèche	144
Tableau 6.4: Paramètres hydrologiques et les valeurs de Nash en calage et validation avec le modèle GARDENIA sur les sous-périodes	145
Tableau 6.5: Bilan hydrologique pour les sous-périodes	149
Tableau 6.6 : Tableau des simulations croisées pour l'étude de l'évolution du comportement hydrologique du bassin versant d'oued Louza	151
Tableau 6.7: Résultats des simulations croisées pour l'étude de l'évolution du comportement hydrologique du bassin versant d'oued Louza.	151
Tableau 6.8: Résultats du test utilisant le signe des évolutions	152

Introduction générale

L'histoire du climat de notre globe est ponctuée de fluctuations climatiques et n'a cessé de changer au fil des temps, ayant entraîné des conséquences sur l'environnement parfois dramatiques (sécheresses, inondations, désertification). Durant la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, les méthodes d'observation du climat ont connu une énorme avancée et ont pu mettre en évidence les tendances des variables hydroclimatiques et les grands phénomènes oscillatoires interannuels (NAO, ENSO,.....).

Au cours des dernières décennies, de nombreuses recherches scientifiques (Karoly *et al.* 2003 ; Krepper *et al.*, 2003; Hobbins *et al.*, 2004 ; Groisman *et al.*, 2005 ; Brohan *et al.* 2006 ; Qian *et al.*, 2006a ; Solomon *et al.*, 2007 ; Lespinas, 2008; Loehle et Scafetta, 2011) ont fait l'optique sur les changements observés, qui ont provoqué une augmentation de la température, élévations du niveau moyen mondial des mers et la fonte généralisée de la neige (GIEC, 2007). Ces événements de durée et d'intensité variable et leurs conséquences sur l'environnement occupent une place importante parmi les préoccupations majeures des comités scientifiques mondiaux.

A l'échelle régionale, la zone méditerranéenne a subi des variations climatiques sans précédent durant les cinq derniers siècles, caractérisées par des tendances décroissantes de la pluviométrie et des débits des rivières (Goodess et Jones, 2002 ; Graff *et al.*, 2003 ; Xoplaki *et al.*, 2004 ; Koutsoyiannis *et al.*, 2007 ; Nassopoulos, 2013) et des tendances d'augmentation des températures (PNUE, 2004).

Face à la variabilité climatique, s'ajoutent les bouleversements démographiques, sociaux, culturels, économiques et environnementaux intenses que subissent les pays méditerranéens (Khomsi, 2014), pouvant affecter négativement la société et les écosystèmes (Watson *et al.*, 1996). Ils rendent peut-être nos sociétés modernes plus vulnérables à ces changements (changement des fréquences des événements extrêmes, crues, sécheresse, vagues de chaleurs). L'Algérie est l'un des pays semi-aride, du sud-méditerranéen, les plus exposés à la variabilité climatique (Boudjadja *et al.* 2003), elle a connu, depuis les années 70, des tendances positives de la température (Farah, 2014 ; Haouchine *et al.*, 2015 ; Laala et Alatou, 2016), et a souffert d'un déficit pluviométrique (Bouanani *et al.*, 2005; Hassini *et al.*, 2008 ; Meddi et Meddi, 2009 ; Medejerab et Henia, 2011 ; Nezzal et Iftini-Belaid, 2013 ; khoualdia *et al.*, 2014). Ces tendances ont engendré des conséquences (sécheresses, inondations, vagues de chaleur) et ont un impact important sur les êtres humains et sur les écosystèmes (Touaïbia, 2000; Abderrahmani *et al.*, 2009).

Au cours des dernières décennies, l'Algérie est passé par un déficit hydrique qui s'est amplifié en se traduisant par des séquences de sécheresse sévère, en 1981, 1989, 1990,

1992, 1994 et 1999 qui sont caractérisées par une intensité, une étendue spatiale (Ghenim et Megnounif, 2013 ; Meddi et al., 2014) et un impact négatif sur les ressources en eau notamment sur les plaines de l'Ouest que dans le centre (Bouanani *et al.*, 2003, Medejerab et Henia, 2011 ; Ghenim et Megnounif, 2011 ; Adjim *et al.* 2012 ; Nezzal et Belaid, 2013 ; Hallouz *et al.* 2013 ; Djerbouai *et al.* 2016). Ces sécheresses induisent une diminution des écoulements qui peuvent atteindre des taux de 70 % (Meddi et Hubert, 2003 ; Ghenim *et al.*,2010).

Problématique et objectif de la recherche

Le bassin versant d'oued Louza qui appartient au bassin versant d'oued El Hammam se caractérise par une forte variabilité climatique et se localise dans une région moins dotée en ressources en eau par rapport aux régions de l'Ouest d'Algérie. Malgré la présence d'un potentiel hydrique dans la nappe phréatique profonde, ce potentiel n'arrive pas à satisfaire les besoins quotidiens des usagers et des secteurs économiques. Ce déficit hydrique est accentué par la sécheresse qui persiste et perdure dans la région depuis le milieu des années 70 (Zella, 2007). Cette situation alarmante a influé sur l'environnement et a poussé les usagers à vivre sous une tension palpable d'une manière permanente. De plus, elle a mis l'eau au centre des inquiétudes des autorités locales qui ont pensé à des transferts à partir du Chott Chergui et à partir de la station de dessalement de Honâine (Bennabi *et al.*,2012).

À travers cette recherche, nous essayerons d'apporter une contribution hydrologique pour analyser et caractériser la variabilité climatique et ses conséquences (la sécheresse) et sa relation avec les fluctuations des ressources en eau dans le bassin versant d'oued Louza.

Par le biais de ce travail, nous tentons de trouver des réponses aux questions suivantes :

- 1- À partir des séries chronologiques des variables hydroclimatiques, quelles sont les ruptures qui mettent en évidence la variabilité climatique ?
- 2- Quels sont les indices météorologiques et hydrologiques capables de détecter, d'identifier et de caractériser les séquences de sécheresse qu'a connue la zone d'étude ?
- 3- Quelle modélisation hydrologique à appliquer afin de comprendre et d'évaluer les éventuels impacts sur les ressources en eau ?
- 4- Quel est la tendance et le comportement qu'a adapté le bassin versant suite à la variabilité climatique ?

Les travaux entamés s'articulent sur quatre axes de recherche :

- 1- **Détection des ruptures ou des tendances dans les variables hydroclimatiques :** nous analyserons dans cette partie, les séries des variables hydroclimatiques (Pluie,

débites, température) à l'échelle annuelle, saisonnière et mensuelle par l'utilisation des tests statistiques robustes, pour identifier les points de changement et mettre en évidence la variabilité climatique.

- 2- **Utilisation des indices de sécheresse pour caractériser ce phénomène :** pour caractériser les fluctuations du régime pluviométrique et hydrologique et pour déterminer l'ampleur, la durée et l'intensité des séquences de sécheresse, nous utiliserons l'indice de précipitations normalisé (SPI), l'indice de sécheresse efficace (EDI) et l'indice de ruissellement normalisé (SRI) aux différents pas de temps (1,3, 9 et 12 mois).
- 3- **Modélisation de la production des ressources en eau à l'échelle du bassin versant :** nous évaluons l'efficacité du modèle conceptuel global à réservoirs (GADRENIA) pour simuler les écoulements du bassin. A l'aide de ce modèle, nous étudions l'impact de la sécheresse sur les ressources en eau par l'évaluation des différentes composantes du bilan hydrologique notamment le potentiel de recharge de la nappe du bassin versant pour les périodes sèches et humides.
- 4- **Identification de non-stationnarité des processus hydrologiques à travers la relation pluie-débit :** nous recherchons les tendances dans le comportement hydrologique du bassin versant d'oued Louza avec le modèle GARDENIA.

Cette thèse contient six chapitres dont le descriptif est comme suit:

Chapitre 1 : présente un bref aperçu sur les changements actuels du climat et ses conséquences sur le cycle hydrologique dans le monde et dans la région méditerranéenne, en mettant plus de lumière sur la variabilité climatique et ses impacts en Algérie.

Chapitre 2 : présente des généralités sur la modélisation hydrologique et aborde la classification des modèles, les sources d'incertitudes et enfin met l'accent sur la sensibilité des modèles pluie-débit aux données d'entrée.

Chapitre 3 : met en revue les travaux réalisés sur la sécheresse en Algérie jusqu'à présent, en se focalisant surtout sur les différents indices qui seront appliqués pour le suivi et la quantification de cette sécheresse.

Chapitre 4 : porte sur la présentation des caractéristiques morphologiques de la zone d'étude et un bref aperçu sur la géologie et la couverture végétale.

Chapitre 5 : est destiné à la caractérisation de la variabilité hydroclimatique dans le bassin versant d'oued Louza. Cette caractérisation s'appuie sur la mise en œuvre des tests statistiques pour caractériser l'homogénéité, la tendance et une éventuelle fluctuation

(rupture) dans les séries chronologiques mensuelles, saisonnières et annuelles des variables hydroclimatiques. L'accent est mis sur les trois dernières décennies, pour analyser la récurrence et la persistance ou non de la sécheresse par l'utilisation des différents indices météorologiques et hydrologiques aux différentes échelles de temps (1, 3, 9 et 12 mois)

Chapitre 6: on utilise le modèle conceptuel global à réservoirs GARDENIA pour appréhender et évaluer l'impact de la sécheresse sur les ressources en eau et identifier la non-stationnarité des processus hydrologiques à travers la relation pluie-débit.

En fin, une conclusion générale fera l'objet d'une synthèse des résultats trouvés et dans laquelle nous proposerons quelques perspectives de recherche.

Chapitre 1

*Variabilité climatique et cycle de
l'eau*

Au fil des années, le climat de notre globe n'arrête pas de varier. Depuis la progression des nouvelles technologies, et à partir des années cinquante, les méthodes d'observation du climat ont permis de quantifier les tendances climatiques. Durant les dernières décennies, plusieurs travaux se sont intéressés à l'étude du climat et de sa variabilité. Ils ont mis en évidence les grands phénomènes oscillatoires interannuels (ENSO, NAO,...) et l'évolution de la température globale de la planète à partir des années 80. Dans ce chapitre, nous illustrons les changements actuels du climat et leurs impacts observés sur le cycle de l'eau à l'échelle du globe. Ensuite, nous mettons la lumière sur les variations climatiques qui sont sans précédente sur les cinq siècles passés et qui ont été observées sur le bassin méditerranéen. Et enfin nous nous intéressons aux évolutions climatiques et leurs impacts en Algérie.

1.1. Evolution du climat dans le monde selon GIEC

L'organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE) ont créé en 1988 le groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) (ou IPCC en anglais pour Intergovernmental Panel on Climate Change).

Des rapports méthodologiques, spéciaux, supports techniques et cinq rapports d'évaluation (1990, 1995, 2001, 2007 et 2014) publiés par ce groupe depuis les années 1990 sont devenus des ouvrages de référence reconnus à travers le monde. Chaque rapport apporte soit une confirmation soit un complément de ce qui a été déjà fait ou observé auparavant.

1.2. Changements observés du système climatique au niveau du globe

1.2.1. La température

Plusieurs auteurs ont approuvé que la température moyenne à la surface du globe a augmenté de façon remarquable, dont nous pouvons citer à titre d'exemple :

Karoly et al. (2003) ont utilisé des indices de modèles à grande échelle de variation de température de surface, la comparaison entre les tendances des indices dans les observations et la simulation du modèle montrent que les changements de température observés en Amérique du Nord entre 1950 et 1999 ne peuvent être expliqués par la seule variation du climat. Brohan *et al.* (2006) ont confirmé qu'au cours du 20^{ème} siècle, l'augmentation de la température est encore nettement plus grande que son incertitude. Loehle et Scafetta (2011) ont utilisé la décomposition empirique des données climatiques. Les résultats ont montré une tendance croissante approximativement linéaire d'environ 0.66°C/siècle de 1942 à 2010.

1.2.2. Les précipitations

Les précipitations semblent avoir légèrement augmenté au cours du siècle dernier ce qui est illustré dans les travaux de Solomon *et al.* (2007) et confirmé par les constatations de

Boe(2007). Des tendances négatives ont été observées sur un grand nombre de régions. Un assèchement a été observé en Méditerranée, en Afrique du Sud, en Asie du Sud et dans le Sahel par contre une augmentation considérable des précipitations a été relevée en Europe du Nord, en Asie du Nord, en Asie centrale, Amérique du Sud et Amérique du Nord.

Pall *et al.* (2006) ont confirmé que les événements les plus intenses à l'échelle planétaire se situent principalement dans les tropiques, ils ont en outre étudié le lien entre augmentation des extrêmes et relation de Clausius-Clapeyron et ont analysé la déclination des extrêmes selon les latitudes (Fig. 1.1). Anisi, entre 60°N et 60°S, ils ont constaté à la fois une diminution d'intensité des événements peu intenses et une augmentation d'intensité des événements rares. Lespinas (2008) a affirmé que les précipitations ont tendance à augmenter au-dessus des continents situés au-delà de 30° Nord tandis qu'elles ont diminué au niveau des latitudes tropicales sur la même période.

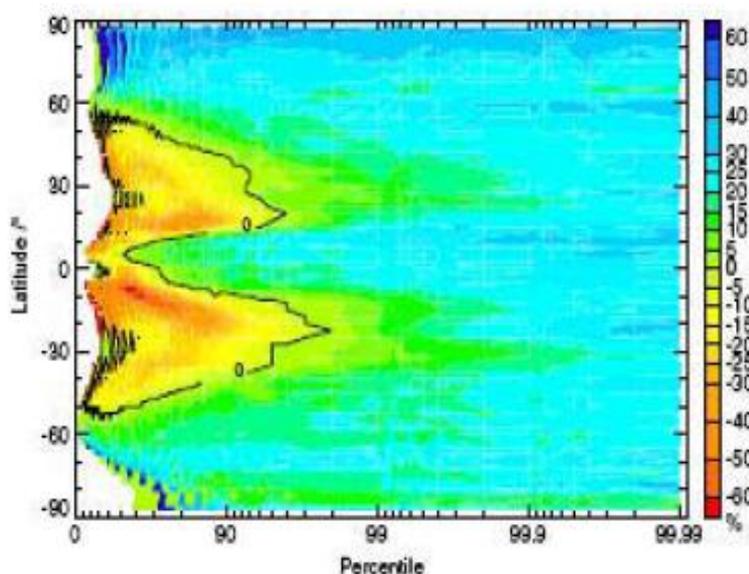


Figure 1.1: Changement relatif d'intensité des percentiles de précipitations zonales agrégées. (Pall *et al.*, 2006).

Le déplacement des précipitations a une direction Sud- Nord. Pendant le mois de juillet, les fortes précipitations sont enregistrées dans les régions de l'Afrique de l'Ouest et l'Inde ainsi que sur l'Amérique centrale. Durant l'été austral, elle est localisée sur l'Amazonie et l'Indonésie.

L'influence de l'orographie sur le cumul des précipitations est très importante, le Sahara est une région caractérisée par de très faibles taux de précipitations (région de subsidence), inversement, les chaînes de l'Himalaya et des Andes par exemple sont en partie responsables des importants cumuls des précipitations en Inde et en Amazonie (Fig 1.2). Ces précipitations

résultent d'un transport d'air humide à grande échelle, de l'évapotranspiration, de la condensation et à la répartition de l'énergie solaire sur le globe terrestre (Dayon, 2015).

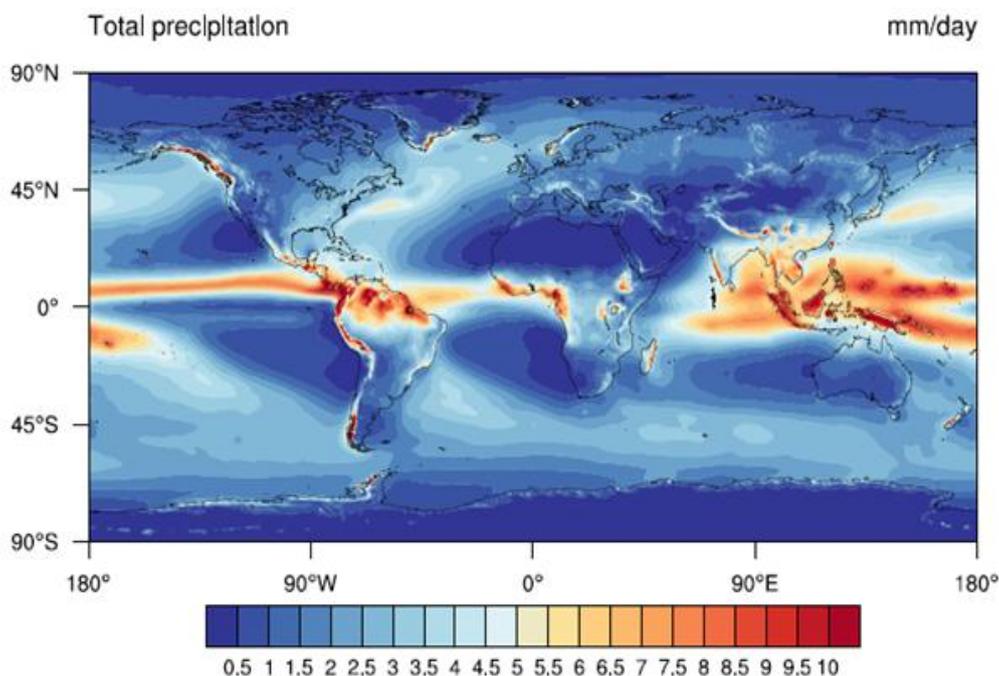


Figure 1.2: Moyenne annuelle des précipitations (mm/jour) pendant la période 1979-2014 estimée par MERRA¹.

1.2.3. Les valeurs extrêmes de précipitations

Plusieurs auteurs ont étudié les changements des valeurs extrêmes de précipitations. Ces études ne couvrent qu'une partie limitée du globe. Alexander et al. (2006) ont constaté que l'évolution du climat au cours des cinquante dernières années marquée par un réchauffement exceptionnel, a été accompagnée par des changements dans différents types de phénomènes extrêmes.

Frichet *al.* (2002) ont remarqué que les cohérences spatiales sont assez faibles, sur la zone de l'hémisphère nord, Australie et Afrique du Sud. Ils ont signalé la présence de tendances significatives; augmentation du nombre de jours de pluies supérieures à 10mm et les maxima annuels des cumuls sur cinq jours, inversement, diminution de la durée des périodes sèches les plus longues. La fréquence d'événements de pluies extrêmes a augmenté considérablement par rapport à la moyenne dans les régions extratropicales (Groisman *et al.*, 2005).

L'augmentation des forts épisodes pluvieux a été observée grâce aux études régionales : aux Etats-Unis (Karl et Knight, 1998; Trenberth, 1998; Kunkel *et al.*, 1999), en Russie (Gruza *et*

¹<http://gmao.gsfc.nasa.gov/merra/>

al., 1999), en Europe (Tank et Konnen, 2003; Moberg et Jones, 2005), au Japan (Iwashima et Yamamoto, 1993), et au Switzerland (Frei et Schâr, 2001).

Contrairement, la diminution des forts évènements pluvieux dans les régions subtropicales a été mise en évidence par : Trenberth *et al.* (2007) et Panthou (2013) en Afrique de l'Ouest, Khomsi (2014) au Maroc. Hennessy *et al.* (1999) au Sud ouest d'Australie, Shinoda *et al.*, (1999) au Niger et Nicholson (1993); Tarhule et Woo (1998); Easterling *et al.* (2000) en zone Sahel du sudan y compris le plateau Ethiopien.

1.2.4. L'évaporation

Quelques auteurs ont confirmé les tendances à la baisse de l'évaporation au cours des dernières décennies dans plusieurs régions du monde: (Peterson *et al.*, 1995, Golubev *et al.*, 2001, Hobbins *et al.*, 2004) Etats-Unis, (Chattopadhyay et Hulme, 1997) Inde, (Roderick et Farquhar, 2004) l'Australie, (Liu *et al.*, 2004a) la Chine et (Tebakari *et al.*, 2005) Thaïlande.

Cette tendance peut être expliquée par :

- 1- la diminution du rayonnement solaire de surface sur les Etats-Unis et dans certaines parties de l'Europe et de la Russie (Abakumova *et al.*, 1996; Liepert, 2002),
- 2- la diminution de la durée d'ensoleillement sur la Chine (Kaiser et Qian, 2002) liée vraisemblablement à l'augmentation de la pollution de l'air et des aérosols atmosphériques (Liepert *et al.*, 2004),
- 3- l'augmentation de la couverture nuageuse (Dai *et al.*, 1999).

1.2.5. L'évapotranspiration

Les changements dans l'évapotranspiration sont souvent calculés en utilisant des modèles empiriques (Milly et Dunne, 2001), ou des modèles de circulation générale (Van-Den-Dool *et al.*, 2003). l'évapotranspiration réelle a augmenté au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle sur la plupart des régions sèches des Etats-Unis et de la Russie (Golubev *et al.*, 2001), Qian et al. (2006a) sont arrivés à la conclusion que l'évapotranspiration à la surface des terres émergées du globe suit de près les variations des précipitations terrestres. Les changements dans l'évapotranspiration dépendent non seulement de l'humidité d'alimentation, mais aussi de la disponibilité de l'énergie et le vent de surface (GIEC, 2007).

1.2.6. Changement de l'humidité du sol

Robock *et al.* (2000) ont établi, sur la base des données récoltées auprès de plus de 600 stations dispersées dans des régions soumises à des climats très variés, une augmentation de la tendance à long terme de l'humidité du sol en surface (jusqu'à 1 m) durant l'été pour les stations possédant les relevés sur les plus longues périodes et qui sont situées pour l'essentiel dans l'ex-Union soviétique, la Chine et le centre des États-Unis. Au cours du 20^{ème} siècle, les

variations d'humidité du sol mondiaux, ont été estimées par des simulations de LSM (Least-Squares Monte Carlo simulation), les résultats sont en contradiction avec ceux basés sur les forçages (les radiations (nuages), les précipitations, les vents et autres variables météorologiques) (GIEC, 2007).

1.2.7. Le ruissellement et débit fluvial

En Amérique du Sud, les auteurs : Bischoff *et al.* (2000), Camilloni et Barros (2000, 2003), Berri *et al.*(2002), Krepper *et al.* (2003) ont confirmé une évidence que les débits fluviaux mensuels et extrêmes sont liés aux phénomènes El Niño¹, La Niña² et ENSO³.

Les fleuves Paraná, Paraguay et l'Uruguay montrent des tendances positives dans les débits moyens annuels depuis les années 1970 en concordance avec les tendances des précipitations régionales (García et Vargas, 1998; Liebmann *et al.*, 2004).

En Asie, Yang *et al.* (2002) ont mentionné au niveau du bassin de la rivière Lena en Sibérie, une diminution de l'épaisseur de la glace durant la saison froide, fonte de neige durant le printemps et augmentation des débits maximaux en juin grâce à l'augmentation observée de la température et des précipitations. Dans le bassin du fleuve Jaune en Chine, le débit a une tendance négative au cours des cinquante dernières années du 20ème siècle (Yu *et al.*, 2004a).

En Afrique, une tendance de baisse de débit a été constatée par Jury (2003) au niveau des fleuves du Sénégal, du Congo, du Niger et de l'Égypte où les cinq plus basses années d'écoulement pour ces fleuves sont observées après 1971.

En Europe, Bauwens *et al.*(2013) ont conclu la présence des phénomènes de basses eaux dans Le fleuve du bassin versant de la Meuse.

En Australie, environ 70% des terres irriguées et 40 % de la production agricole du pays sont abritées par le bassin du Murray-Darling, qui est le plus durement touché par la sécheresse. Le niveau d'eau au niveau du fleuve du bassin reste très faible, entraînant des dommages non seulement pour l'agriculture, mais aussi pour la santé écologique même du fleuve et des écosystèmes (Melanie, 2011).

1.3. Tendances climatiques dans la région Méditerranéenne

La région méditerranéenne se situe entre l'Europe et l'Afrique. Elle est limitée par le GIEC entre les latitudes 30° N et 48°N et les longitudes 10° W et 38°E. Cette région inclut tous les bassins versants déversant dans la méditerranée et des pays non riverains comme la Suisse et

¹El Niño : Phénomène climatique correspondant au réchauffement accentué des eaux de surface près des côtes de l'Amérique.

²La Niña est un phénomène climatique ayant pour origine une anomalie thermique des eaux équatoriales de surface de l'océan Pacifique centre.

³ENSO est un acronyme composé à partir des termes El Niño et Southern Oscillation (oscillation australe).

la Bulgarie, comprend 420 millions d'habitants répartis sur 22 pays et territoires (Fig 1.3). Avec moins de $1000\text{m}^3/\text{an}/\text{habitant}$ de ressources naturelles renouvelables, la région méditerranéenne comporte des bassins qui souffrent du stress hydrique et se considèrent comme pauvre en eau (Margat et Treyer, 2004).

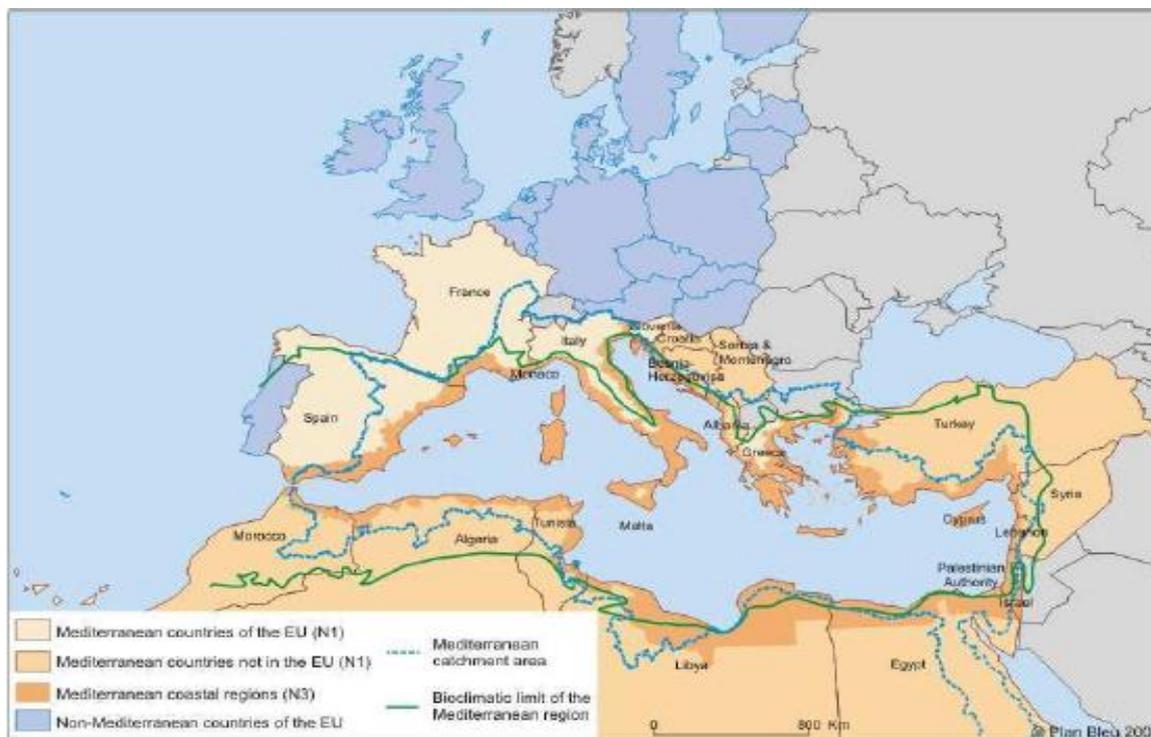


Figure 1.3: Espace méditerranéen. (Benoit et Comeau, 2005)

Le climat méditerranéen est caractérisé par une alternance saisonnière entre deux régimes qui explique le contraste saisonnier entre hivers doux et pluvieux et étés chauds et secs.

Bolle (2003) a mentionné que la région méditerranéenne est sous l'influence du régime des vents d'Ouest en période hivernale tandis qu'elle se situe plutôt sous la banche descendante de la cellule de Hadley en période estivale.

La répartition spatiale des précipitations est inégalement distribuée: les 2/3 tombent sur Italie, la France et Turquie et seulement 13% tombent dans les pays de la rive africaine. Les précipitations représentent un volume total annuel de 1162 Km^3 (PNUE, 2004), caractérisées par leur faible intensité et leur faible fréquence (moins de 100 jours/an). Les cumuls annuels des précipitations sont variés entre 300 et 1000mm (Fig 1.4) et parfois un peu plus dans certaines montagnes (les Alpes) (Magand, 2014).

Pour la seconde moitié du 20^{ème} siècle, on assiste à une diminution des précipitations avec un affaiblissement de l'activité cyclonique en Méditerranée (Trigo *et al.*, 2000). De nombreuses études ont confirmé ces résultats sur différentes régions: en Grèce, en Italie et au Proche-

Orient (Norrant et Douguédroit, 2005) sur la période 1950-2000, en Italie (Brunetti *et al.*, 2000) durant la période 1951-1995, en Espagne (Esteban-Parrav *et al.*, 2003) au cours du siècle dernier et en Turquie et Chypre (Alpert *et al.*, 2002) entre 1951 et 1995.

Lespinas (2008) note que cette évolution résulte de la diminution du nombre de jours de pluie associée à une augmentation en fréquence et en persistance du régime de temps anticyclonique sub-tropical au-dessus de la Méditerranée.

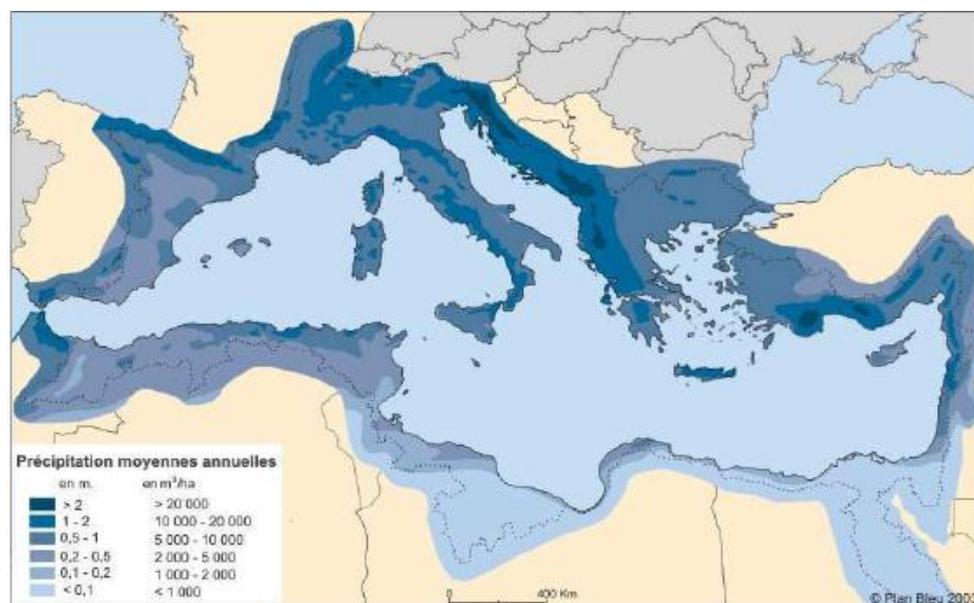


Figure 1.4: Précipitations moyennes sur le bassin méditerranéen,
(Benoit et Comeau, 2005)

Xoplaki *et al.* (2004) et Goodess et Jones (2002) signalent qu'une tendance sans précédent sur cinq siècles passés a été observée sur le bassin méditerranée, que les précipitations hivernales diminuent de manière importante et que les récentes décennies hivernales (les cinquante dernières années) ont été les plus sèches et les plus chaudes. Ceci serait dû à la prépondérance des phases positives de l'oscillation Nord-Atlantique (Dünkeloh et Jacobeit, 2003).

La saison sèche peut durer plus de quatre mois au Sud et à l'Est de la région méditerranéenne et seulement deux mois au Nord. Dans certaines régions de la méditerranée, l'évaporation est très importante parfois elle dépasse en total le cumul annuel des précipitations, diminue le rendement des barrages à titre d'exemple au niveau du barrage Assouan, 10Km³/an d'eau sont évaporées (Nassopoulos, 2013).

Les pertes annuelles moyennes par l'évapotranspiration réelle sont estimées à 567 km³, les déperditions d'écoulement ajoutées à l'évapotranspiration des principales retenues artificielles à 31.5 km³ (PNUE, 2004).

La dissymétrie climatique entre le Sud et le Nord de la région méditerranéenne est la cause de la répartition contrastée des apports et des écoulements entre les fleuves et les cours d'eau. D'après Graff *et al.*, (2003), Wainwright et Thornes (2003), le régime des fleuves méditerranéens est assez particulier, la prédiction du ruissellement est difficile dans un bassin caractérisé par une topographie complexe et une végétation dispersée.

Nassopoulos (2013) a indiqué que la mer Méditerranée reçoit 475Km³/an dont la France, l'Italie, les Balkans et la Turquie fournissent 90%. En Grèce, suivant Koutsoyiannis *et al.* (2007), depuis 1920, les débits des rivières ont une tendance négative.

Hallegatte *et al.* (2008) ont mentionné que la région méditerranéenne représente 7% de la population mondiale et ne dispose que de 3% des ressources en eau mondiales. Les ressources en eau dans cette région proviennent des apports superficiels (80%) et souterrains (20%), leur répartition varie selon les pays. Dans certains pays, l'eau est principalement prélevée des ressources souterraines (ex : Libye, Malte, territoire palestinien) alors que dans d'autres elle provient des ressources superficielles (ex : Egypte). Selon les secteurs la dominance varie, les ressources superficielles constituent la source d'eau exclusive pour le secteur de l'énergie et la source principale pour l'agriculture et l'industrie, tandis que les ressources en eau souterraines sont destinées à l'approvisionnement des villes en eau potable. Le débit des cours d'eau qui se rejettent en Méditerranée a été réduit de 15% à cause de la capacité de stockage artificiel estimée à plus de 200 km³, pour assurer l'offre d'eau en Méditerranée.

1.4. Evolution et impact de la variabilité climatique en Algérie

La situation géographique de l'Algérie, lui confère une diversité climatique et écologique particulière. Letreuch (1995) a mentionné que le territoire algérien est très diversifié par son climat, son relief, ses sols et ses végétations naturelles et il comprend trois grandes unités structurales: le système tellien, les hautes plaines steppiques et le Sahara (Fig 1.5).

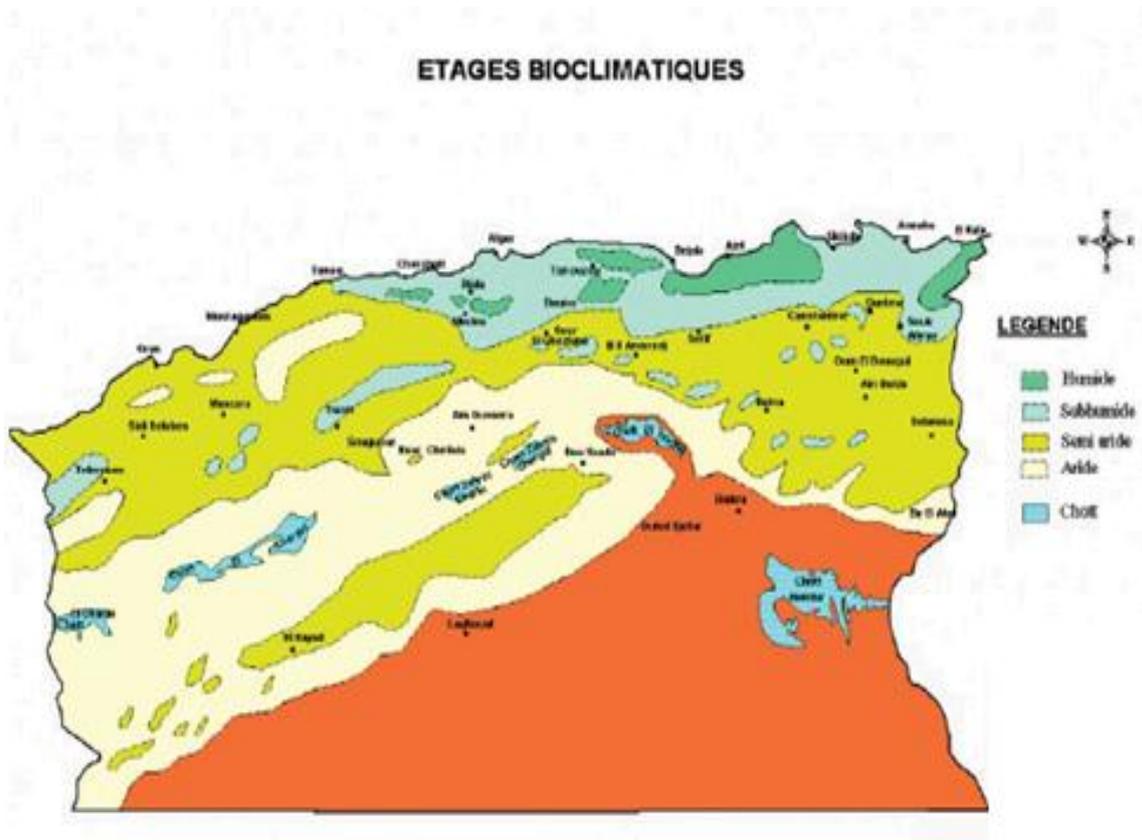


Figure 1.6 : Etages bioclimatiques. (ANAT, 2004)

1.4.1. Evolution climatique

a) Température

Plusieurs auteurs ont confirmé une tendance positive de la température à travers les différentes régions du pays. A l'Est algérien, Khoualdia *et al.* (2014) ont affirmé cette tendance par les recrudescences des vagues de chaleur sur le bassin versant de la Medjerda durant la période 1980-1990. Farah (2014) a prouvé que cette tendance est apparue depuis l'année 1977 tandis que Laala et Alatou (2016) ont mis en évidence que le réchauffement vécu durant la période 1982-2011 est dû à la hausse de la température.

A l'Ouest, la présence d'une éventuelle modification thermique a été citée par Amara (2014), en témoigne l'accroissement des températures moyennes annuelles pour les stations de Ghazaouet, Zenata, Oueld Mimoun et Maghnia durant la période 1980-2013. El-Mahi et al¹ ont mentionné que la température moyenne a augmenté de 0.9°C à Mascara, Saida et Ghriss entre 1985-2006. Haouchine *et al.*, (2015) ont mentionné que les températures ont augmenté de 1°C à 2°C sur la période allant 1926 à 2006 à la station d'Es-Senia avec une présence

¹armspark.msem.univ-montp2.fr/medfriend/.../1.../EL%20MAHI_article.docx, consulter le 26.09.2016

d'une tendance négative entre 1955 et 1980 et une tendance positive depuis la fin des années soixante dix (Fig 1.7).

Il a été observé aussi, une diminution de la fréquence des journées froides, des nuits froides et de gel, contrairement une augmentation de tendance des journées chaudes, des nuits chaudes et des vagues de chaleur (Abderrahmani, 2015).

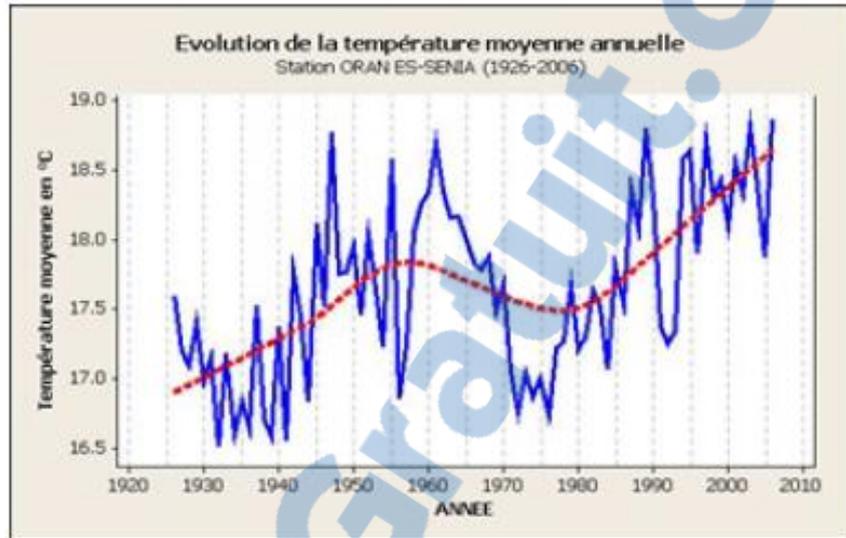


Figure 1.7: Evolution des moyennes annuelles de la température à la station d'Es Senia - Oran. (Tabet-Aoul, 2008).

b) Précipitation

L'Algérie a connu depuis les années 70, un déficit pluviométrique important. Plusieurs travaux de recherche ont confirmé cette tendance. Au Nord, d'après Hassini *et al.* (2008), une centaine de stations météorologiques dans les zones côtières et intérieures ont eu une succession d'épisodes pluviométriques excédentaire et déficitaire par rapport à la normale durant les périodes 1951-1980 et 1961-1990. Une augmentation des précipitations couvrant la période 1930 et 1950, qui a été suivie par une phase relativement sèche et une décroissance des précipitations à partir de la décennie 1970 (Fig1.8). La réduction de la pluviométrie dépasse 36 % dans la région de Mascara (Ouest) et 20% à Mitidja (centre) (Meddi et Meddi, 2009 ; Medejerab et Henia, 2011 ; Nezzal et Ifini-Belaid 2013 ; khoualdia *et al.*, 2014).

Au Sud-Est, au niveau du bassin de Chott Melghir, les précipitations annuelles ont diminué de 66% pendant la période 1965 à 1994 (Benkhaled, 2011).

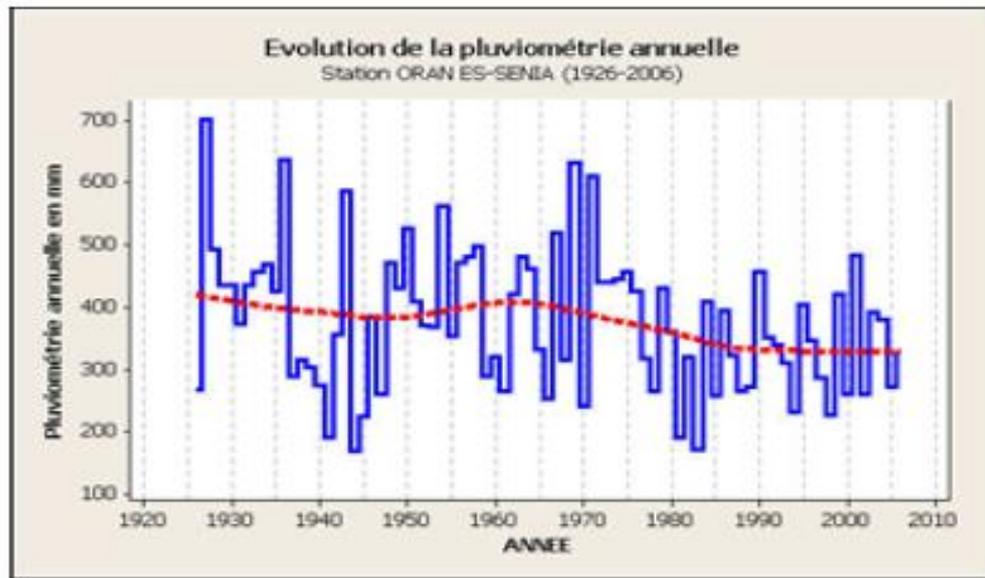


Figure 1.8: Evolution des moyennes annuelles de la pluviométrie à la station d'Oran Es Senia (Tabet-Aoul, 2008).

c) Evapotranspiration potentielle

Karsili (2013) a signalé que le cycle de l'eau est affecté par l'augmentation récente de la température, en ajoutant que l'évapotranspiration affecte aussi le stress hydrique. Depuis la fin des années soixante dix, l'Algérie a connu une tendance positive de température et une augmentation considérable de l'évapotranspiration potentielle. Cette combinaison a influé sur les rendements agricoles surtout durant les années 2002 à 2005 (Medejerab, 2009).

La répartition de l'évapotranspiration potentielle varie d'une région à une autre, une moyenne annuelle de 858 mm à Oran, 865 mm à Mostaganem, 880 mm à Mascara, 1009 mm à Ain-Defla, 840 mm à Annaba et 810 mm à Tébessa tandis que les moyennes mensuelles sont supérieures ou égales à 100 mm (MATE, 2010).

1.4.2. Impacts de la variabilité climatique

a) Sécheresse

Depuis 1967-1991, les événements de sécheresse ont touché environ 1.4 milliards d'individus selon l'organisation météorologique mondiale (OMM) (Obassi, 1994). Une relation a été mise en évidence entre le phénomène ENSO et la sécheresse en Algérie (Matari *et al.*, 1999). Les sécheresses des années 40 sont dues aux baisses de pluies du printemps tandis que la sécheresse des années 80 à une diminution des pluies hivernales, (Matari et Douguerdoit, 1995). Cette dernière sécheresse, a persisté plus de trente ans suite à un déficit pluviométrique, particulièrement dans la région de l'Ouest.

Des impacts chroniques et néfastes causés par ce déficit pluviométrique ont constitué le phénomène de désertification, la salinisation des sols, l'augmentation de la pollution des eaux (Benslimane *et al.*, 2008) sans oublier la pression croissante qui s'exerce sur la ressource en eau. Ces conséquences néfastes sont d'ordre économique et social (Meddi et Hubert, 2003).

b) Inondation

D'après le GIEC (2014), les inondations sont parmi les incidences d'événements climatiques extrêmes survenues récemment. Avec un degré élevé, ces événements mettent en évidence la grande vulnérabilité de dégradation des écosystèmes et de nombreux systèmes humains (la perturbation de la production alimentaire, l'approvisionnement en eau, les dommages causés aux infrastructures et aux établissements humains, la morbidité et la mortalité, les conséquences sur la santé mentale et sur le bien-être des individus).

L'Algérie est l'un des pays qui ont été affecté par de nombreuses inondations au cours des 40 dernières années. Touaïbia (2000) a mentionné que plusieurs régions au Nord et au Sud sont menacées par ces catastrophes hydrologiques. Leurs genèses et leurs impacts sur l'environnement sont en fonction des conditions géographiques, climatiques et d'occupation des sols qui les caractérisent. Yahiaoui (2012) a cité les facteurs qui causent et contribuent à l'intensification et l'aggravation des effets des crues et leurs types qui peuvent être classées en trois type :

1. Inondations produites dans des régions présentant un environnement topographique défavorable comme le cas des villes traversées par des cours d'eau (Bordj Bou Arreridj, Oued R'Hiou, Sidi Bel Abbès, El Bayadh et Ain Sefra) ou situées au pied d'une montagne (Ain Defla, Batna, Médéa),
2. Inondations liées à des situations météorologiques remarquables se traduisant par une forte pluviosité (pluie importantes, orages violents), les inondations de mars 1974 des bassins versants de l'Algérois et de la Sebaou, les inondations de décembre 1984 sur tout l'Est algérien etc... ;
3. Inondations provoquées par des facteurs liés à l'effet de l'homme : la défaillance des réseaux d'assainissement et de collecte des eaux pluviales, l'exhaussement des lits des cours d'eau par les décombres et les détritiques et d'autres agissements humains qui favorisent des dégâts lors des averses saisonnières les cas de la ville de Tiaret inondée presque chaque hiver, et la plaine de M'Zab où des inondations se produisent tous les 2 à 3 ans illustrant parfaitement l'influence de ces facteurs,

4. L'inventaire établi sur les 40 dernières années affirme qu'aucune région n'est prémunie de ces éventuels événements (Lahlah, 2004), nous pouvons noter l'inondation de :
- 03 février 1984 avec (120 mm en 3 jours) généralisée sur l'ensemble de l'Est algérien (Jijel, Constantine, Skikda et Guelma, Khenchella, Oum El Bouaghi),
 - 29 décembre 1984 au 01 janvier 1985 (plus de 250 mm en 4 jours seulement et 195mm en une journée) a touché l'Est algérien provoquant des inondations très catastrophiques dans les wilayas de Jijel, Constantine, Skikda, Guelma, Annaba et El-Tarf,
 - 26 et 27 janvier 1992 des inondations catastrophiques dans les wilayas Alger, Blida Tipaza, Chlef, Ain Defla et Médéa,
 - 9 et 10 novembre 2001 : inondation catastrophique sur l'Algérois à Bab El Oued (750 morts, 115 disparus et 30 millions de dinars de pertes matériels) (Fig1.9),
 - 1 octobre 2008, inondation dans la ville de Ghardaïa, pluies diluviennes (150 mm en une heure) accompagnées de violents orages (Fig1.10 et Fig1.11),



Figure 1.9: Inondation catastrophique sur l'Algérois à Bab El Oued
(Yahiaoui, 2012)



Figure 1.10 : Oued M'zab en crue



Figure 1.11: Niveau d'eau atteignant 10m dans la palmeraie

(Medejerab, 2009)

c) Vagues de chaleurs

A la fin du XXI^e siècle, une fréquence de 10 fois de vagues estivales de chaleurs toucheraient la zone du Maghreb (Taabni et Moulay-Driss, 2012). Les vagues de chaleurs, par leur durée et leur intensité, peuvent être à l'origine de dommage ou de graves incidents.

Une étude menée par Abderrahmani *et al.*, (2009) sur le Nord ouest algérien, et plus précisément sur les wilayas d'Oran, Tiaret et Sidi Bel-Abbes, porte sur l'analyse des températures minimales et maximales enregistrées aux stations des localités indiquées durant la période 1997-2006. Ils ont constaté que les vagues de chaleurs qui affectent les secteurs de la santé, de l'agriculture ainsi que d'autres domaines, représentent une menace pour les personnes âgées. Durant la période 1^{er} juin au 31 août 2003, des températures maximales ont été enregistrées à Annaba (41°C), Alger (41.8°C), EL Kala (40°C)...etc. Ce maxima de température est suite à une canicule qui a touché les pays du Maghreb et une grande partie de l'Europe et qui est considérée parmi les plus chaudes des cinquante dernières années. Une étude élaborée par Sabri et Medjareb (2009) a confirmé que cette canicule serait due au réchauffement climatique de ces dernières années.

d) Ressources en eau

En Algérie, les ressources en eau sont sensibles aux variabilités climatiques. La forte vulnérabilité des bassins versants aux faibles variations des paramètres hydro-climatiques influe sur le volume mobilisable, conduit à un déficit d'écoulement, entraînant une diminution des écoulements de surface et des niveaux des nappes souterraines (Arrus et Rousset, 2007).

Au cours des dernières décennies, ces variabilités climatiques ont un impact négatif sur les ressources en eau, induisent une diminution des écoulements allant jusqu'à des taux de 70 % (Meddi et Hubert, 2003 ; Ghenim *et al.*, 2010). D'ici 2020, face aux changements éventuels,

le bassin du moyen Cheliff pourrait se confronter à un régime hydroclimatique très sévère traduit par de fortes pluviométries, des inondations, des sécheresses, raréfaction des ressources en eau et réduction des rendements des cultures (El-Meddahi *et al.*, 2011).

Cette vulnérabilité a été confirmée dans le bassin de Chellif –Zahrez, où la baisse affecte même les nappes suite à la sécheresse qui a touché le Nord algérien.

Dans le bassin versant de la Macta, la diminution des précipitations sur la période 1973/2002, affirmée par Laborde (1993), a eu des conséquences sur les lames d'eau écoulées annuelles moyennes, en effet, sur la même période une réduction de 28 à 36% par rapport à la période 1946-1976 a été enregistrée (Meddi *et al.*, 2009).

En raison de la sécheresse qui affecte l'Algérie depuis les années 1970, le déficit pluviométrique évalué à 27%, a mis en souffrance le bassin de la Tafna qui a vu ces apports en eau baisser de 69% (Ghenim *et al.*, 2010)..

e) Sol et écosystèmes

L'étude de Tabet-Aoul (2008) sur la série des températures de la station d'Oran Es Senia sur la période 1926-2006 montre une augmentation de 2°C, approuve que le Nord algérien a connu un déficit pluviométrique traduit par une sécheresse dès 1973. Ce déficit a provoqué un accroissement de la susceptibilité des sols à l'érosion hydrique et éolienne, et leur salinisation liée à une plus forte évapotranspiration (Barthès et Roose, 2002). Ces facteurs contribuent également à la déperdition des terres fertiles, la dégradation des forêts dans des zones naturelles et pastorales.

Conclusion

Les variations climatiques qui ont touché la région méditerranéenne, ont influencé le climat de l'Algérie. Ce dernier a connu des variations importantes, un déficit pluviométrique important, une tendance positive de température, une augmentation considérable de l'évapotranspiration potentielle et l'augmentation de forts épisodes pluvieux. Ces évolutions climatiques représentent une menace à l'échelle économique et sociale. Elles ont produit des inondations catastrophiques, des vagues de chaleurs, des épisodes de sécheresse sévères et un impact négatif sur les ressources en eau.

Chapitre 2

*Généralités sur la modélisation
hydrologique*

Dans ce chapitre, nous nous intéressons, d'abord, aux différentes approches de la modélisation hydrologique. Ensuite, nous présentons une classification des modèles et les étapes à suivre dans le processus de cette modélisation. Nous évoquerons ensuite les sources d'incertitudes auxquelles sont soumis les modèles hydrologiques. Nous clôturons ce chapitre, par mettre l'accent sur la sensibilité des modèles pluie-débit aux données d'entrée.

2.1. Modélisation hydrologique

D'après le Dictionnaire de l'Environnement, le modèle est "*une représentation simplifiée, relativement abstraite, d'un processus, d'un système, en vue de le décrire, de l'expliquer ou de le prévoir*". Mathevet (2005) a défini le modèle hydrologique comme "*la représentation simplifiée de tout ou partie des processus du cycle hydrologique par un ensemble de concepts hydrologiques, exprimés en langage mathématique et reliés entre eux dans des séquences temporelles et spatiales correspondant à celles que l'on observe dans la nature*". Plus particulièrement, un modèle hydrologique apparaît comme une interprétation et une traduction algorithmique et logicielle de la transformation des forçages météorologiques, en pronostics hydrologiques (Gupta *et al.*, 2012). La perception du phénomène, la formalisation dans un cadre conceptuel et la traduction en un logiciel ce sont trois étapes d'appuis pour le développement d'un modèle (Ambroise, 1998). La phase de construction d'un modèle peut être conceptualisée en différentes étapes dont chacune le modélisateur prend en compte la vision, les subjectifs et les objectifs (Beven, 2001; Gupta *et al.*, 2008; 2012). Selon (Perrin, 2000 ; Mathevet, 2005) les modèles hydrologiques sont devenus des outils de base, pour répondre de manière optimale aux différentes questions relatives à la gestion des ressources en eau (besoins et usages).

2.2. Approches de la modélisation

Selon Le Moine (2008), il existe deux approches principales, une mécaniste et l'autre globale. L'approche mécaniste repose sur la prescription à priori, dans un modèle maille, de lois de comportement et de relations entre des variables d'intérêt (niveau piézométrique, humidité du sol, hauteur de neige, ...) à l'échelle locale. L'approche globale se base sur le concept de bassin versant, en tant qu'entité hydrologique de calcul. Dans cette configuration, le forçage principal est la pluie de bassin, construite à partir de plusieurs points d'observations pluviométriques.

Durant plusieurs années, les modélisateurs ont amélioré les performances des modèles par l'augmentation de la complexité des modèles (e.g. nombre important de paramètres à spécifier). Pour étalonner un modèle, des quantités importantes des connaissances s'avèrent nécessaires pour résoudre une importante complexité, qui est généralement réduite à son

nombre de degrés de liberté (i.e. nombre de paramètres) (Beven, 1989). Les modèles les plus simples, qui représentent les processus hydrologiques comme un tout, sont généralement faciles à mettre en place car ils nécessitent peu de données et ont, malgré tout, prouvé leur efficacité dans de très nombreuses applications.

2.3. Objectifs de la modélisation hydrologique

La modélisation hydrologique a pour objectif de simuler le comportement d'un hydro-système et avoir une meilleure représentation et compréhension des processus de surface de cycle de l'eau (Loumagne, 2001). Les applications de ces modèles hydrologiques sont variées et multiples, d'après Mathevet (2005) les modèles constituent des outils de base pour :

- a- **La simulation** : l'objectif du modèle est le comblement des lacunes contenues dans une série chronologique de débit ou l'extension de séries de débit,
- b- **la prévision** : a pour but la gestion préventive des ressources en eau qui se base sur l'anticipation des évolutions futures des débits d'une rivière, en période d'étiage et l'anticipation des risques d'inondations en période de crue,
- c- **la prédétermination** : Pour objectif de générer de longues chroniques de pluie, pour étudier les événements extrêmes et rares par une analyse fréquentielle (dimensionnement d'ouvrages d'art et délimitation de zones inondables),
- d- **l'analyse de la non-stationnarité d'un bassin versant** : En effectuant des tests sur la stationnarité des vecteurs des paramètres et/ ou des sorties comparativement aux observations pour l'étude d'impact sur le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant suite à des modifications anthropiques de ses caractéristiques ou à des changements climatiques,
- e- **l'utilisation de variables d'état du bassin versant pour la modélisation** : les chroniques d'état du bassin versant générées par le modèle sont utilisées par d'autres modèles de prévisions d'apport par fonte nivale ou pour améliorer les performances d'autres modèles.

La transformation de la pluie en débit peut être décrite par les différentes facettes du risque hydrologique, en particulier les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages. Elle est censée, aussi, fournir des informations pour la gestion hydrologique et écologique du bassin versant étudié (Gnouma, 2006).

2.4. Typologie des modèles hydrologiques

Dans chaque modèle, On distingue quatre types de variables qui peuvent se trouver en totalité ou en partie dans chaque modèle (Fig. 2.1) :

- a- **variables d'entrée** : il s'agit des entrées du modèle, qui dépendent du temps et/ou de l'espace (pluie, ETP, caractéristiques physiques et hydrodynamiques du milieu, ...),
- b- **variables de sortie**: le modèle répond par un ensemble de variables qui sont généralement les débits simulés à l'exutoire du bassin versant, mais qui peuvent parfois être aussi l'ETR, des niveaux piézométriques, etc,
- c- **variables d'état**: il s'agit des variables internes au système, elles permettant de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps. Précisément, ces variables sont les niveaux de remplissage des différents réservoirs (neige / production / routage), taux de saturation des sols, profondeur des sols, pentes, ...),
- d- **paramètres**: servent à adapter la paramétrisation des lois régissant le fonctionnement du modèle, au bassin versant étudié, et fait intervenir des variables dont la valeur doit être déterminée par calage (conductivité hydraulique à saturation, ...).

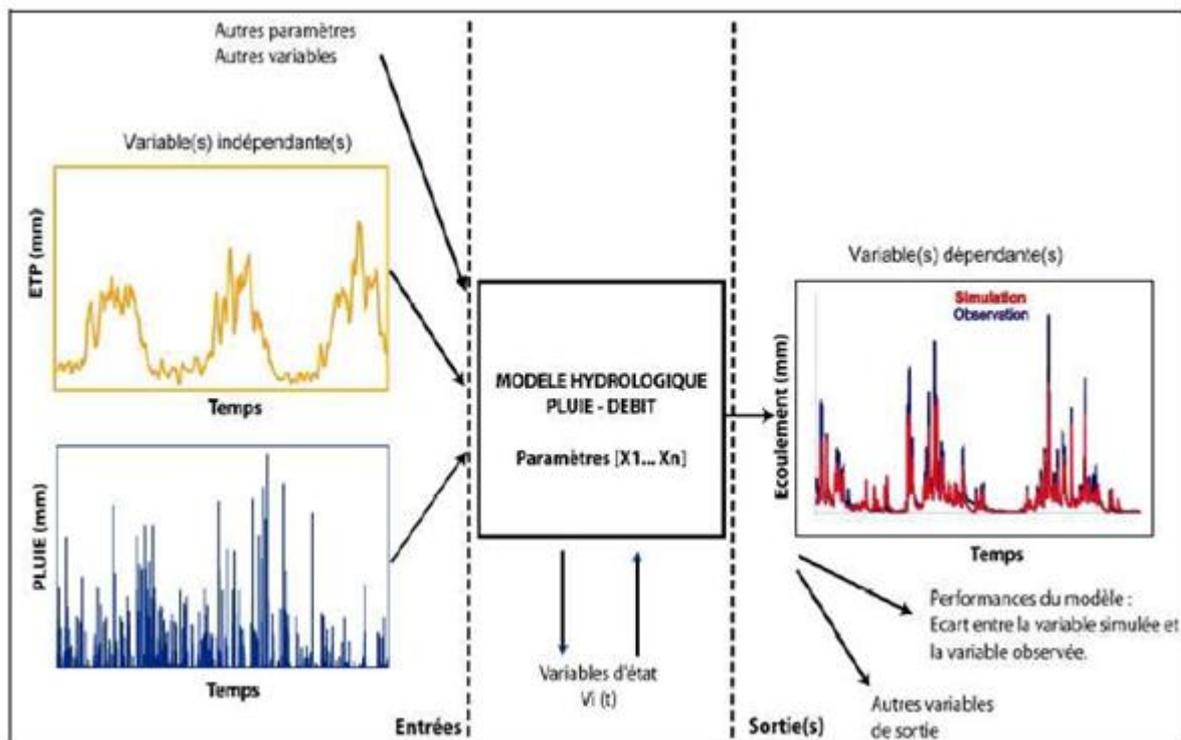


Figure 2.1: Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique, (Mathevet, 2005).

Les variables cités ci-dessus contribuent dans la modélisation hydrologique par l'intermédiaire de deux fonctions : une **fonction de production** et une **fonction de transfert** (Fig. 2.2) :

- a- **La fonction de production** : c'est une représentation simple mais réaliste, elle assure la transformation de la pluie brute en pluie nette en y retranchant toutes les pertes éventuelles causées par l'interception (obstacles, végétation, cuvettes..), l'infiltration et l'évapotranspiration (en cas de modélisation continue), elle est celle qui contribue effectivement au ruissellement. En d'autres termes, la fonction de production permet de calculer la quantité d'eau qui va s'écouler à l'exutoire d'un bassin ou sous-bassin versant.
- b- **La fonction de transfert** : Une fois la pluie participante au ruissellement calculée, c'est le rôle de la fonction de transfert de déterminer l'hydrogramme à l'exutoire du bassin, résultant de la pluie nette (Boudhraa, 2007; Ahbari, 2013).

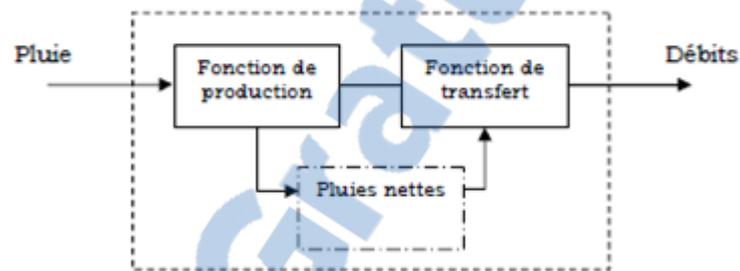


Figure 2.2: Schéma d'un modèle hydrologique, (Boudhraa, 2007).

2.5. Classification des modèles hydrologiques

Perrault en 1674 a établi le premier bilan hydrologique sur un petit bassin versant de la Seine, en d'autre terme il a établi un modèle annuel global, où, il annonçait que l'écoulement correspondait au sixième de la pluie. Depuis, la modélisation hydrologique a beaucoup évolué, le développement des moyens de calculs informatiques a certainement été l'un des facteurs majeurs ayant favorisé l'essor de ce secteur de recherche depuis le début des années 60, avec la création de dizaines de modèles (Perrin, 2000). Selon l'approche utilisée, on peut différencier les modèles disponibles. Le lay (2006) s'interroge sur la variété des objectifs poursuivis en hydrologie, qui ont conduit à une grande diversité des modèles et des cadres conceptuels, qui ne permettent pas d'établir actuellement un cadre théorique unifié. Il y'a autant de modèles hydrologiques que d'hydrologues! (Vischel, 2006).

De nombreuses classifications proposées dans la littérature (Clarke, 1973 ; Kauark-Leite, 1990; Makhoul, 1994 ; Singh, 1995; Ambroise, 1998; Perrin, 2000; Chahinian, 2004; Bouvier, 2004; Kingumbi, 2006; Le lay, 2006; Gnouma, 2006, etc.) dans lesquels le type de processus hydrologique, l'échelle temporelle, l'échelle spatiale, usage du terrain, usage du modèle sont des critères utilisés pour la classification des modèles hydrologiques.

Nous reprenons les clés de différenciation des modèles qui ont été proposées par Clarke (1973) et Ambroise (1998):

- déterministes ou stochastiques, suivant la nature des variables, des paramètres et/ou des relations entre eux,
- globaux, semi-distribués ou spatialisés, suivant que le bassin versant est considéré dans l'espace comme une entité homogène, qu'il est divisé en sous-unités supposées homogènes (éventuellement des sous-bassins) ou qu'il est finement discrétisé en mailles,
- cinématiques (descriptifs) ou dynamiques (explicatifs), suivant l'évolution temporelle du système est simplement décrite ou mise en relation avec les forces qui en sont la cause,
- empiriques, conceptuels ou théoriques (fondés sur la physique), suivant les relations utilisées pour modéliser la transformation de la pluie en débit et suivant la représentation du système modélisé. Nous distinguons trois catégories de modèles, les modèles 'à réservoirs' conceptuels ou empiriques, les modèles fondés sur la physique et les modèles 'boîte noire'.

Dans ce qui suit, nous allons présenter un bref aperçu sur les modèles les plus utilisés en hydrologie.

2.5.1. Modèle conceptuel

Selon Ambroise (1991), ce modèle est basé sur la connaissance des phénomènes physiques qui agissent sur les entrées pour obtenir les sorties. Sa structure est définie comme un assemblage de réservoirs d'humidité, interconnectés et qui sont censés représenter plusieurs niveaux de stockages, suivant une dimension verticale. Le modèle intègre des paramètres permettant d'adapter celui-ci aux caractéristiques du cas d'étude et aux objectifs d'utilisation.

2.5.2. Modèle à bases physiques

Selon Mailhot (1998) In (Yérïma, 2002), le modèle à bases physiques est un modèle dont les équations ont été déduites à partir des principes de base de la physique (conservation de masse, quantité de mouvement, quantité d'énergie...), et dont la forme finale simplifiée contient des paramètres qui ont un sens physique. Ces paramètres peuvent être estimés à priori à partir des différentes caractéristiques physiques, et éventuellement un calage (Loumagne *et al*, 1991).

2.5.3. Modèle global

Le modèle global est un assemblage de réservoirs interconnectés qui se vident et se remplissent au cours du temps et dont certains commandent la dynamique du système

(humidité du sol par exemple) pour représenter le fonctionnement d'ensemble du bassin versant. Ces modèles sont simples, relativement efficaces pour prévoir les débits. Les variables du système ne dépendent que du temps et n'ont aucune signification spatiale.). Chaque réservoir est décrit par le niveau d'eau à un pas de temps (variable) et par un ensemble de paramètres constants (souvent sa capacité maximale). Des fonctions, comme les hydrogrammes unitaires, peuvent être également associées aux réservoirs afin d'assurer un fonctionnement spécifique (pour le transfert par exemple) (Payan, 2007).

2.5.4. Modèle distribué

Le bassin versant ou le réseau hydrographique est découpé en éléments de plus petite taille. La valeur du paramètre de la taille de la maille de résolution des équations influe sur le fonctionnement interne d'un modèle distribué qui est régi par l'intégration et la résolution des équations différentielles. L'organisation spatiale des pluies, notamment fournie par le radar météorologique et du relief (les Modèles Numériques de Terrain), peut forcer le modèle, sans intégration de paramètres supplémentaire (Marchandise, 2007).

2.5.5. Modèle analytique

Ce sont des modèles qui reposent sur les relations observées entre les entrées et les sorties de l'hydrosystème considéré, et qui ont été établies par une analyse des séries de données mesurées. Ces modèles expriment la relation entre variables d'entrée et de sortie à l'aide d'un ensemble d'équations développées et ajustées sur la base des données obtenues sur le système. Les paramètres de ces modèles sont liés aux coefficients de corrélation entre les variables (Gaume, 2000).

2.5.6. Modèle stochastique

Jensen (1992) considère qu'une approche stochastique est un moyen rationnel de traiter la caractérisation spatiale de la variabilité, et d'établir un lien entre les incertitudes des paramètres et celles des prédictions. Refsgaard et Storm (1995) ont caractérisé ce type en tant que modèle qui se base sur des lois de probabilités connues et n'impliquent pas de relation de cause à effet entre les entrées et les sorties. Il ne demande aucune information a priori sur le système. Un modèle stochastique permet de générer, aléatoirement, des données par des lois de distributions particulières. L'une au moins des variables de forçage ou des variables d'état ou des paramètres est une variable aléatoire, par voies de conséquence, la ou les variables de sortie sont des variables aléatoires (Gaume, 2000).

2.5.7. Modèle déterministe

Selon Hermassi (2003), un modèle est déterministe si aucune de ses grandeurs n'est considérée comme aléatoire et lorsque la réponse du système est à caractère déductif

dominant. Ces modèles associés à chaque jeu de variables de forçage (variables indépendantes d'entrée du modèle, peuvent être essentiellement des mesures de pluie), de variables d'état (variable permettant de caractériser l'état du système modélisé, par exemple : le niveau de remplissage des différents « réservoirs » d'eau du bassin versant, taux de saturation des sols, profondeur des sols...etc.) et de paramètres, une valeur de réalisation unique des variables de sortie (il s'agit essentiellement des débits simulés à l'exutoire d'un bassin versant) (Maftai, 2002).

2.5.8. Modèle mécaniste

Selon Maison (2000), In (Yérima, 2002), un modèle mécaniste est un modèle qui est capable, théoriquement, de surpasser du moindre calage, car les paramètres qui le régissent doivent être mesurables. Ce type de modèle s'apparente au modèle à base physique distribué.

L'approche mécaniste a pour fondement théorique les équations d'écoulements en milieu non saturé et d'autres équations plus simplifiées (équations de Barré Saint Venant, l'équation de Horton, l'équation de Philip, l'équation de Green-Ampt, l'équation cinématique etc.).

De nos jours, Selon Le Lay (2006), la diversité des modèles conduit à une discussion sémantique pour définir les différentes catégories de modèles existants dans la littérature (Fig. 2.3). Varado (2004) considère que l'évolution des techniques informatiques et l'évolution progressive modulaire des modèles hydrologiques permettent de dépasser l'opposition entre " conceptuel " et " à base physique ". D'après cet auteur, une modélisation hydrologique est caractérisée par la maille élémentaire (résolution spatiale) à laquelle les processus sont représentés. Cette résolution spatiale pourrait être le bassin versant dans son ensemble, des sous-bassins caractérisés par leur taille ou leur ordre dans le réseau hydrographique. Les processus représentés (évapotranspiration, transfert dans le réseau hydrographique, infiltration, transfert dans le bassin, etc.) et les choix faits pour cette représentation caractérisent la modélisation hydrologique.

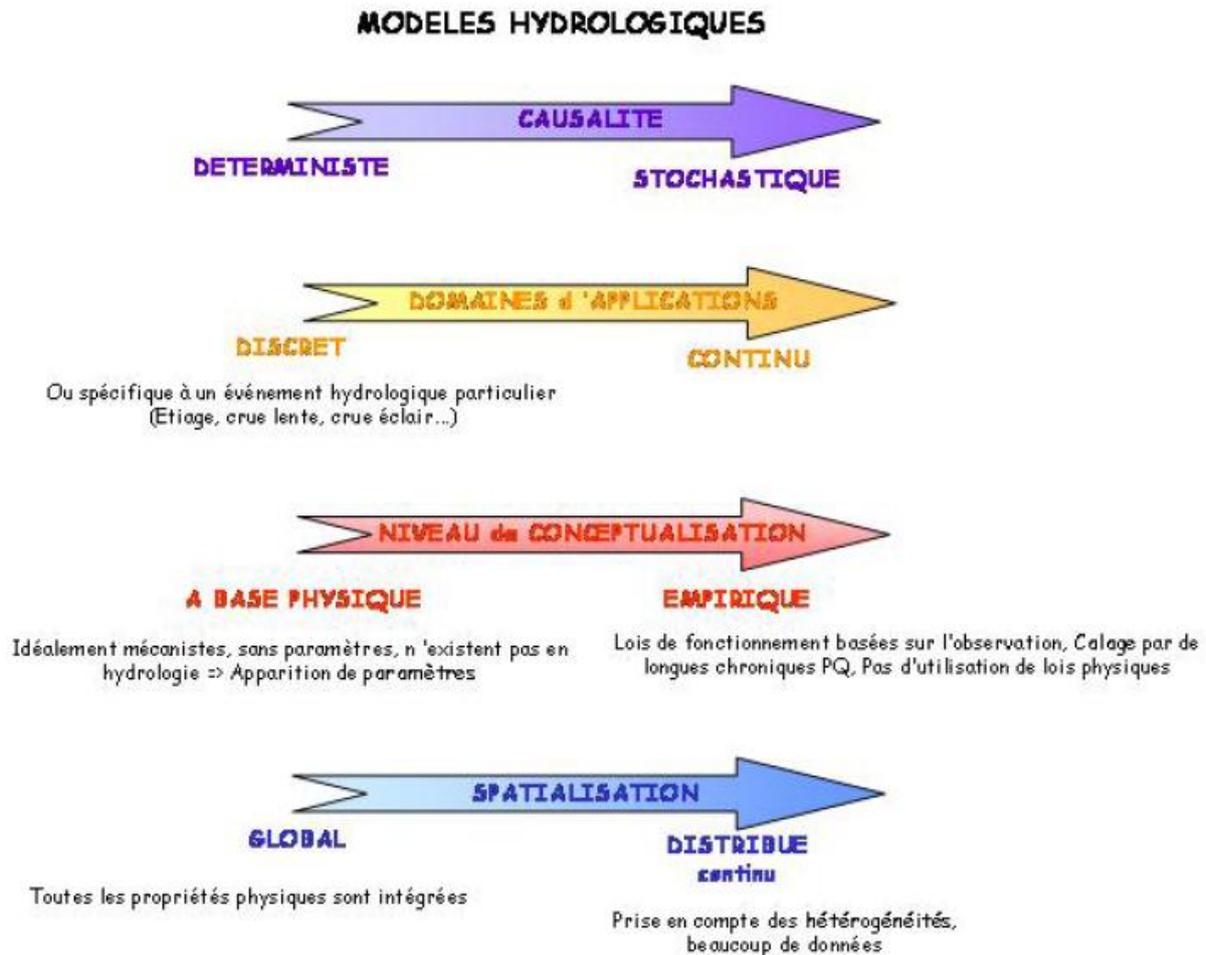


Figure 2.3: Vision simplifiée des grandes catégories de modèles hydrologiques, (Borrell, 2004).

2.6. Etapes à suivre dans une modélisation hydrologique

Plusieurs auteurs (Anderson et Woessner, 1992; De Marsily, 1994; Refsgaard, 1996; Ambroise, 1999; Cudennec, 2000; Scholten *et al.*, 2001) ont spécifié les étapes rigoureuses à suivre dans une modélisation hydrologique :

- La définition de la problématique et le choix du modèle: Cette définition permettra de déterminer les choix à faire par la suite, donc, préciser les chemins à suivre dans l'élaboration des étapes suivantes. Le choix du modèle doit correspondre à la problématique traitée et à la nature des données disponibles,
- Identifier le modèle : pour but de caractériser et définir le système, sa structure, les variables et les paramètres, et émettre les hypothèses et le choix des échelles de temps et d'espace caractéristiques des processus de base,

- Elaborer l'algorithme à incorporer dans un outil informatique capable de procéder aux instructions. Cet algorithme doit être suivi de la vérification du logiciel lui-même (De Marsily, 1994; Ambroise, 1999),
- Caler le modèle, par ajustage des valeurs des différents paramètres à calibrer, pour que le modèle représente le plus pertinemment possible la transformation des forçages météorologiques en pronostics hydrologiques. Selon des critères déductifs ou des observations des entrées et des sorties, des données de calage sont utilisées. Celles-ci se réduisent typiquement à des observations concomitantes de forçages et de pronostics. Par des méthodes d'optimisation automatiques, les valeurs des paramètres sont alors optimisées, pour que la transformation par le modèle soit la plus pertinente possible ;
- Valider le modèle: c'est une phase subjective et la dernière étape pour l'identification du modèle dont la pertinence et la robustesse du modèle sont jugées par l'utilisation de différents critères de validation qui doivent être utilisés afin de tester différents aspects des simulations obtenues, en terme de performance. Donc, pour valider le modèle une comparaison entre les pronostics simulés et ceux observés doit être effectué pour avoir un modèle corroboré, qui est, selon Oreskes et al.,(1994), celui qui est caractérisé par des résultats qui ne contredisent pas ses observations disponibles.

2.7. Méthodes de calage des modèles hydrologiques

La procédure de calage est l'une des étapes importantes dans la démarche de modélisation hydrologique, la procédure de calage consiste à rechercher les valeurs optimales des paramètres, qui ne peuvent pas être directement estimés à partir des mesures, des différentes équations (régissant l'écoulement) utilisées dans un modèle hydrologique (Anderson et Woessner, 1992). Il existe trois méthodes de calage : calage manuel, calage automatique et calage mixte.

2.7.1. Ajustement manuel des paramètres

D'après Refsgaard et Storm (1996) c'est la méthode la plus recommandée et la plus répandue. Surtout pour des modélisations alambiquées. Il s'agit de fixer manuellement des valeurs aux paramètres et estimer l'erreur commise entre les valeurs simulées et observées. Pour faciliter le choix par le modélisateur de la simulation la plus appropriée, le recours à la schématisation des résultats des diverses simulations est nécessaire. Pour cela, beaucoup d'essais doivent être réalisés jusqu'à l'obtention des valeurs des paramètres qui donnent les résultats convenables par rapport à l'objectif fixé.

2.7.2. Optimisation automatique des paramètres

La recherche d'un ensemble de paramètres qui satisfait un critère donné de précision, suite à plusieurs combinaisons possibles est l'objectif de cette démarche. Pour cela, cette procédure utilise un algorithme numérique qui cherche la valeur limite d'un critère numérique donnée. Refsgaard et Storm (1996) énumèrent les avantages et les inconvénients du calage automatique :

- le critère à optimiser est un critère unique qui ne tient pas compte forcément de toute la complexité du modèle,
- la méthode de recherche de l'optimum peut conduire à un minimum local puisque le modèle possède plusieurs paramètres,
- beaucoup de théories à la base des algorithmes assument que les paramètres du modèle sont mutuellement indépendants, ce qui n'est pas toujours le cas,
- les différentes sources d'erreur ne peuvent pas être différenciées par un algorithme automatique, le réajustement des paramètres peut compenser les erreurs,
- les caractéristiques physiques du modèle peuvent être négligées suite à l'adoption d'une technique statistique basée sur l'analyse des résidus, donc, le calage automatique stigmatise les incertitudes inhérentes à toute analyse statistique (Todini, 1988).

Perrin (2000) a exposé les différences de stratégie permettant de répartir les algorithmes en deux grandes catégories, avec d'un côté les méthodes locales et de l'autre côté les méthodes globales.

a) Méthodes locales

Les méthodes locales adoptent une stratégie itérative, partant d'un point de l'espace des paramètres dans laquelle, on se déplace dans une direction qui améliore continûment la valeur de la fonction critère, jusqu'à trouver l'optimum de la fonction.

On peut distinguer deux sous-groupes, les méthodes directes et les méthodes de gradient :

- **Les méthodes directes:** utilisent la fonction critère aux différents points testés de l'espace de paramètre, dans cette espace, la méthode choisit un pas de recherche, une direction, pour se déplacer, afin de calculer la valeur de la fonction au nouveau point. S'il y a amélioration, l'opération est renouvelée à partir de ces nouveaux paramètres. Sinon, on choisit une nouvelle direction et/ou un nouveau pas à partir de ce même point.

- **Les méthodes de gradient:** utilisent à la fois la valeur de la fonction critère et celle du gradient de la fonction pour décider de la stratégie d'évolution dans l'espace des paramètres.

Théoriquement, dans un problème idéal d'optimisation où la surface de réponse est convexe (fonction uni-modale présentant une seule zone de convergence), l'optimum est atteint avec une méthode locale quelque soit le point de départ choisi pour les paramètres.

b) Méthodes globales

Les méthodes globales explorent une partie beaucoup plus grande de l'espace des paramètres. Elles sont conçues pour résoudre et traiter efficacement les problèmes où la fonction à optimiser est multi-modale. Elles adoptent diverses stratégies d'exploration, que l'on peut classer en trois catégories: déterministes, stochastiques ou combinatoires.

- **Les méthodes déterministes :** pratiquent un maillage de l'espace des paramètres. Pour chaque nœud du maillage, on calcule la valeur de la fonction objective pour localiser les optima secondaires et par conséquent l'optimum global de la fonction.
- **Les méthodes stochastiques :** échantillonnent l'espace des paramètres de façon aléatoire en utilisant des distributions de probabilité. On donne à chaque zone de l'espace des paramètres la même probabilité de contenir l'optimum de la fonction, en se basant sur une loi de probabilité uniforme. Sa faiblesse vient du fait que la recherche n'est pas guidée et que l'information obtenue à chaque calcul de la fonction objective n'est pas utilisée pour le reste de l'optimisation. Cela oblige donc à opérer un grand nombre d'essais et la procédure devient coûteuse en calcul.
- **Les méthodes combinatoires :** utilisent généralement une méthode stochastique d'échantillonnage pour générer des jeux de paramètres qui serviront ensuite de points de départ à des méthodes locales d'optimisation. Ce sont les méthodes multidépart, qui diminuent considérablement la probabilité d'échec d'une méthode locale.

2.7.3. Calages mixte

Refsgaard et Storm (1996) ont signalé que cette combinaison n'est pas très répandue, mais peut être très utile. La possibilité de combiner les deux techniques est aussi concevable, on peut commencer par une méthode de calage et terminer par l'autre. Si on commence par un calage automatique, il faut effectuer une étude de sensibilité sur les paramètres, pour cibler les

paramètres potentiels, après, un calage manuel peut être utilisé pour déterminer les valeurs de ces paramètres. Dans le cas inverse, il s'agit de déterminer l'écart de variation des paramètres ensuite, on utilise un calage automatique dans cet intervalle pour déterminer les optimales des paramètres.

2.8. Critères d'évaluation des performances de calage des modèles hydrologiques

L'évaluation ou la mesure des performances d'un modèle se fait selon les objectifs qu'on se fixe et par conséquent, le critère qu'on choisit. Dezetter (1991) et Ayadi (2000) ont mentionné l'existence de plusieurs critères d'évaluation de performance des modèles qui ont été développés, qui sont soit des critères graphiques, soit des critères analytiques. Les critères les plus utilisés en hydrologie sont :

2.8.1. Erreur moyenne absolue

Elle est définie par la moyenne des écarts entre les débits observés et les débits calculés à chaque pas de temps. Dans le contexte de la prévision de débit, elle peut être très intéressante où l'on veut être aussi proche que possible de la valeur observée (Perrin, 2000)

$$\varepsilon = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Q_{ci} - Q_{oi}| \quad \text{Eq (2.1)}$$

avec

n : nombre d'observations

Q_{ci} : débit calculé

Q_{oi} : débit observé

2.8.2. Erreur quadratique moyenne

Cette erreur mesure le degré d'adéquation entre les valeurs de la variable simulée par le modèle (ici le débit) et de la variable mesurée, elle se calcule comme étant la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre les débits observés et les débits calculés :

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2} \quad \text{Eq (2.2)}$$

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

2.8.3. Coefficient de Nash

Le critère retenu pour la phase de calage est le critère de Nash et Sutcliffe (1970) sur les racines carrées des débits. Ce critère découle du critère de Nash très souvent utilisé en hydrologie. Ce dernier est basé sur la somme des erreurs quadratiques et sa formulation est la suivante:

$$Ns = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_m)^2} \quad \text{Eq (2.3)}$$

Q_m : débit moyen observé

Ce critère variant dans $] -\infty, 1]$ a l'avantage d'être d'interprétation facile. Il estime l'amélioration d'ajustement que l'on obtient en utilisant le modèle pour simuler les débits par rapport à un modèle 'zéro' (modèle de référence) qui donnerait sur toute la période considérée un débit constant égal au débit moyen. Un critère de valeur 1 signifie que l'erreur du modèle est nulle (modèle parfait). Une valeur de N_s inférieure à zéro signifie que le modèle n'explique pas mieux le comportement du bassin que le modèle de débit constant. Ce critère d'évaluation des modèles est très largement utilisé en hydrologie, probablement en raison de sa simplicité et de son lien intrinsèque avec la régression linéaire (Perrin, 2000; Oudin, 2004). Cette formule traduit un certain rendement du modèle comparable au coefficient de détermination d'une régression. On considère généralement qu'un modèle hydrologique donne des résultats acceptables si la valeur du critère de Nash est supérieure à 0.7 (Gaume, 2002).

D'autres formulations de ce critère existent :

$$N_s = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{ci}} - \sqrt{Q_{oi}})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{ci}} - \sqrt{Q_m})^2} \quad \text{Eq (2.4)}$$

En atténuant l'importance prise par les débits importants, cette formulation permet de rééquilibrer le poids des débits en période d'étiage par rapport aux débits en période de crue. Ce critère est utilisé (Eq 2.4) pour évaluer la qualité des hydrogrammes car il paraît être un bon compromis entre ces deux types d'écoulement.

Il est aussi possible de remplacer \sqrt{Q} par $\ln Q$: dans ce cas l'importance des faibles débits est encore accentuée par rapport à celle des forts débits.

Entre autres, les transformations appliquées sur les débits ciblent les variables du tableau 2.1

Tableau 2.1: Variables des critères d'ajustement

Variables	Informations
Q	Forts débits
\sqrt{Q}	Débits moyens
$\ln Q$	Faibles débits

2.9. Les sources d'incertitude dans les modèles hydrologiques

La simulation du comportement d'un bassin versant par un modèle hydrologique, peut produire des différences entre les sorties simulées et les données mesurées sur le terrain. Les erreurs en modélisation hydrologique peuvent provenir de différentes sources (Refsgaard et

Storm, 1996; Engeland *et al.*, 2005; Bernier et Michel, 1997 In Mchirgui, 2000) nous distinguons:

- Les incertitudes naturelles liées à l'aléa climatique, aléatoire ou systématiques provenant des données (précipitations, températures, évapotranspiration, etc.) utilisées pour représenter les fluctuations spatiales et temporelles aléatoires des processus naturels, introduisant une grande part de hasard dans le processus de génération de débits,
- Les incertitudes des données qui sont souvent assujetties aux erreurs de manipulation, de lecture et de minutage dans le cas d'un réseau de mesures (niveaux d'eau dans une rivière, niveaux piézométriques, débits d'une rivière, etc.),
- Les incertitudes de la structure du modèle, en fait, le modèle ne peut pas représenter exactement le processus physique de débit propre du bassin versant. Pour les modèles calibrés, la variance entre le débit mesuré et celui estimé, résulte, en plus des incertitudes de données et des paramètres du modèle, de la non convenance de sa structure,
- Les incertitudes sur les paramètres du modèle, résident dans les valeurs des paramètres du modèle qui peuvent ne pas être optimales, et dans le choix de la fonction objective qui matérialise le maximum de concordance espérée,
- Les incertitudes dues aux échelles, en effet, la difficulté de transformer les données collectées localement en une mesure spatiale, est une source d'incertitude plus délicate à interpréter est celle provoquée par l'effet de la variabilité spatiale proprement dite.

2.10. Sensibilité des modèles pluie-débit aux données d'entrée : pluie et évapotranspiration potentielle (ETP)

2.10.1. Impact de la mauvaise connaissance de la pluie

Dawdy et Bergmann (1969), Wilson *et al.* (1979) et Biggs et Atkinson (2011) sont parmi les auteurs qui ont analysé les incertitudes des simulations de débit en réponse aux mauvaises estimations des volumes de précipitations, ils ont constaté que les simulations de débits se dégradent lorsque la qualité des estimations de précipitations diminue. Faures *et al.* (1995) et Andréassian *et al.* (2001) ont mentionné que la robustesse du modèle pluie-débit augmente avec la densité du réseau de mesure.

Les imperfections des données d'entrée de précipitation sont compensées via l'ajustement des paramètres des modèles pluie-débit à la phase de calage (Troutman 1983; Andréassian *et al.* 2001; Price *et al.* 2013).

2.10.2. Sensibilité des modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP

Oudin (2004) a utilisé quatre modèles pluie-débit globaux : le modèle GR4J et des versions simplifiées des modèles HBV, IHACRES et TOPMODEL pour analyser la sensibilité des modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP sur un large échantillon (308 bassins versants). Il a testé 27 formules d'ETP de diverses conceptions, dans le but d'étudier l'impact de modèles de calcul de l'ETP et la variabilité spatio-temporelle de cette dernière sur la performance du modèle pluie-débit.

Les résultats trouvés dans l'ensemble sont :

- Les modèles pluie-débit sont peu sensibles à l'entrée d'ETP, des formules de conception fortement différentes conduisent à des performances équivalentes en termes de simulation de débit,
- Le modèle de Penman qui, pris à l'échelle de la parcelle, semble avoir le meilleur fondement physique et qui est largement utilisé en modélisation pluie-débit, n'est pas celui qui conduit aux meilleures simulations de débits,
- Les modèles d'ETP basés sur les paramètres énergétiques (rayonnement, température de l'air) semblent être les plus pertinents pour la modélisation pluie-débit. Parmi eux, le modèle de Mc Guinness semble donner les résultats les plus intéressants,
- L'ETP interannuelle est une variable aussi valable que l'ETP datée pour la simulation de débits,
- Les modèles pluie-débit globaux ne semblent pas tirer parti d'une estimation spatialisée de l'ETP à l'échelle du bassin versant, a priori plus pertinente,
- Dans le contexte de la modélisation pluie-débit globale, les modèles d'ETP couramment utilisés pour estimer cette variable ne semblent pas être des outils adéquats à l'échelle du bassin versant : leur relative complexité n'est pas justifiée.

Conclusion

La modélisation hydrologique s'intéresse à la compréhension et la représentation des processus de surface du cycle de l'eau et répondre relativement aux questions qui se posent au niveau du comportement de l'hydrosystème d'un bassin versant. Notre étude, nous a permis d'identifier trois grandes catégories de modèles, à savoir les modèles 'à réservoirs', les modèles 'boîte noire', et ceux basés sur la physique. Le manque de compréhension conduit à favoriser des approches conceptuelles ou empiriques globales, qui sont devenus des outils de compréhension et d'aide à la décision, notamment, la gestion des ressources en eau (projection sur la disponibilité, dimensionnement d'ouvrages) et étude d'impact de la variabilité climatique. Ces applications pratiques conduisent les hydrologues à utiliser ce type de modèles dans des conditions différentes de celles où ils ont été calés.

Chapitre 3

*Impact de la variabilité
climatique : Cas de la sécheresse*

La sécheresse est l'un des phénomènes importants résultant de la variabilité climatique. L'Algérie, et en particulier la région Nord ouest, a connu plusieurs sécheresses durant le dernier siècle. La dernière a été caractérisée par son intensité et son impact sur la ressource en eau. Dans ce chapitre, nous nous intéressons aux différents travaux réalisés sur la sécheresse, tout en analysant les approches utilisées. Ensuite, nous mettons la lumière sur l'état de l'art et sur le suivi et la quantification de la sécheresse. Pour ces derniers, nous nous référons à l'indice de précipitations normalisé (SPI) et l'indice de sécheresse efficace (EDI) pour caractériser la sécheresse météorologique et l'indice de ruissellement normalisé (SRI) pour évaluer la sécheresse hydrologique.

3.1. Définition de la sécheresse

La sécheresse est un danger insidieux de la nature. Elle est souvent désignée comme un «phénomène rampant» et ses impacts varient d'une région à une autre. Sa notion n'est aujourd'hui pas universellement définie (Tate et Gustard, 2000). La sécheresse peut être difficile à comprendre pour les gens, difficile à définir, parce que ce qui peut être considéré comme une sécheresse, dans une région, dans une autre c'est un aspect normal. Elle varie selon la répartition spatiale et temporelle, de sorte qu'un événement spatial et / ou temporel extrême associé à une sévérité et / ou une intensité élevée peut durer des mois ou des années à l'échelle continentale.

L'état de sécheresse peut être définie comme une occurrence soutenue et régionale d'une disponibilité d'eau naturelle inférieure à la moyenne (Tallaksen et Van-Lanen, 2004), caractérisé comme un déficit de ressources en eau sur une grande zone géographique, qui se prolonge pendant une période de temps significative (Rossi, 2000). Dans un sens plus général, la sécheresse provient d'un déficit de précipitations sur une longue période de temps - généralement une saison ou plus - entraînant une pénurie d'eau pour certaines activités et pour le secteur de l'environnement, causée des dommages considérables à l'économie et à l'écologie et, dans le pire des cas, porter des risques énormes pour la vie.

Elle peut être suffisamment durable pour causer des risques hydrologiques et agricoles. La sécheresse ne peut pas être considérée seulement comme un phénomène physique, elle est généralement définie à la fois conceptuel et opérationnel.

3.1.1. Définitions conceptuelles

D'une manière générale, les définitions conceptuelles aident les gens à comprendre le concept de sécheresse, peuvent être importantes dans l'établissement de la politique de sécheresse. Par exemple, les dommages considérables aux cultures, entraînant une perte de rendement. L'aide

financière aux agriculteurs dans les situations exceptionnelles de sécheresse sont fondées sur des évaluations scientifiques.

3.1.2. Définitions opérationnelles

Les définitions opérationnelles peuvent également être utilisées pour analyser la fréquence, la sévérité et la durée de la sécheresse pour une période donnée. Ces définitions exigent toutefois des données météorologiques sur les échelles horaires, quotidiennes, mensuelles ou autres, et éventuellement, sur les données d'impact (par exemple, le rendement des cultures). Cela se fait généralement en comparant la situation actuelle à la moyenne historique, souvent basée sur une période de 30 ans d'enregistrement. Selon la nature de la définition appliquée, le développement d'une climatologie de la sécheresse pour une région offre une meilleure compréhension de ses caractéristiques et de la probabilité de récurrence à différents niveaux de sévérité. L'information de ce type est extrêmement bénéfique dans l'élaboration des stratégies d'intervention, et de planification de la sécheresse.

3.2.Types de sécheresse

Les catégories de sécheresse suivantes sont généralement considérées (Wilhite et Glantz, 1985) :

3.2.1. La sécheresse météorologique

La sécheresse météorologique est généralement définie en fonction du degré de sécheresse (par rapport à une certaine quantité des précipitations «normale» ou moyenne) et de la durée de la période sèche (OMM, 2005). Les définitions de la sécheresse météorologique doivent être considérées comme spécifiques à une région puisque les conditions atmosphériques qui sont très variables d'une région à une autre, entraînent des déficiences de précipitations.

3.2.2. La sécheresse hydrologique

Les sécheresses hydrologiques sont liées à une période où les ressources hydriques superficielles et souterraines sont insuffisantes pour répondre convenablement aux besoins en eau établis par le système de gestion de l'eau local (Linslet *et al.*, 1975). Selon Dracup *et al.* (1980) et Tallaksen *et al.* (1997), les sécheresses hydrologiques dépendent du degré d'approvisionnement en eaux de surface et en eaux souterraines des lacs, réservoirs, aquifères et cours d'eau. La sécheresse hydrologique a un grand impact sur les activités humaines et engendre de fortes conséquences sur l'irrigation, la production d'énergie hydroélectrique, les activités touristiques, la gestion et protection de l'environnement, l'alimentation en eau potable. La fréquence et la sévérité de la sécheresse hydrologique sont souvent définies à l'échelle d'un bassin versant ou d'un bassin hydrographique. Bien que le climat contribue

principalement à la sécheresse hydrologique, d'autres facteurs tels que les changements dans l'utilisation des terres, la dégradation des terres et la construction de barrages affectent toutes les caractéristiques hydrologiques du bassin.

3.2.3. La sécheresse agricole

La sécheresse agricole est définie comme une période où l'humidité du sol diminue et la mauvaise récolte qui en résulte sans référence aux ressources en eau de surface (Palmer, 1965; Rosenberg, 1978; Wilhelmi, 2002). La sécheresse agricole relie diverses caractéristiques de la sécheresse météorologique (ou hydrologique) aux impacts agricoles, en mettant l'accent sur les pénuries de précipitations, les différences entre l'évapotranspiration réelle et potentielle (Hanson, 1991; Vicente-Serrano *et al.*, 2010), les déficits en eau du sol, la réduction des niveaux d'eau souterraine ou de réservoir, etc. Les sécheresses agronomiques ont souvent de lourdes conséquences sur la production agricole (Panu et Sharma, 2002).

3.2.4. La sécheresse socio-économique

La sécheresse socio-économique est associée à l'échec des systèmes de ressources en eau pour répondre aux besoins en eau. Cela se produit lorsque la pénurie d'eau physique commence à affecter les gens, individuellement et collectivement ou, dans des termes plus abstraits, la plupart des définitions socio-économiques de la sécheresse sont associées à l'offre et à la demande d'un bien économique (AMS, 2004).

3.3. Impacts de la sécheresse

Toutes les définitions sont liées aux impacts d'un épisode sec sur les activités humaines: les impacts de la sécheresse peuvent être environnementaux (la mauvaise qualité d'eau, intensification de l'érosion du sol), économiques (réduction de production agricole) et sociaux (santé humaine).

3.3.1. Impact environnemental

L'impact sur l'environnement résulte de dommages causés aux espèces végétales et animales, à la qualité de l'air et de l'eau, les forêts et les incendies, la dégradation de la qualité du paysage, la perte de biodiversité et l'érosion des sols. Certains des effets ne sont que de courte durée et les conditions normales sont rapidement rétablies. D'autres effets environnementaux persistent pendant un certain temps ou peuvent même devenir permanents. Par exemple, problème d'approvisionnement en eau, l'exploitation intensive des nappes souterraines à usage agricole, perte de fertilisation des sols, salinisation de la couche arable, dégradation de la qualité du paysage, y compris l'érosion accrue des sols, peut entraîner une perte permanente

de productivité biologique de la zone et enfin la réduction de la pâture et le tarissement des points d'eau d'abreuvement du cheptel.

3.3.2. Impact économique

L'impact économique se produit dans l'agriculture et les secteurs connexes, y compris la sylviculture et la pêche, et le tourisme qui dépendent de l'approvisionnement en eau de surface et souterraine. En plus des réductions importantes et évidentes de rendement de la production agricole et animale, la sécheresse est associée à l'augmentation des infestations d'insectes, des maladies des plantes et de l'érosion éolienne.

3.3.3. Impact social

L'impact social est présent en période de sécheresse extrême et persistante. Dans ce cas, il est important de préserver certaines sources d'eau, les responsables doivent en urgence prendre des mesures de sécurité pour protéger la santé publique.

D'après Khaldi (2005), la sécheresse provoque une sous-alimentation qui est la cause d'une faible résistance aux maladies, et d'une mortalité importante notamment chez les enfants et les personnes âgées. Avec l'évolution de la population et la pénurie de la ressource en eau, les maladies à transmission hydriques deviennent un risque majeur.

3.4. Conséquence de la sécheresse dans le monde

Depuis le début de l'histoire, la survie de l'humanité face à la sécheresse, partie de notre environnement, est une affirmation que l'être humain peut supporter cette catastrophe naturelle. Elle est moins bien comprise mais beaucoup plus complexe, touchant plus d'individus que d'autres catastrophes naturelles (Hagman, 1984). Durant la période 1997-2006. La sécheresse a causé 4.6% des dégâts enregistrés par les catastrophes hydrométéorologiques qui ont provoqué des dégâts estimés à 66.8 milliards de dollars américains. Annuellement, en moyenne, des millions de personnes ont été déclarées décédées par la sécheresse dont (81.11%) en Asie, (26.29 %) en Afrique, (2.57%) en Amérique et (0.14%) en Europe. Selon Squires (2001), suite à l'augmentation de la population et aux processus de développement, les effets de la sécheresse sont susceptibles de devenir de plus en plus sévères. La dégradation des terres à long terme est une résultante des séquences d'actions et de réactions simulées par les sécheresses (Erian, 2010).

Selon le rapport mondial des catastrophes (2015), les années les plus marquantes par les catastrophes naturelles durant cette dernière décennie, où plusieurs individus ont été touchés : 2010 (344 millions), 2011 (264 millions) et 2014 (170 millions). En 2014, la sécheresse est considérée comme la catastrophe majeure par 37% des victimes, suivi par les inondations

34% et les tempêtes (24%). D'après les statistiques, on estime que 35 pays seront confrontés à de graves pénuries d'eau d'ici l'an 2020 (Mahtab *et al.*, 2013). On prévoit l'augmentation de la gravité de sécheresse au cours des 50 prochaines années (Bovolo *et al.*, 2010).

3.5. La sécheresse en Algérie

3.5.1. Historique

Dans l'histoire des pays du Maghreb, la sécheresse a été toujours présente. En effet les résultats de l'étude effectuée par Touchan *et al.* (2010), ont permis de comprendre l'histoire du climat au Nord-ouest de l'Afrique en utilisant les informations enregistrées dans les anneaux des arbres. Les plus vieux arbres échantillonnés contiennent des données sur le climat de l'époque médiévale, c'est un échantillon du Maroc qui remonte à l'année 883. La première reconstruction de la sécheresse qui comprend le Maroc, l'Algérie et la Tunisie sur plusieurs siècles, montre la présence des sécheresses fréquentes et plus graves au 13^{ème}, 16^{ème} siècles et la deuxième moitié du 20^{ème} siècle. D'autres études ont aussi confirmé de grandes sécheresses durant le vingtième siècle, les années 10, les années 40 et les années 80. Celle qui est entre 1943 et 1948, a eu des répercussions parfois dramatiques sur les conditions de vie de la population, notamment rurale (Safi, 1990; Agoumi *et al.*, 1999, Matari *et al.*, 1999; Meddi et Meddi, 2009). Durant ces dernières décennies, ces pays ont connu des déficits pluviométriques se traduisant par des sécheresses les plus sévères et les plus intenses qui sont caractérisées par son impact sensible sur la ressource en eau et le rendement des cultures. En Algérie, les déficits pluviométriques sont estimés entre 20 et 50% provoquant une diminution des écoulements allant à un taux de 70% (Meddi et Hubert, 2003; Bouanani *et al.*, 2003; Meddi et Meddi, 2009; Ghenim *et al.*, 2010 ; Ghenim et Megnounif, 2011).

3.5.2. Synthèses des travaux réalisés sur la sécheresse.

Pendant la première moitié du 20^{ème} siècle, la plupart des travaux ont abordé la contextualité de pluviométrie en Algérie, en se basant sur une analyse superficielle (calcul de la moyenne) sur quelques stations. Ce n'est qu'en 1946, Seltzer a élaboré des travaux sur le climat en Algérie, contenant des analyses détaillées sur la pluviométrie (Seltzer, 1946). Seulement durant ces cinquante dernières années, des travaux de recherches ont été menés pour prouver l'ampleur et la persistance de la sécheresse.

La mise en évidence de la tendance de la sécheresse durant ces vingt dernières années analogue à celle des années 1913 et 1940 et l'intensification de l'ampleur du déficit pluviométrique durant la période 1974-1992 d'Est en Ouest sont constatées par Demmak *et al.* (1994) in (khaldi, 2005), en se basant sur une approche comparative des moyennes

annuelles (1974-1992) par rapport à celle de Chaumont (1913-1963) et à la moyenne de longue durée (1922/1992).

Par l'application d'analyse en composante principales, Matari et Douguédroit (1995) in (Khladi, 2005) ont abouti à une division régionale de l'Ouest algérien et ont observé que la sécheresse des années 40 est due à une baisse de pluie de printemps et celles des années 80 à une diminution de pluie d'hiver. Les travaux de Matari *et al.* (1999) sur la sécheresse dans l'Ouest algérien effectués par une analyse pluviométrique sur un ensemble de stations, ont montré que certaines années de sécheresse sont influencées par le phénomène EL NINO. Les auteurs ont mis en évidence l'ampleur de la sécheresse, sa persistance sur plusieurs années consécutives et ses causes (diminution des pluies d'hiver).

Meddi et Humbert (2000) ont constaté qu'un déficit pluviométrique apparaît à partir de 1970, persiste encore, engendre des graves problèmes d'ordre économique et social.

Une réduction de la pluviométrie a été confirmée dans la décennie 70 dans le Nord ouest de l'Algérie par Meddi et Meddi (2004) qui ont utilisé des tests statistiques (Pettit, Lee Héghinian et la segmentation de Hubert) sur dix stations pluviométriques possédant de longues séries de mesures. Pour établir une typologie des sécheresses, les auteurs ont appliqué une méthode simple exprimant le déficit pluviométrique en pourcentage de la moyenne annuelle.

Les résultats obtenus par Khaldi (2005) par l'étude de la sévérité de la sécheresse, en utilisant différentes méthodes comme celles des quantiles, confirment la persistance et l'abondance des années déficitaires durant les deux dernières décennies pour notre région d'étude. L'auteur a conclu que la sécheresse est un mal qui ne peut être combattu. Il faudrait en revanche la gérer et développer des stratégies pour surmonter ses effets.

Meddi et Meddi (2009) ont étudié la persistance de la sécheresse à l'échelle annuelle et saisonnière dans les plaines du centre et de l'Ouest de l'Algérie en utilisant les chaînes de Markov. Cette approche a montré que pour avoir une année non sèche après une année sèche, la probabilité est plus importante au centre du pays qu'à l'Ouest et pour avoir deux années sèches successives, la probabilité est plus importante à l'Ouest qu'au niveau des plaines du Centre. A l'échelle saisonnière, la probabilité pour avoir un hiver sec après un hiver, quelle que soit sa nature est peu élevée pour toute la région. Pour qu'un hiver sec soit suivi par un non sec l'année suivante, la probabilité est importante au niveau de la Mitidja au centre et à Maghnia à l'extrême ouest de l'Algérie. Pour avoir deux hivers non secs successifs, la probabilité est élevée partout.

Ghenim *et al.* (2010) ont étudié des précipitations et des débits spécifiques durant la période de 66 années (1939-1940 à 2004-2005) pour mettre en évidence la sévérité de la sécheresse qui frappe la région de la Tafna. Les résultats montrent que le déficit pluviométrique estimé à 27 % est celui qui a généré une diminution d'écoulement évaluée à 69%.

Pour deux sous bassins de la Tafna, Ghenim et Megnounif (2011) ont utilisé l'indice standardisé des précipitations ''*SPI*'' pour identifier les fréquences d'humidité et de la sécheresse, l'indice standardisé des écoulements ''*SSFI*'' (Standardized Stream Flow Index) pour déterminer les fréquences d'écoulement déficitaires et excédentaires et la méthode double masse pour détecter la cassure d'homogénéité. Ils ont constaté l'apparition d'une ou deux années déficitaires en pluviométrie au milieu d'années excédentaires, la succession de plusieurs années à pluviométrie modérée engendre une année à écoulement abondant et la présence d'une rupture située vers les années 1980.

Deux approches sont utilisées dans les régions telliennes et côtières (les plaines côtières et les bassins intra-telliens) par Medejerab et Henia (2011) pour mettre en évidence l'ampleur de l'extension de la sécheresse, la première s'est intéressée au déplacement du Sud vers le Nord de l'isohyète 400mm tandis que la deuxième consiste à faire une analyse automatique de l'indice pluviométrique centré-réduit de sept décennies (de 1920 à 1990) qui a approuvé son évolution vers le Nord.

Adjim *et al.* (2012) ont montré que la diminution importante de la pluviométrie du bassin de la Tafna est générée par une sécheresse réelle. Le test de Wilcoxon a approuvé l'homogénéité. L'application de test de Pettit, la statistique de Buishand et la procédure de segmentation de Hubert à ces séries ont affirmé la rupture dans les séries des stations choisies. Dans l'étude basée sur l'analyse de données pluviométriques et hydrologiques annuelles et mensuelles établie par Hallouz *et al.* (2013) a pour objectif de chercher le lien entre la baisse des pluies et la baisse des débits et cibler les périodes critiques de changement de régime hydrologique. Les tests statistiques ont prouvé la rupture des séries des pluies (1976) et des débits, fin des années (1970) et ont validé le déficit pluviométrique et hydrométrique sur le bassin de l'oued Mina.

Par l'utilisation de l'indice SPI, Ghenim et Megnounif (2013) ont montré que la sécheresse dans le bassin versant de la Tafna durant les soixante dernières années s'est amplifiée à partir du milieu des années 1970, et sa répartition décennale est hétérogène avec un pic enregistré durant 1980-1990.

Une autre approche utilisée par Meddi *et al.*, (2013) dans le bassin versant de la Tafna qui combine entre les tests de rupture, les chaînes de Markov et l'indice *SPI* et *SDI*. L'indice *SPI* est appliqué pour quatre stations pluviométriques, afin de déceler la sécheresse météorologique et l'indice de sécheresse des débits (*SDI*), pour 02 stations hydrométriques, pour détecter la sécheresse hydrologique à différents pas de temps 3, 6, 9, 12 et 24 mois sur la période 1941-2010. Les résultats montrent que presque toutes les stations ont souffert de la sécheresse au cours de la période d'étude et plus précisément après 1975, où, la récurrence de la sécheresse dépasse les 62% (années sèches) et avec enregistrement des sécheresses extrêmes. Avec une forte probabilité d'avoir une période sèche après une durée sèche.

Nezzal et Belaid (2013) ont illustré l'impact de la sécheresse conjuguée aux facteurs anthropiques sur les ressources en eau précisément dans la Mitidja orientale. Par l'utilisation de la méthode de cumul des écarts par rapport à la moyenne, l'indice *SPI* et les tests de rupture, ont constaté que le déficit pluviométrique répété entre 1974-2002 qui varie entre 16 à 19.8%, et la surexploitation de la nappe ont engendré une baisse importante du niveau statique de la nappe de 1,7 m par an (1995-2002).

Khoualdia *et al.* (2014) ont mentionné que pour les séries pluviométriques sur la période 1969-2007 du bassin versant de la Medjerda, situé au Nord-Est de l'Algérie, la majorité des ruptures apparaissent dans les décennies 80 et 90, une durée qui apparaît comme déficitaire. Pour déceler d'éventuelles variations dans le régime pluviométrique, les auteurs ont utilisé un certain nombre de tests statistiques sur seize stations pluviométriques et une représentation de la cartographie de l'indice pluviométrique, qui ont conclu que le bassin connaît un déficit pluviométrique, une augmentation des pluies estivales et une hausse régulière des variations interannuelles de la température de l'air pourraient être derrière la prédominance des orages de ces dernières décennies.

Pour la prévision des sécheresses dans le bassin de l'algérois, Djerbouai *et al.* (2016) ont utilisé une autre méthode par l'utilisation de l'indice *SPI* à trois échelles de temps 3, 6, 12 mois et les réseaux de neurones artificiels (ANN) en comparaison avec les modèles stochastiques traditionnels (modèles ARIMA et SARIMA). Une comparaison a été établie les données observées et les prévisions. Les résultats de cette étude indiquent que le réseau de neurones d'ondelettes couplés (WANN) ont été les meilleurs modèles pour la prévision des sécheresses pour toutes les séries chronologiques de *SPI* et pour des périodes variables entre 1 et 6 mois.

3.5.3. Analyse des approches utilisées

Il existe une multitude d'outils pour caractériser les situations de sécheresse. Ces moyens doivent être en mesure de détecter le début, la durée, la sévérité et la fin des périodes sèches afin d'être utilisés comme une aide décisionnel auprès des autorités qui ont à effectuer des choix relatifs aux sécheresses.

Les approches potentielles recensées dans la littérature et pouvant être utilisées pour le suivi des conditions de la sécheresse en Algérie, qui ont été présentées dans le point précédent, appartiennent au groupe des approches traditionnelles. Les indices météorologiques et les méthodes statistiques utilisées par les différents auteurs, sont utilisés pour confirmer la variabilité climatique durant le 20^{ème} siècle et la persistance de la sécheresse durant ces dernières décennies. Ces méthodes font appel à des données directement accessibles, habituellement enregistrées aux stations météorologiques (température, vents, précipitations, etc.), les travaux peuvent être classés en deux groupes :

a) **fondement théorique** : les auteurs ont utilisé et diversifié les méthodes dont on peut citer :

- les méthodes statistiques : déficit en pourcentage à la moyenne, méthodes des cumules des écarts, tests de rupture (Pettit, segmentation de Hubert, ..etc), tests d'homogénéité et analyse fréquentielle,
- les méthodes probabilistes : les chaînes de Markov et les quantiles.
- les indices météorologiques : Indice standardisé des précipitations '*SPI*', indice d'aridité et indice de pluviosité,
- les indices hydrologiques : indice standardisé des débits '*SSFI*', l'indice de sécheresse des débits '*SDI*',
- utilisation des modèles : les réseaux de neurones artificiels (*ANN*) en comparaison avec les modèles stochastiques traditionnels (modèles *ARIMA* et *SARIMA*),

b) **Objectif de la recherche** : les recherches de ces auteurs se sont centrées sur l'étude de la variabilité, la persistance, la sévérité, l'impact, l'extension et la régionalisation.

3.6. Les limites des méthodes utilisées

Les limites varient d'une méthode à une autre, en fonction des variables utilisées (précipitations, température,...etc), leurs échelles temporelles (journalière, mensuelle, saisonnières, annuelles), leurs échelles spatiales (locales, régionales) et l'historique des

données climatiques de longue durée qui sont nécessaires. Dans ce qui suit, nous illustrons les avantages et les inconvénients de quelques méthodes :

a) Le Pourcentage à la Normale (PN)

représente le pourcentage de l'écart des précipitations d'une période par rapport à la normale historique (moyenne, médiane). La normale étant habituellement la moyenne des précipitations totales de la période. Il peut être utilisé pour des échelles de temps mensuelle, saisonnière et annuelle. Il est efficace sur une seule région ou une seule saison, il est nécessaire de posséder les précipitations comme données portant sur une longue période (minimum de 30 ans). Son interprétation devient difficile lorsqu'il existe une grande variabilité temporelle et spatiale (différentes régions).

b) La méthode des déciles de précipitations

Afin de palier les faiblesses du pourcentage à la normale, Gibbs et Maher (1967) ont développé cette méthode pour connaître la fréquence d'un événement. Le principe de cette méthode consiste à diviser les fréquences des événements en 10 parties, chacune d'une fréquence de 10%. Elle peut être utilisée tant à l'échelle locale que continentale sur une échelle temporelle, variant du mois à l'année. C'est une méthode simple, qui exige que les précipitations sur une longue période (minimum 30 ans), plus le réseau des stations météorologiques est dense plus la méthode des déciles est précise et significative.

c) Chaînes de Markov

Le modèle de chaîne de Markov est nommé d'après le mathématicien russe Andrei Andreevich Markov (1856-1922). Un processus de Markov se réfère généralement à un processus de premier ordre de processus autorégressifs. Le développement futur de ce processus est complètement déterminé par l'état actuel indépendamment de la manière dont l'état actuel est mis au point, ce qui explique le «premier ordre» (Chatfield, 2004). Une chaîne de Markov est un processus aléatoire d'état discret représentant un modèle linéaire simple (Meyn et Tweedie, 1993).

L'approche des chaînes de Markov exprime des probabilités conditionnelles de passage de l'état précédent à l'état en cours. L'état de l'année k ne dépend que de l'état de l'année $k-1$ pour le processus de Markov d'ordre 1. Il dépend des états $k-1$ et $k-2$ pour le processus de Markov d'ordre 2. Ce processus permet de prévoir la probabilité d'avoir une année sèche après une année sèche ou non (Thirriot, 1983; 1986) et (Arnaud, 1985). Le modèle des chaînes de Markov est un modèle stochastique, itératif.

d) Indice de pluviosité (I_p)

Il est défini comme le rapport de la hauteur de précipitations annuelles à la hauteur moyenne annuelle des précipitations. Si le rapport est supérieur à 1, l'année est évaluée humide et sèche dans le cas contraire.

$$I_p = P_i/P_m \quad \text{Eq (3.1)}$$

L'écart proportionnel à la moyenne (I_{pm}) est utilisé pour positionner une pluviométrie dans une longue série de relevés pluviométrique.

$$I_{pm} = I_p - 1 \quad \text{Eq (3.2)}$$

Les grandes tendances sont dégagées par la sommation des indices d'années successives. Si le cumul des indices croit, il s'agit d'une tendance humide, inversement nous avons une tendance sèche. Lorsque la distribution n'est pas très loin de la loi normale et sa moyenne annuelle présentée est calculée sur une période assez longue, on peut utiliser le rapport à la normale au lieu de la moyenne.

3.7. Evaluation et suivi de la sécheresse : état de l'art

La quantification de la gravité de la sécheresse est appelée évaluation de la sécheresse.

La surveillance des conditions de sécheresse peut être effectuée en utilisant des indices de sécheresse appropriés. Différents indices de sécheresse ont été proposés au cours des dernières décennies, afin d'anticiper, de suivre et de caractériser les différents épisodes extrêmes qui touchent diverses régions du globe. La plupart des indices de sécheresse ont été élaborés aux Etats-Unis, mais sont souvent employés sur les autres continents (Szczypta, 2012).

De nombreux chercheurs ont proposé des méthodes de surveillance de la sécheresse dans différents domaines. Foley (1957) est le premier qui a suggéré le calcul d'un indice donnant des informations sur la sévérité d'une sécheresse. C'est au fil des ans, qu'un certain nombre d'indices ont été proposés pour la caractérisation de la sécheresse. Le plus connu et le plus utilisé est le Standardized Precipitation Index (SPI, McKee *et al.* 1993), Indice de sévérité de la sécheresse de Palmer (PDSI, Palmer, 1965), Déciles (Gibbs et Maher, 1967), Indice d'humidité des cultures (CMI, Palmer, 1968), Indice de sécheresse de Bhalme et Mooley, (BMDI, Bhalme et Mooley, 1980), indice d'approvisionnement en eau de surface (SWSI, Shafer et Dezman, 1982), indice de sécheresse efficace (EDI, Byun et Wilhite, 1999), Indice de déficit d'humidité du sol (SMDI, Narasimhan et Srinivasan, 2005), indice de reconnaissance de sécheresse (RDI, Tsakiris *et al.* 2007), Indice de sécheresse des débits (SDI, Nalbantis et Taskris, 2008) et indice de ruissellement normalisé (SRI, Shukla et Wood,

2008). La plupart des indices sont développés pour des régions spécifiques et qui ont des limites d'utilisation dans différentes conditions climatiques en raison de la complexité inhérente des phénomènes de sécheresse. Par exemple le Z-indice chinois (CZI) est utilisé par le centre national de météorologie en Chine (Wu *et al.* 2001), le PDSI (Palmer, 1965) est largement utilisé aux États-Unis, le RDDI (Gibbs et Maher, 1967) est opérationnel en Australie.

La sélection de l'indice de sécheresse dépend de l'application et de l'évaluation de la sécheresse. Il pourrait s'agir d'évaluations météorologiques, hydrologiques ou agricoles. En outre, plusieurs échelles de temps des indices de sécheresse rendent difficile de décider quelle étape de temps est meilleure pour surveiller et évaluer les caractéristiques de la sécheresse.

3.8. Indices de sécheresse.

La communauté scientifique utilise un certain nombre d'indices pour mesurer l'intensité, la durée et l'étendue spatiale de la sécheresse. Il est utile de se référer également à ces indices scientifiques pour surveiller la situation de sécheresse et pour prendre des décisions.

3.8.1. Sélection des indices de sécheresse

Dans le cadre de notre recherche trois indices de sécheresse ont été appliqués pour le calcul de la sévérité et de la durée des événements de sécheresse; *SPI* (McKee *et al.* 1993) et *EDI* (Byun et Wilhite, 1999) pour évaluer la sécheresse météorologique, *SRI* (Shukla et Wood, 2008) pour caractériser la sécheresse hydrologique.

Le choix de ces indices est justifié par :

- 1- Parmi les indices sélectionnés, seul *SPI* qui a été appliqué pour mettre en évidence la sévérité de la sécheresse en Algérie. Ghenim et Megnounif (2013) et Meddi *et al.* (2013) ont appliqué les indice *SPI* et *SDI* pour détecter la sécheresse météorologique et hydrologique qui frappe la région de la Tafna, à différentes échelle de temps 3,6,9, 12 et 24 mois,
- 2- L'indice *SPI* a été largement utilisé dans diverses régions du monde. il a été montré a plusieurs reprise qu'il est le plus adapté pour suivre les sécheresses, en raison de sa fiabilité et de son adaptabilité à différentes échelles de temps pour une variété des conditions climatiques (Guttman, 1998; Hayes *et al.*, 1999; Keyantash et Dracup, 2002; Patel *et al.*, 2007; Edossa *et al.*, 2010; Stricevic *et al.*, 2011) ;
- 3- La capacité de l'indice *EDI* de détecter en temps opportun le début de la sécheresse et quantifier de façon réaliste la sévérité des sécheresses (Jain *et al.*, 2015),

- 4- l'indice *SRI* est un complément utile au *SPI* pour décrire les aspects hydrologiques de la sécheresse (Shukla et Wood, 2008). Le *SRI* a été largement utilisé compte tenu de sa comparabilité dans le temps et dans l'espace, la simplicité dans le calcul et les exigences limitées en matière de données (Zhao *et al.*, 2014),
- 5- D'après la lecture que nous avons effectué, il n'existe pas une étude réalisée par d'autres auteurs en Algérie avec les indices *EDI* et *SRI*.

3.8.2. Description des indices de sécheresse

Une description des indices sélectionnés est présentée ci-dessous :

- a) **Indice de précipitations normalisé (*SPI*):** est parmi les indices les plus largement utilisés, pour détecter les périodes de sécheresse et d'évaluer leur intensité. *SPI* est développé par (McKee *et al.*, 1993) pour identifier, surveiller les événements de la sécheresse et de déterminer la durée de la sécheresse et de la gravité des multiples échelles de temps (par exemple 1 mois, 3 mois, 12 mois) en utilisant des données mensuelles de précipitations. Un enregistrement des précipitations à long terme est nécessaire pour calculer *SPI* à la station sélectionnée, est d'abord ajusté à une distribution de probabilité (par exemple la distribution Gamma), qui est ensuite transformé en une distribution normale, de sorte que le *SPI* moyen est nul. La valeur positive du *SPI* indique des précipitations supérieures à la moyenne alors que la valeur négative montre que les précipitations sont inférieures à la moyenne. Cependant, le choix de l'objectif sur le meilleur intervalle de temps peut dépendre du but de l'analyse de la sécheresse. Les valeurs de *SPI* reflètent les effets de la sécheresse sur les composantes des ressources en eau (eaux souterraines, le stockage du réservoir, l'humidité du sol). Les périodes de sécheresse sont caractérisées par des écarts négatifs relativement élevés. Un épisode de sécheresse commence lorsque la valeur de *SPI* atteint la valeur négative et se termine lorsque la valeur de *SPI* redevient positive (tableau 3.1). Le calcul du *SPI* est donné par l'équation (3.3) :

$$SPI = \frac{X_{i,j} - \bar{x}}{\sigma} \quad \text{Eq (3.3)}$$

X : est la précipitation saisonnière à i^{eme} jauge de pluie et j^{eme} observation,

\bar{x} : la moyenne de la période sélectionnée,

σ : écart-type,

SPI: indice de précipitation normalisé.

Tableau 3.1: Classification des valeurs de *SPI*

Valeur de <i>SPI</i>	Condition de sécheresse
>2	Humidité extrême
1.5 to 1.99	Humidité sévère
1.0 to 1.49	Humidité modérée
-.99 to .99	Humidité normale
-1.0 to -1.49	Sécheresse modérée
-1.5 to -1.99	Sécheresse sévère
< -2	Sécheresse extrême

b) **Indice de sécheresse efficace (*EDI*)** : Suite à l'incapacité du *SPI* à offrir l'information nécessaire pour la durée de la sécheresse, le début et la fin de la période de sécheresse. Afin de remédier à ces inconvénients, Byun et Wilhite (1999) ont proposé un indice de sécheresse efficace (*EDI*). Dans sa forme originale il est calculé avec une échelle de temps journalière en utilisant des données de précipitations journalières. Byun et Lee (2002), Yamaguchi et Shinoda (2002), Han and Byun (2006) et Choi et Byun (2007) ont vérifié l'efficacité de l'*EDI* dans le suivi de la sécheresse.

La précipitation effective (*EP*) qui représente l'épuisement quotidien des ressources en eau est la base du concept de l'*EDI* (Morid *et al.*, 2006). L'application *EDI* avec des données mensuelles peut être testée, son algorithme est modifié par Smakhtin et Hughes (2007).

Byun et Wilhite (1999) ont proposé l'équation suivante pour le (*EP*)

$$EP_i = \sum_{n=1}^i [(\sum_{m=1}^n P_m)/n] \quad \text{Eq (3.4)}$$

EP_i: Précipitations efficaces

P_m: Précipitation journalière

m : Nombre de jours avant un jour donné

i : Nombre de jours, n allant de 1 à i

$$DEP = EP - MEP \quad \text{Eq (3.5)}$$

EP: Précipitation efficace pendant 365 jours à partir d'un jour spécifique

MEP: Moyenne des précipitations efficaces

DEP: Ecart entre le *EP* et le *MEP*

EDI est calculé comme,

$$EDI = \frac{DEP}{SD(EP)} \quad \text{Eq (3.6)}$$

$SD(EP)$: Ecart-type de chaque jour du EP

Le rang de l' EDI reflète les conditions de sécheresse (Byun et Wilhite, 1999) indiquent: sécheresse extrême ($EDI < -2.0$), sécheresse sévère ($-1.99 \leq EDI \leq -1.5$), sécheresse modérée ($-1.49 \leq EDI \leq -1.0$) et conditions presque normales ($-0,99 \leq EDI \leq 0,99$).

- c) **Indice de ruissellement normalisé (SRI)** : est un indice internationalement reconnu et largement utilisé, a été développé par (Shukla et Wood, 2008). Le SRI est un complément, similaire et utile à SPI , pour objectifs de décrire la sécheresse hydrologique, emploie l'algorithme de l'indice normalisé (SI). Il est capable de définir les variations saisonnières et l'influence du climat sur le ruissellement. Le calcul du SRI nécessite une fonction de densité de probabilité (une distribution Gamma), un écoulement mensuel pour une station de jaugeage est nécessaire pour calculer la répartition des fréquences. La fonction est utilisée pour évaluer la probabilité cumulative pour un mois et échelle de temps spécifique, puis, transformé à la distribution normale standardisée avec une moyenne nulle et de variance un, qui se traduit par la valeur de la SRI . Cet indice et le SPI ont la même classification (tableau 3.2). Le SRI est calculé selon la même procédure que SPI .

Tableau 3.2: Classification des valeurs de SRI

Valeur de SRI	Condition de sécheresse
>2	Humidité extrême
1.5 to 1.99	Humidité sévère
1.0 to 1.49	Humidité modérée
-.99 to .99	Humidité normale
-1.0 to -1.49	Sécheresse modérée
-1.5 to -1.99	Sécheresse sévère
< -2	Sécheresse extrême

Conclusion

En conclusion, la sécheresse peut être définie comme un déficit hydrique qui marque, dans une ou plusieurs composante(s) du cycle hydrologique, a un impact direct sur l'alimentation des différents compartiments du bassin versant. Ce déficit est du généralement à de très faibles précipitations, sur une période donnée, par rapport à la moyenne des apports observés sur cette période. Les approches potentielles recensées dans la littérature peuvent être utilisées pour le suivi des conditions de la sécheresse en Algérie. Différents auteurs ont utilisé des méthodes statistiques, probabilistes, les indices météorologiques, les indices hydrologiques et de différents modèles pour confirmer la variabilité climatique durant le 20^{ème} siècle et la persistance de la sécheresse durant ces dernières décennies. Pour caractériser ce phénomène, nous avons sélectionné trois indices, l'indice SPI qui a été utilisé en Algérie par d'autres auteurs et deux nouveaux indices EDI et SRI, les résultats d'application de ces indices seront présentés dans le chapitre 5.

Chapitre 4

*Caractérisation du bassin versant
d'oued Louza*

Notre travail de recherche consiste à étudier la persistance de la variabilité climatique et l'occurrence de la sécheresse du bassin versant d'oued Louza qui est soumis à un climat semi-aride. C'est pourquoi, une bonne connaissance de la zone d'étude s'avère indispensable. Dans le présent chapitre nous allons présenter, la morphologie, la classe et l'aspect du relief, les principales caractéristiques du réseau hydrographique et enfin un bref aperçu sur sa formation géologique et sur sa couverture végétale.

4.1. Contexte Géographique

Le bassin versant de la Macta, le plus grand bassin du Nord-Ouest algérien s'étend sur une superficie de 14390 km². Il est constitué de 16 sous-bassins selon la délimitation retenue par l'ANRH, drainé par deux principaux cours d'eau : l'oued Mebtouh à l'Ouest et l'oued El Hammam à l'Est (Fig 4.1).

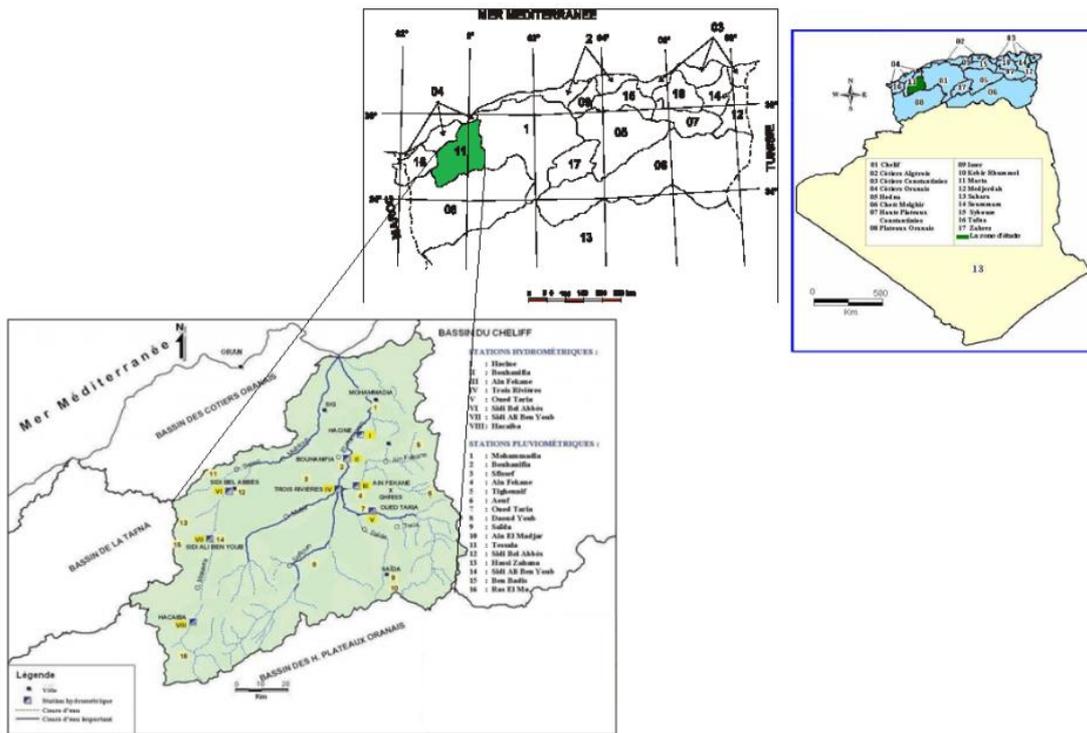


Figure 4.1: Situation et réseau hydrographique du bassin versant de la Macta.

4.1.1. Localisation du bassin versant d'oued Louza

Le bassin versant d'oued Louza est situé au Sud-ouest du bassin versant d'oued El-Hammam (Fig 4.2). Il est limité au Nord-Est par le bassin versant d'oued Melrhir, à l'Est par le bassin versant d'oued Sefioun, au Sud par le bassin d'oued Mezoua et à l'Ouest par le bassin d'oued Mekarra.

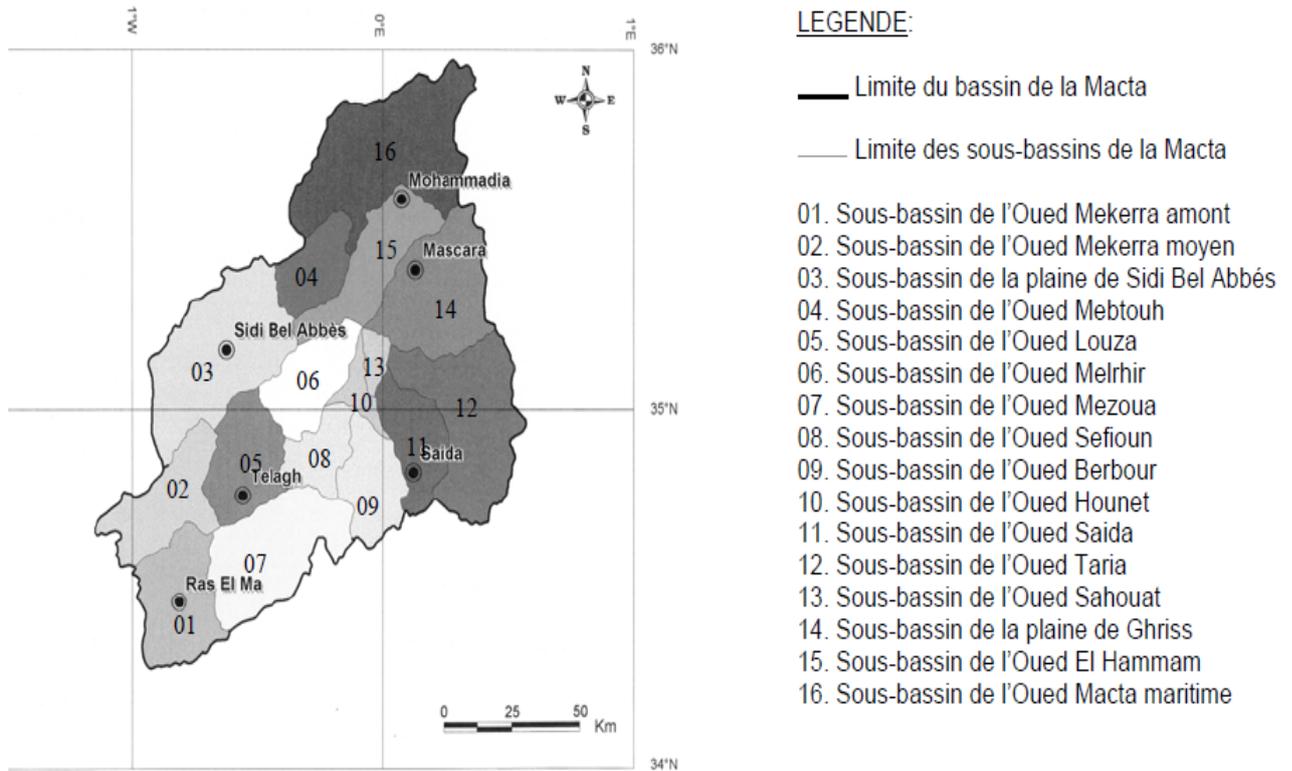


Figure 4.2 : Localisation du bassin versant d'oued Louza (Cherif *et al.*, 2009)

4.1.2. Morphologie et limites du bassin versant

Pour l'ensemble des zones terrestres du globe, L'United States Geological Survey (USGS) fournit un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de résolution 30m, ce MNT a été régénéré après traitement des images enregistrées par les satellites au cours de l'année 2015. La zone correspondante a été extraite à partir du fichier image de Landsat8 englobant la zone d'étude, puis traitée à l'aide du logiciel ENVIE 4 et le logiciel ARCGIS afin d'extraire les contours du bassin versant, le réseau hydrographique et un certain nombre de paramètres morphologiques caractérisant le bassin versant.

Le bassin versant d'oued Louza est localisé entre les parallèles 34.68° N et 35.03°N et les méridiens 0.70° O et 0.37° O (Fig 4.3).

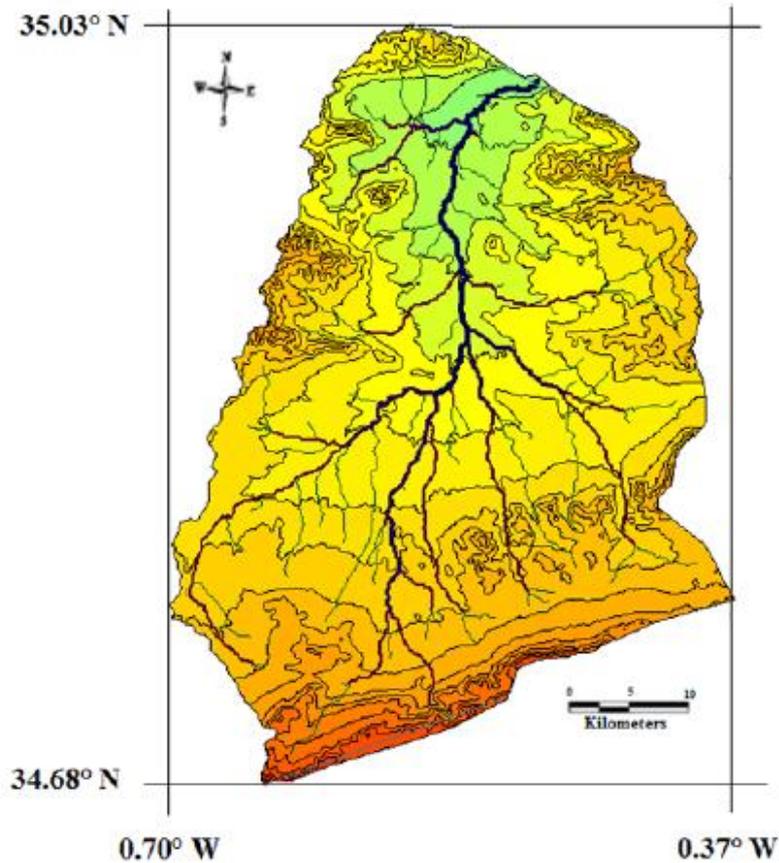


Figure 4.3: Localisation du bassin versant d'oued Louza

4.2. Caractéristiques géométriques

a) La surface

La surface du bassin versant peut être mesurée par la méthode du traitement de modèles numériques des terrains. On peut obtenir facilement le périmètre ainsi que la superficie. Les résultats obtenus sont : la surface de notre bassin versant qui est de 746 Km² pour un périmètre de 124.5Km.

b) Coefficient de compacité de Gravelius

Cet indice qui caractérise la forme du bassin versant est donné par la relation suivante :

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad \text{Eq (4.1)}$$

Avec :

Kc : Indice de compacité de Gravelius,

A : Surface du bassin versant [km²],

P : Périmètre du bassin [Km].

$$K_c = 0.28 \frac{124.50}{\sqrt{746}} = 1.28 \quad \text{Eq (4.2)}$$

$K_c = 1.28 > 1$ ce qui indique la forme moyennement allongée de notre bassin versant, d'où la prédominance d'une érosion linéaire et régressive.

4.3. Etude du Relief

4.3.1. Courbe hypsométrique

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient selon l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement.

La courbe hypsométrique caractérise la répartition de l'altitude en fonction de la surface du bassin versant exprimée en pourcentage. Partant de la carte altimétrique (Fig 4.4), nous avons établi la répartition par tranches d'altitudes du bassin (tableau 4.1) et la courbe hypsométrique (Fig 4.5).

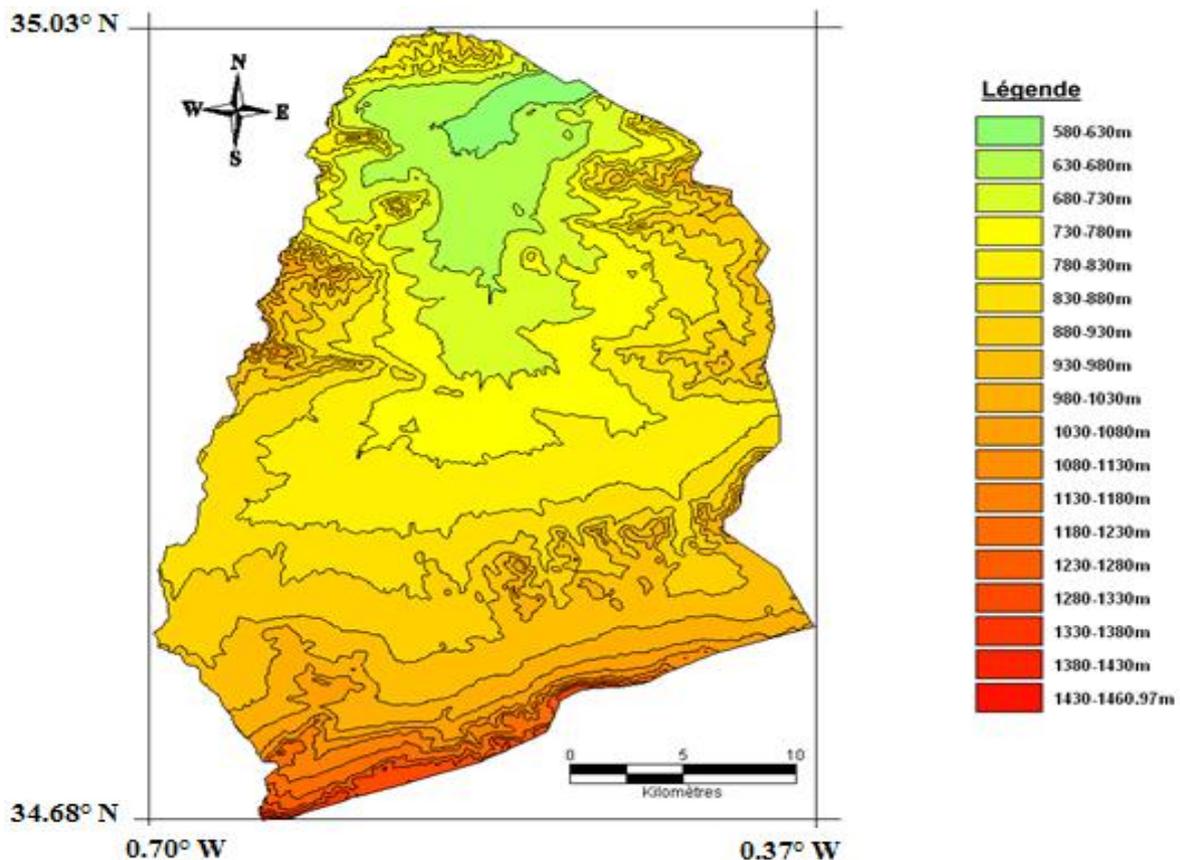


Figure 4.4: Carte altimétrique du bassin versant d'oued Louza

Tableau 4.1: Répartition altimétrique

Tranches d'altitude	Surface Partielles (Km ²)	surfaces cumulées	% des surfaces	% des surfaces cumulées
1380-1460,97	0,35	0,35	0,05	0,05
1280-1380	7,62	7,96	1,02	1,07
1180-1280	15,44	23,40	2,07	3,14
1080-1180	18,65	42,05	2,50	5,64
980-1080	66,39	108,44	8,90	14,54
880-980	182,35	290,79	24,44	38,98
780-880	236,80	527,59	31,74	70,72
680-780	156,35	683,94	20,96	91,68
580-680	62,05	746,00	8,32	100,00

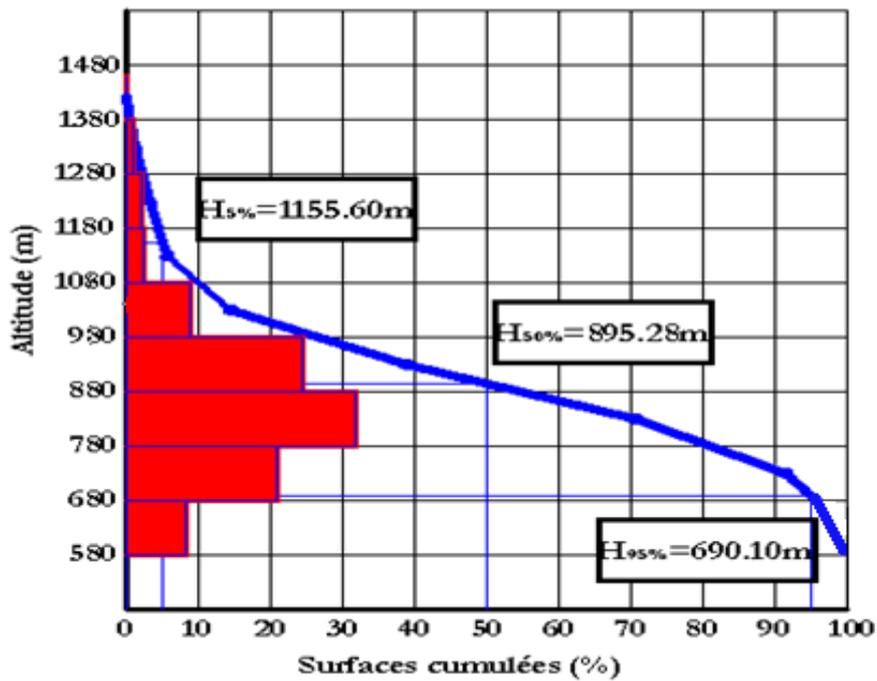


Figure 4.5: Courbe hypsométrique et histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant d'oued Louza

Les altitudes supérieures à 1080m sont peu étendues et le point culminant atteint 1460.97m (Djebel Mezioud). Par contre la tranche d'altitudes comprise entre 680 et 1080m couvre 86 % de la surface totale du bassin où les plaines de Telagh, Teghalimet et Tenira en occupent la majorité.

Les altitudes caractéristiques déterminées à partir de la courbe hypsométrique sont données comme suit :

- **Altitude maximale**

Elle correspond au sommet du bassin versant

$$H_{\max} = 1460.97 \text{ m}$$

- **Altitude minimale**

Elle correspond au point le plus bas exutoire ou point de confluence du bassin versant au niveau de la ville de Tenira

$$H_{\min} = 580 \text{ m}$$

- **Altitude moyenne**

L'altitude moyenne est obtenue à partir de la relation suivante :

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum H_i a_i}{A} \quad \text{Eq (4.3)}$$

Avec: H_{moy} : Altitude moyenne du bassin [m],

a_i : Aire comprise entre deux courbes de niveau [km^2],

H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m],

A : Superficie totale du bassin versant [km^2].

$$H_{\text{moy}} = 855.80 \text{ m}$$

- **L'altitude médiane ou de fréquence $\frac{1}{2}$**

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

$$H_{\text{med}} = 895.28 \text{ m}$$

4.3.2. Indices de pente

Ces indices ont pour but de caractériser les pentes du bassin et de permettre des comparaisons et des classifications. Ils se déterminent à partir de la répartition hypsométrique des bassins.

a) L'indice de pente I_p

A partir du rectangle équivalent, Roche (1963) a introduit la notion d'indice de pente qui traduit la pente moyenne au niveau du bassin. soit:

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{X_i (a_i - a_{i-1})} \quad \text{Eq (4.4)}$$

I_p : Indice de pente,

L : Longueur du rectangle équivalent (km)

X_i : Portion de la surface du bassin comprise entre les courbes de niveau, côte a_i et a_{i-1} (%).

$(a_i - a_{i-1})$: Dénivelée entre deux courbes de niveau voisines (m)

Pour le bassin versant d'oued Louza, $I_p = 1.18$

b) L'indice de pente global I_g

L'indice de pente global I_g est obtenu à partir de la formule suivante:

$$I_g = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} \quad \text{Eq (4.5)}$$

L : représente la longueur du rectangle équivalent ; $L=46.05\text{km}$.

Où,

$$H_{5\%} = 1155.60\text{m}$$

$$H_{95\%} = 690.10\text{m} \quad \text{Donc} \quad I_g = 1.01 \%$$

D'après la classification de l'ORSTOM (tableau 4.2), la valeur obtenue de $I_g = 1.01\%$ ($0.01 < I_g < 0.02$) permet de ranger le bassin versant d'oued Louza dans la classe de relief modéré.

Tableau 4.2: Classification des reliefs d'après l'ORSTOM

Type de relief	$I_g(\text{m/km})$
Relief très faible	$I_g < 0.002$
Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$
Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.01$
Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$
Relief assez fort	$0.02 < I_g < 0.05$
Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$
Relief très fort	$0.5 < I_g$

c) La pente moyenne

La pente moyenne d'un cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Le calcul de la pente moyenne du cours d'eau s'effectue à partir du profil longitudinal du cours d'eau principal et de ses affluents.

Elle est définie comme étant le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur.

$$I_{moy} = D/L \quad \text{Eq (4.6)}$$

Avec :

$$D = 880.97 \text{ m}$$

$$\text{Donc :} \quad I_{moy} = 1.91\%$$

Pour la pente faible de moins de 4%, l'énergie cinétique des gouttes de pluie est primordiale pour développer une action érosive (Fournier, 1969).

d) Carte des pentes

La pente est un facteur important dans plusieurs phénomènes hydrologiques au sein d'un bassin versant. Cette inclinaison est influencée par la roche en place, les sols, le ravinement, la distribution et la quantité des pluies et l'activité de l'homme. La carte des pentes a été obtenue à partir du MNT. Ainsi, chaque point de la carte des pentes correspond à la valeur de la pente sur le terrain (Fig 4.6). La carte des pentes montre que 16.06% de relief du bassin de l'oued Louza est supérieur à 3.09°, 56.01% varie entre (0.97° à 3.09°) et 27.93% varie entre (0.15° à 0.97°). Ce qui confirme que le relief de ce bassin varie entre un aspect assez faible et moyen.

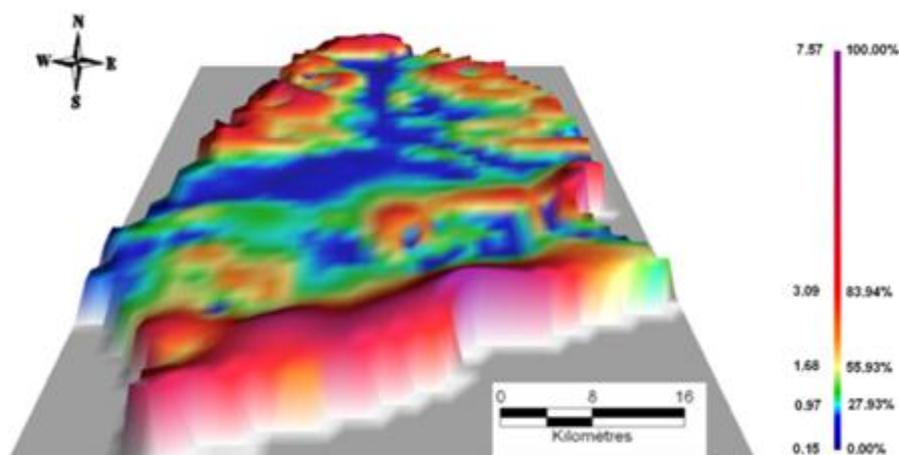


Figure 4.6: Carte des pentes du bassin versant d'oued Louza.

4.3.3. Caractéristiques du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est caractérisé par deux éléments: sa hiérarchisation et son développement (longueur et nombre des cours d'eau). Pour chiffrer la ramification du réseau hydrographique, chaque cours d'eau reçoit un numéro en fonction de son importance. Cette numérisation appelée ordre du cours d'eau diffère selon les auteurs, la classification que nous allons utiliser est celle de Schumm (1954).

L'étude du réseau hydrographique permet de définir les caractéristiques de celui-ci comme la densité de drainage, la fréquence des cours d'eau, le rapport de confluence et le rapport des longueurs.

Le tableau 4.3 résume l'ordre, le nombre et la longueur des thalwegs, montre que les thalwegs d'ordre un (1) représentent plus de 56 % du réseau hydrographique (Fig 4.7).

Ce qui indique que, dans le bassin étudié, la répartition hydrographique est hiérarchisée.

La valeur de densité de drainage pour notre bassin est de l'ordre de 0.5 km/km². Cette valeur indique que notre bassin est mal drainé.

b) Fréquence des cours d'eau

Elle représente le nombre de cours d'eau (N) par unité de surface (A), Elle est calculée par la formule :

$$F_s = \frac{N}{A} \quad \text{Eq (4.8)}$$

F_s : Fréquence des cours d'eau (1/km²),

N : Nombre de thalwegs (N = 87),

A : Surface du bassin (km²).

Pour notre bassin, la valeur 0.118 de (F_s) indique que le chevelu hydrographique est peu ramifié d'où un bassin versant mal drainé.

c) Rapport de confluence

C'est un nombre sans dimension qui exprime le développement du réseau de drainage. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre. On l'obtient par le quotient du nombre de thalwegs d'ordre (n) par celui d'ordre supérieur (n+1) soit:

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad \text{Eq (4.9)}$$

Les valeurs de (R_c) calculées, sont données dans le tableau 4.4. Pour le calcul de R_c moyenne, nous avons porté sur papier semi-logarithmique le nombre de thalwegs en fonction de l'ordre correspondant (Fig 4.8),

Tableau 4.4: Valeurs du rapport de confluence (R_c)

Ordre	Nombre	Rapport de confluence
1	66	-
2	15	4,40
3	5	3
4	1	5

Sogreah, (1967), révèle que les chevelus hydrographiques sont bien hiérarchisés si (R_c = 2). Pour notre bassin, la valeur du rapport de confluence (R_c=3.98) indique que ce dernier est organisé et non torrentiel.

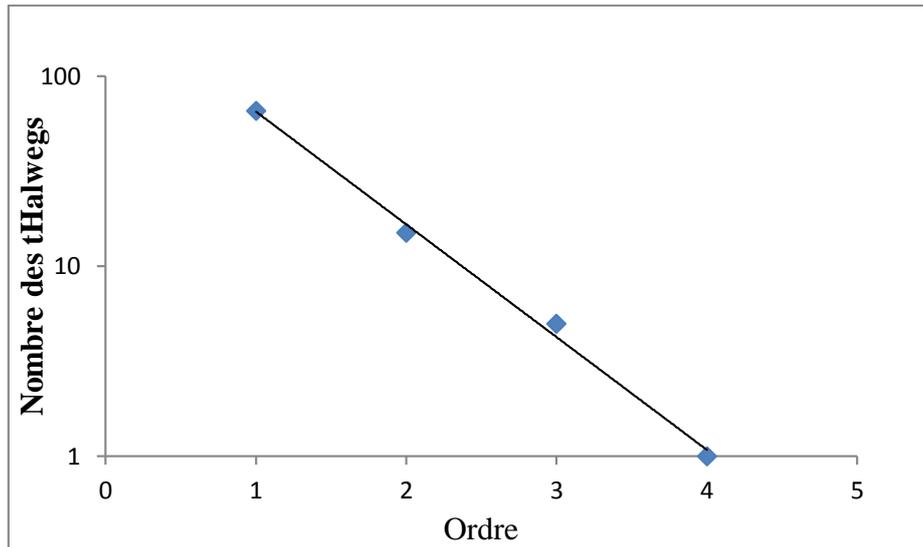


Figure 4.8: Rapport de confluence d'oued Louza.

d) Rapport des longueurs

C'est le quotient de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+1) par celui des thalwegs d'ordre (n).

$$R_l = \frac{L_{n+1}}{L_n} \quad \text{Eq (4.10)}$$

L_n : Longueur moyenne du cours d'eau d'ordre (n)

Pour le bassin d'oued Louza, les valeurs du rapport des longueurs sont présentées dans le tableau 4.5

Tableau 4.5: Valeurs du rapport des longueurs (R_l)

Ordre	Longueur moyenne (Km)	Rapport de longueur
1	3,018	
2	6,624	2,2
3	6,942	1,05
4	22,929	3,30

On porte sur un papier semi-log les valeurs de L_n et n. La pente de cette droite représente le logarithme de la valeur moyenne de R_l (Fig 4.9).

Le rapport de longueur moyen est égal à la pente de la droite ajustée aux points ($R_l = 1.96$).

Dans un bassin organisé, tel que le notre, la progression géométrique est directe sur le graphique semi-Logarithmique.

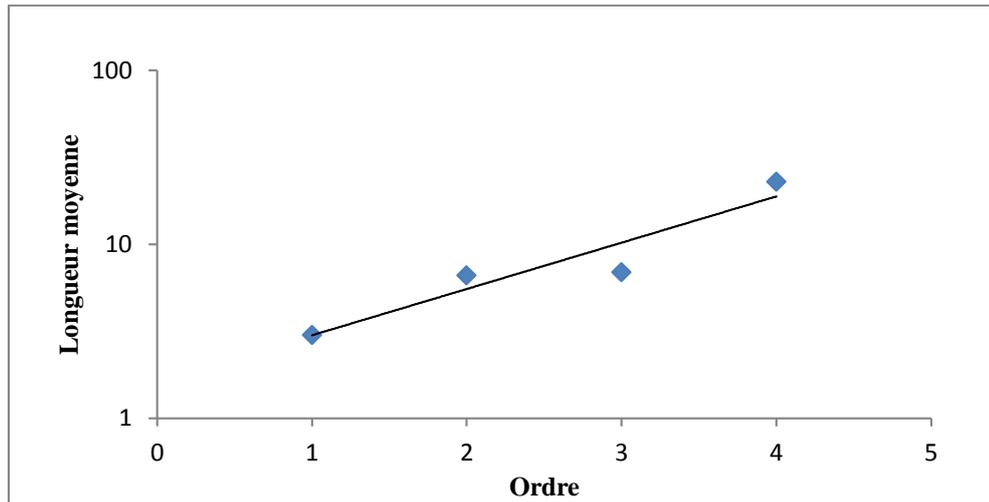


Figure 4.9 : Rapport de longueur du bassin versant d'oued Louza

e) Coefficient de torrentialité

C'est le produit de la densité de drainage et la densité des thalwegs élémentaires c'est-à-dire d'ordre 1.

$$C_t = F_1 \times D_d \quad \text{Eq (4.11)}$$

$$F_1 = N_1 / A \quad \text{Eq (4.12)}$$

Avec:

N_1 : Nombre des thalwegs d'ordre 1,

F_1 : Densité de thalwegs, Elle est égale ($F_1 = 0.09$),

D_d : Densité de drainage (km/ Km²),

A : Superficie du bassin (Km²),

C_t : Coefficient de torrentialité.

$$C_t = 0.04$$

Le coefficient de torrentialité peut être plus indicatif et plus expressif que la densité de drainage. Plus il est élevé plus la torrentialité augmente traduisant ainsi une grande agressivité des averses. Le coefficient de torrentialité trouvé est très faible indiquant que le bassin versant d'oued Louza est non torrentiel.

f) Temps de concentration

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire. Ce temps est calculé par la formule de Giandotti dont la forme est donnée comme suit :

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 \times L_p}{0.8 * \sqrt{H}} \quad \text{Eq (4.13)}$$

Avec:

T_c : Temps de concentration par heure.

L_p : Longueur du thalweg principal (Km).

A : Superficie du bassin versant (km²).

H : Dénivelée entre l'altitude moyenne et l'altitude minimale du bassin (m).

$H = H_{moy} - H_{min} = 275.80\text{m}$

Donc: **$T_c = 13.41$ heures soit 13 heures et 25 minutes**

Le temps de concentration des eaux est non seulement en fonction de la surface mais aussi d'autres paramètres tels que la lithologie, la pluviométrie et le relief. En effet, deux bassins ayant la même superficie ne se comportent pas forcément de la même façon (Bouanani, 2004).

Les paramètres hydro-morphométriques sont résumés dans le tableau 4.6.

Tableau 4.6: Paramètres hydro-morphométriques du bassin versant d'oued Louza

Paramètres	Symboles	Unités	Valeurs
Surface	A	Km ²	746
Périmètre	P	Km	124.50
Coefficient de Gravelius	KC	-	1.28
Longueur du rectangle équivalent	L	Km	46.05
Largueur du rectangle équivalent	l	Km	16.20
Altitude moyenne	Hmoy	m	855.80
Pente globale	Ig	m/km	1.01
Pente moyenne	Imoy	m/km	1.91
Densité de drainage	Dd	km/km ²	0.5

4.4.Géologie

4.4.1. Géologie du bassin versant de la Macta (Fig. 4.10)

Le centre de la plaine de Sidi Bel Abbes est une cuvette à substratum Argilo-Marneux, gris et vert, daté du Miocène et du Pliocène. Les monts plissés du Tessala sont allongés du Sud-ouest au Nord-est avec une ossature crétacée et un recouvrement tertiaire très épais. Les monts de Tlemcen et de Saida sont formés essentiellement de matériaux jurassiques (moyen et supérieur) et crétacé (inférieur et moyen). Le prolongement des Beni-Chougrane, par la série de Bouhanifia, atteint l'extrémité orientale de la plaine de Sidi Bel Abbes. Dans la vallée on observe un important remblaiement argileux-sableux quaternaire (Khaldi, 2005).

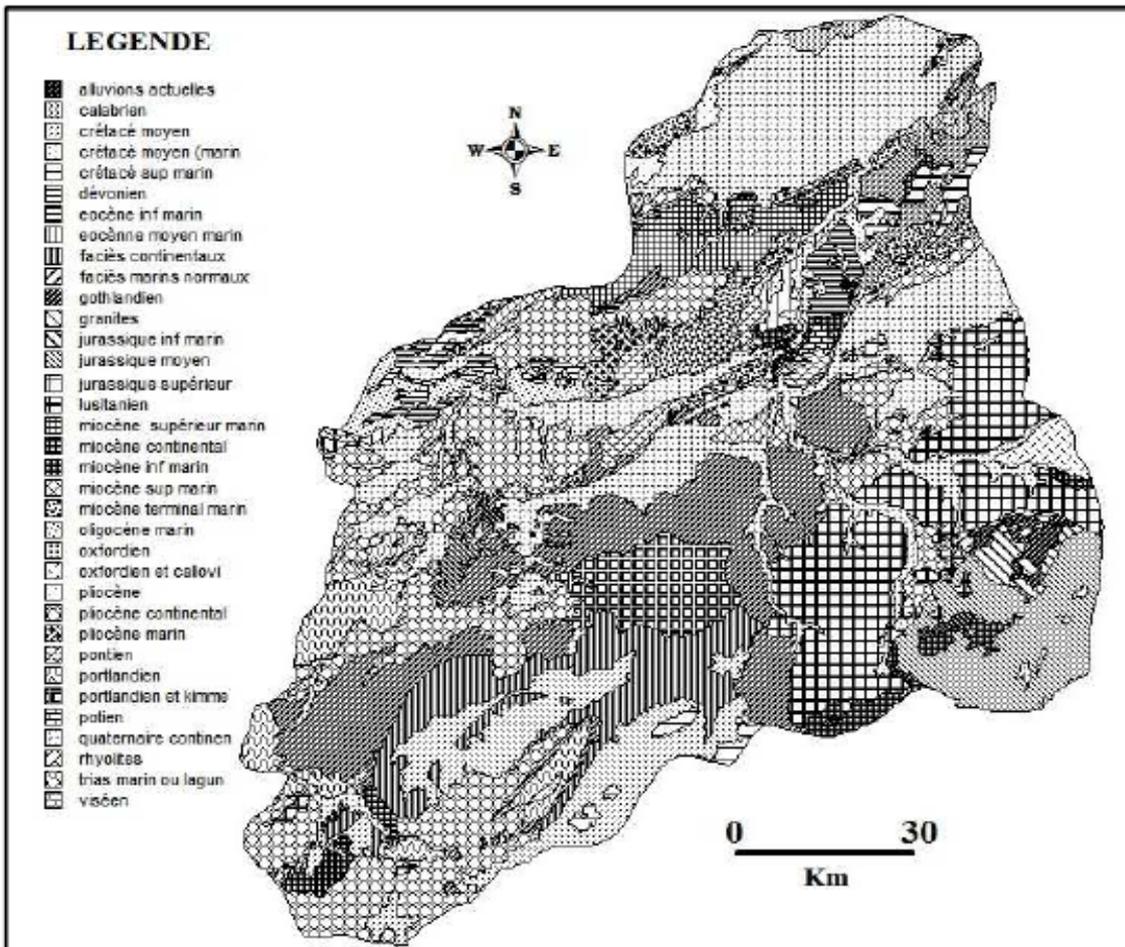


Figure 4.10: Carte géologique du bassin versant de la Macta (Semari, 2016)

4.4.2. Géologie de la zone d'étude

Les limites géologiques du bassin versant d'oued Louza sont :

a) Bordure Nord

Djebel Tènira et les Djebels de Caïd Belarbi. Ce sont des dépôts de marnes grises à bancs de grés et à lentilles de galets plus ou moins cimentés.

b) Bordure Sud

La bordure Sud du bassin est constituée par les Monts de Tlemcen-Saida, formés principalement; par les terrains secondaires du Jurassique moyen et supérieur et du Crétacé inférieur. Ces reliefs sont compris entre deux môtles granitiques de Ghar Roubane à l'Ouest et Tiffrit à l'Est dont les déformations se transmettent difficilement aux matériaux du Mésozoïque à prédominance calcaréo-gréseux. Il est à noter que les reliefs sont affectés par une tectonique cassante (Semari, 2016).

c) Bordure Est

La bordure Est constitue la limite topographique entre le sous-bassin d'oued Louza à l'Ouest et les sous bassins d'oued Melrhir et Sefioun à l'Est. Elle a l'aspect d'une chaîne montagneuse formée d'un substrat résistant matérialisé par un anticlinal à cœur jurassique carbonaté dolomitique. Partout ailleurs, on a une prédominance de terrains crétacés moins résistants (grès, calcaires et marnes).

d) Bordure Ouest

La bordure Ouest correspond à la topographie élevée des terrains plio-quadernaires et miocènes. La bordure Sud-Ouest du bassin est caractérisée par une puissante formation continentale Pliocène ou apparaît vers le Sud le Miocène.

4.4.3. Lithologie du bassin versant d'oued Louza

Les principales unités lithologiques (Fig 4.11) rencontrées sont représentées par :

- alluvions et sable du Tensifien (quadernaire) qui occupent 20% de la superficie totale. Ils sont localisés dans la partie centrale et Nord du bassin,
- croûte calcaire du Pliocène recouvre 19% du bassin et localisée dans les communes Mezaourou et Telagh,
- marnes grises à bancs de grès et à lentilles de galets plus ou moins cimentés du Miocène qui constituent 1% de la superficie totale. C'est le substrat le moins représenté dans notre région d'étude. Elles sont rencontrées surtout dans la partie Nord du bassin commune de Tenira,
- calcaire et dolomies dures de l'Eocène occupent 58% de la superficie totale. Ils se trouvent dans la partie Est et Ouest du bassin avec un affleurement au centre au niveau de la commune de Teghalimet,
- calcaire friable du Crétacé supérieur occupant 3% du bassin; ce substrat est localisé au Sud du bassin versant au niveau du Djebel Mezioud qui forme un anticlinal à cœur jurassique (Semari, 2016).

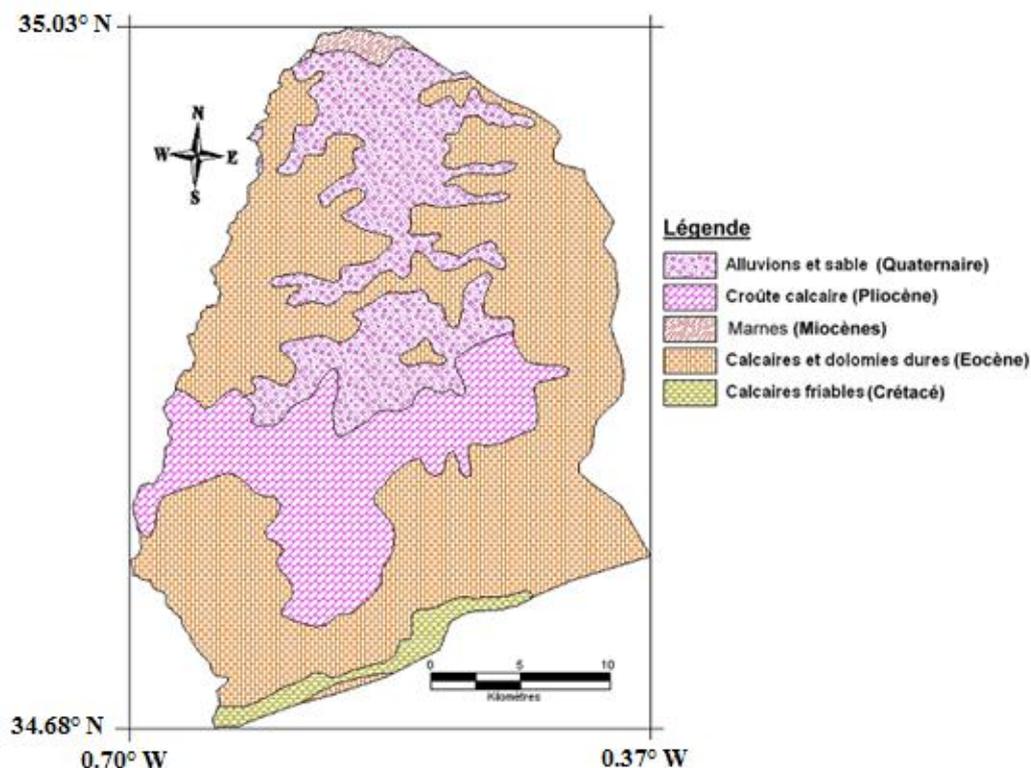


Figure 4.11: Carte lithologique du bassin versant d'oued Louza (BENEDER, 2008)

4.5. Végétation et occupation des sols du bassin versant d'oued Louza

Les précipitations sont des facteurs écologiques tels que l'exposition, l'altitude, la pente et la nature du sol sont à l'origine de la répartition de la végétation et son adaptation aux conditions climatiques rudes de la forêt (Benaouda, 2001). La couverture végétale est de plus en plus intense, en allant de l'amont vers l'aval du bassin (Fig 4.12). La grande partie du bassin est occupée par les terrains agricoles, il s'agit essentiellement d'arboricultures et des cultures annuelles (maraîchage, légumes secs et fourrage), qui occupent environ 65.5%. Ces terrains sont localisés surtout dans la zone des hautes plaines de Telagh. Le taux d'occupation des forêts, maquis et reboisements est de 30% soit 22132 hectares, contiennent les essences suivantes : Pin d'Alep, Chêne vert, Genévrier oxycedre, Thuya, Alfa, Lentisque, Calycotome, Ciste, Chênes Kèrmes, Romarin. Le reste est reparti entre parcours et zone urbaine. Le surpâturage, l'érosion hydrique et les incendies des forêts notamment Toumiet Nord, Toumiet Sud, Zegla et Bouyetas, sont les principales causes de la dégradation du couvert végétal protecteur.

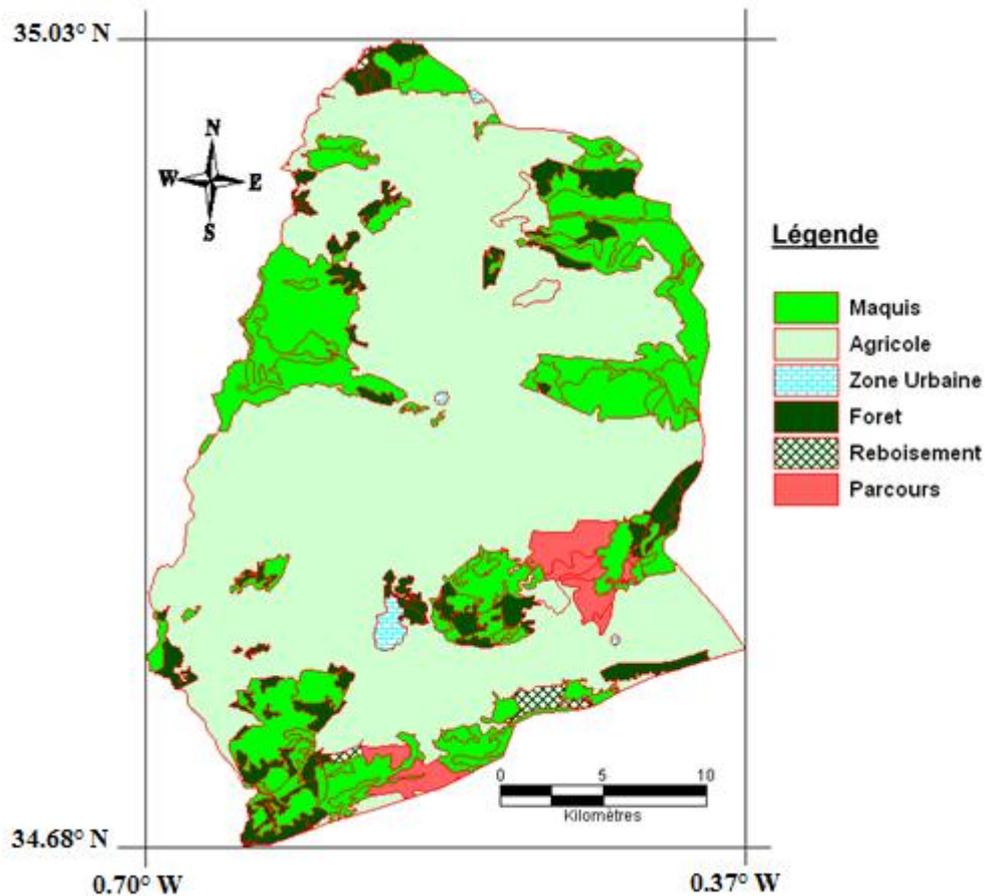


Figure 4.12: Carte d'occupation des sols du bassin versant d'oued Louza
(BENEDER, 2008)

Conclusion

la morphologie du bassin versant d'oued Louza se caractérise par une forme moyennement allongée, d'une élévation moyenne qui varie entre 680 et 1080m et une pente moyenne de 1.91%. Son relief est rangé dans la classe d'un relief modéré, a un aspect assez faible et moyen, avec une pente globale ($I_g=0.01\%$), 50% de ce relief est orienté vers le Nord, exposé aux influences maritimes. Sa densité de drainage est de l'ordre de 0.5 km/km^2 indique que notre bassin est mal drainé. Le relief entourant les crêtes correspond au Jurassique moyen et supérieur et au Crétacé inférieur. La grande partie du bassin est occupée par les terrains agricoles, il s'agit essentiellement d'arboricultures et des cultures annuelles (maraîchage, légumes secs et fourrage), qui occupent environ 65.5%.

Chapitre 5

*Analyse des tendances des
variables hydroclimatiques*

Laborde (1993), qui a étudié les données de 120 postes pluviométriques du Nord de l'Algérie, a mis en évidence quatre phases pluviométriques successives.

- Une longue phase où la pluviométrie est supérieure à la moyenne de 6 %, de 1922 à 1938.
- Une courte phase sèche débutant en 1939 et s'arrêtant en 1946 à l'Ouest et au Centre du pays avec un déficit de l'ordre de 11 %.
- Une phase pluvieuse qui dure jusqu'en 1972.
- Une longue phase sèche qui s'affirme dès la fin de 1973.

Ces résultats ont été confirmés par la suite, par les travaux de (Talia, 2003; Talia et Meddi, 2004), qui indiquent que la partie occidentale de l'Algérie est caractérisée par des périodes déficitaires pendant les décennies 40, 80 et 90.

Morel (2007) indique que les précipitations ont diminué sur le bassin méditerranéen subtropical approuvé par la présence d'une tendance à la baisse de la pluviométrie interannuelle observée à partir de l'année 1975.

Le bassin versant de la Macta situé au Nord ouest de l'Algérie, couvre une superficie de 14380 km², est soumis à un climat méditerranéen au Nord. Vers le Sud, une tendance continentale s'affirme, qui se traduit par une aridité marquée, des hivers froids et des étés particulièrement chauds (Meddi et Hubert, 2003; Meddi *et al.* 2009).

La pluviométrie annuelle est faible varie de 206mm (station de Bouhnifia et Sfifef) (Meddi et Meddi, 2007) à 559 mm à Aouf (au pied des montagnes de Beni Chougrane) sur la période Septembre 1930 Août 2004 (Baahmed, 2015), durant laquelle deux points d'observation ont enregistré des précipitations qui ont dépassé 800 mm: Aouf (sept fois) et Ben Badis (une fois). Le bassin versant d'oued Louza d'une superficie de 746 km² fait partie du bassin d'oued EL Hammam lui-même sous bassin de la Macta, est situé entre les latitudes 34° 40' 47.99'' - 35° 1' 48.00'' Nord et les longitudes 0° 42' 0.00'' - 0° 22' 12'' Ouest. Avec une moyenne interannuelle des précipitations de 286mm (1978/1979-2008/2009), le bassin est soumis à un climat semi-aride.

Pour la mise en évidence de la variabilité climatique au niveau de la zone d'étude, nous avons utilisé dans ce chapitre, d'abord, les tests statistiques (paramétriques, non paramétriques et autres tests) qui nous permettent de détecter soit des ruptures dans les séries hydroclimatiques mensuelles, saisonnières et annuelles, soit des tendances linéaires (augmentation ou diminution), ensuite nous avons appliqué les indices *SPI*, *EDI* et *SRI* afin de déterminer les

fluctuations du régime pluviométrique et hydrologique, et de caractériser la récurrence et la persistance de sécheresse.

5.1. Données brutes

5.1.1. Choix de l'échelle temporelle

L'étude de la variabilité climatique exige un réseau météorologique dense. Dans notre pays, il est parfois difficile d'acquérir les données hydro-climatiques à un pas de temps plus fin que mensuel. L'acquisition des données de base (Précipitations, débit et température) aux pas de temps annuel, mensuel et journalier se justifie par l'ambition de l'étude et les simulations envisagées (modélisation hydrologique). Les stations choisies sont toutes presque de la même génération.

5.1.2. Données pluviométriques

Les données pluviométriques utilisées nous ont été fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH). Les critères de sélection des stations pluviométriques sont :

- 1- Dans un premier temps, seules les stations comportant moins de 10% de lacunes sur la période 1978/08-2008/09 sont sélectionnées,
- 2- une longue durée d'observation doit constituer une chronique : une valeur minimale de 30 ans a été choisie.

Trois stations pluviométriques implantées à différentes altitudes entre 653m et 959m sont retenues (Fig. 5.1) (tableau 5.1), la station de Telagh (1.6 % de lacunes), la station de Sid Ahmed (9.4 % de lacunes) et la station de Merine (1.3 % de lacunes), dont nous avons extrait les précipitations à l'échelle mensuelle.

5.1.3. Données hydrométriques

Même les données hydrométriques ont été fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH). Les données utilisées correspondent à l'unique station hydrométrique qui a été implantée sur le cours d'eau, en aval d'oued Louza. Cette station contrôle la partie amont du bassin versant de superficie de 746 Km² (Fig. 5.1) (tableau 5.1).

Tableau 5.1: Caractéristiques des stations pluviométriques et hydrométriques dans le bassin versant d'oued Louza

Nom de la station	Type de jaugeage	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Période sélectionnée
Telagh	Pluviométrique	0°34'28.9726" W	34°47'4.9442" N	889	1978/79-2008/09
Merine	Pluviométrique	0°24'12.1733" W	34°47'34.5859" N	959	1978/79-2008/09
Sid Ahmed	Pluviométrique	0°32'41.3488" W	34°57'54.1487" N	653	1978/79-2008/09
Tenira	Hydrométrique	0°31'30.6286" W	35°1'1.0492" N	606	1978/79-2007/08

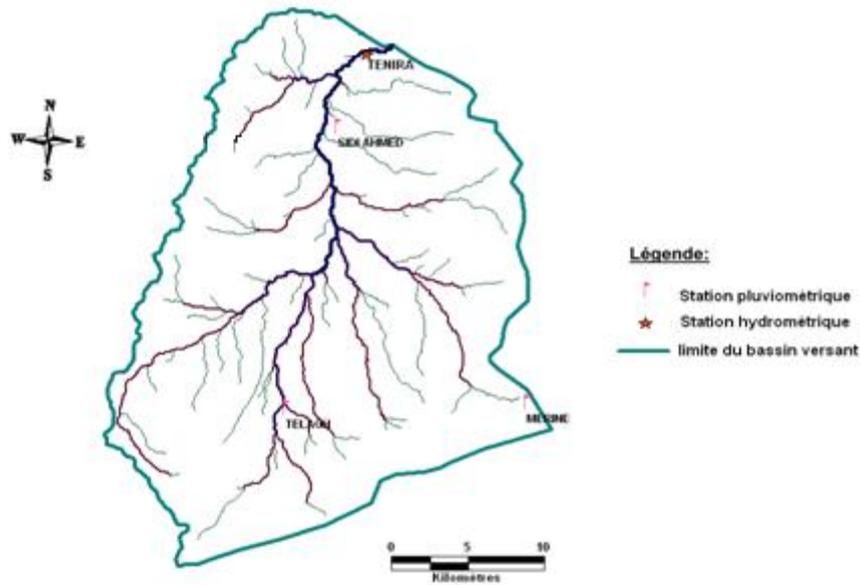


Figure 5.1: Localisation des stations hydrométriques et pluviométriques dans le bassin versant d'oued Louza

5.1.4. Données de la température

La température est un paramètre essentiel pour l'étude de la variabilité climatique, l'information sur ce paramètre pour l'ensemble du bassin est vraiment parcimonieuse surtout à un pas de temps plus fin (journalier). La seule source de données que nous avons pu obtenir concernant les températures moyennes journalières est celle du barrage SARNO (431m) durant la période (Septembre 1987 à Août 2006). Nous avons pu obtenir aussi les données relatives à la période (Septembre 2006 à Août 2016), de la station de Sidi Bel Abbes (476m). La plus proches du bassin de la banque des données disponible sur le site internet NOAA : <https://www.ncei.noaa.gov>.

5.1.5. Comblement des lacunes

Les trois stations pluviométriques sélectionnées, présentent dans les chroniques des pourcentages des lacunes variant entre 1.3 à 9.4%. Pour utiliser leurs données, il fallait d'abord reconstituer les données manquantes. Le nombre de stations rendait possible de combler chaque lacune par des techniques de régression classique. Nous avons établi des matrices de corrélation de Pearson entre les stations de Merine, Telagh et Sidi Ahmed. Ces corrélations ont été effectuées au pas de temps mensuel. Les résultats montrent que la plupart des corrélations sont significatives avec un coefficient de corrélation supérieur à 0.75.

5.2. Mise en évidence de la variabilité climatique

Selon Musy (2003), la préoccupation de la qualité des séries de données et de leur représentativité est indispensable avant de les utiliser.

Les procédés de mise en évidence de la variabilité climatique utilisent des méthodes basées sur des tests de statistiques (test d'indépendance et/ou test de rupture d'homogénéité) des séries chronologiques des variables hydrométéorologiques. La démarche consiste à utiliser plusieurs approches pour tester les deux principaux éléments : la pertinence des tendances et les ruptures d'homogénéité.

Avant même de commencer à traiter les données, quelques précautions sont à prendre. Dans un premier temps, il s'agit de s'assurer que les données sont de bonne qualité. On a ainsi intérêt à s'assurer de l'homogénéité des données.

5.2.1. Logiciels utilisés

Les tests de normalité, les tests d'indépendance et le test des moyennes mobiles ont été effectués sur les séries chronologiques des paramètres hydropluviométriques par l'utilisation du logiciel StatPlus-V5.

Pour construire les séries de référence et tous les tests d'homogénéité, le logiciel AnClim (Stepánek, 2008) a été utilisé. Il permet le calcul des statistiques de base, effectue des tests d'homogénéité en utilisant différentes méthodes et crée des parcelles avec les séries utilisées et leurs résultats. Il existe plusieurs tests qui permettent de repérer cette rupture, trois ont été retenus, parmi ceux proposés par AnClim et réputés les plus robustes : le test de Mann-Whitney-Pettitt (Pettitt, 1979), le test de student (Wang *et al.*, 2007), le test des déviations cumulées (Buishand, 1982) et le test du rapport de vraisemblance de Worsley (1979).

Nous avons utilisé le logiciel Khronostat qui regroupe des tests conçus pour vérification du caractère aléatoire de l'échantillon (test d'autocorrélation et test de corrélation sur le rang) et de détection de rupture. La détection de rupture utilise le test non paramétrique de Pettitt, la méthode de Buishand et l'ellipse de Bois, l'approche bayésienne de Lee et Heghinian et la segmentation d'Hubert). Ces méthodes sont adaptées à la détermination d'une rupture unique à l'exception de la méthode d'Hubert, qui propose plusieurs dates de rupture.

5.2.2. Indice de pluviométrie (Anomalie centrée réduite)

Afin de supprimer le biais de la variabilité interne propre à chaque unité, les analyses portent souvent sur les valeurs centrées réduites qui mesurent un écart par rapport à une moyenne établie sur une longue période. Cet indice permet de différencier les années humides des années sèches.

Les anomalies centrées, réduites, pluviométriques et hydrométriques mensuelles et interannuelles sur chaque station se calculent par la formule suivante :

$$X'_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma(x)} \quad \text{Eq (5.1)}$$

Où

X'_i : Anomalie centrée réduite pour l'année i ,

x_i : Valeur de la variable,

\bar{x} : Moyenne de la série,

$\sigma(x)$: Ecart type de la série.

5.2.3. Tests de normalité

Plusieurs méthodes statistiques d'analyse des séries temporelles existent dans ce champ. Il est toutefois nécessaire de citer trois tests de normalité utilisés spécifiquement dans cette partie.

a) Test de Shapiro-Wilk

Très populaire, le test de Shapiro-Wilk est basé sur la statistique W . En comparaison avec d'autres tests, il est particulièrement puissant pour les petits effectifs ($n \leq 50$). La statistique du test s'écrit :

$$W = \frac{[\sum_{i=1}^{\lfloor \frac{n}{2} \rfloor} a_i * (x_{(n-i+1)} - x_{(i)})]^2}{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \quad \text{Eq (5.2)}$$

Où

- $x_{(i)}$ correspond à la série des données triées,
- $\lfloor \frac{n}{2} \rfloor$ est la partie entière du rapport $\frac{n}{2}$,
- a_i sont des constantes générées à partir de la moyenne et de la matrice de variance covariance des quantiles d'un échantillon de taille n suivant la loi normale.
- La statistique W peut donc être interprété comme le coefficient de détermination (le carré du coefficient de corrélation) entre la série des quantiles générés à partir de la loi normale et les quantiles empiriques obtenus à partir des données. Plus W est élevé, plus la compatibilité avec la loi normale est crédible. La région critique, rejet de la normalité, s'écrit :

$$W < W_{crit} \quad \text{Eq (5.3)}$$

Les valeurs seuils W_{crit} pour différents risques (α) et effectifs (n) sont lues dans la table de Shapiro-Wilk¹

b) Test de Lilliefors

Le test de Lilliefors est une variante du test de Kolmogorov-Smirnov où, les paramètres de la loi (μ et σ) sont estimés à partir des données. La statistique du test est calculée de la même manière. Mais sa loi est tabulée différemment, les valeurs critiques sont modifiées pour un même risque α . Elles ont été obtenues par simulation.

Les avis sont partagés quant à la puissance de ce test. Il semble qu'il soit sensible au désaccord de la distribution empirique avec la loi théorique aux alentours de la partie centrale de la distribution. Il est moins performant, en revanche lorsque le désaccord porte sur les queues de distribution, pourtant préjudiciables. Certains le déconseillent et préfèrent le test de Shapiro-Wilk ou les tests basés sur les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement (Rakotomalala, 2011). La statistique du test d'écrit :

$$D = \max_{i=1, \dots, n} \left(F_i - \frac{i-1}{n}, \frac{i}{n} - F_i \right) \tag{Eq (5.4)}$$

où F_i est la fréquence théorique de la loi de répartition normale centrée et réduite associée à la valeur standardisée $z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s}$

Le tableau 5.2 des valeurs critiques D_{crit} pour les petites valeurs de n et différentes valeurs de α doivent être utilisées. Lorsque les effectifs sont élevés, typiquement $n \geq 30$, il est possible d'approcher la valeur critique à l'aide de formules simples :

Tableau 5.2: Valeurs critiques D_{crit}

α	Valeur critiques D_{crit}
0.10	$\frac{0.805}{\sqrt{n}}$
0.05	$\frac{0.886}{\sqrt{n}}$
0.01	$\frac{1.031}{\sqrt{n}}$

La région critique du test pour la statistique D est définie par $D > D_{crit}$

c) Test de D'Agostino

Le test de d'Agostino connu également sous l'appellation test K^2 (K-squared) d'Agostino-Pearson, est basé sur les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement. Lorsque ces deux indicateurs diffèrent simultanément de la valeur de référence 0, on conclut que la distribution

¹<http://www.educnet.education.fr/rnchimie/math/benichou/tables/tshapiro/tshapiro.htm>

empirique n'est pas compatible avec la loi normale. L'enjeu est de construire une combinaison efficace de ces indicateurs.

L'idée est très simple à comprendre, sa puissance est considérée comme très bonne. Le test d'Agostino présenterait une puissance similaire à celle de Shapiro-Wilk à mesure que les effectifs augmentent. Il devient particulièrement efficace à partir de $n \geq 20$.

Si l'idée est simple, les formules sont relativement complexes. Il faut procéder par étapes. Le fil directeur est de centrer et réduire les deux coefficients (asymétrie et aplatissement) de manière à obtenir des valeurs z_1 et z_2 distribuées asymptotiquement selon une loi normale $N(0,1)$. La transformation intègre des corrections supplémentaires de manière à rendre l'approximation normale plus efficace.

- **Transformation du coefficient d'asymétrie**

$$g_1 = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2\right)^{3/2}} \quad \text{Eq (5.5)}$$

$$A = g_1 \sqrt{\frac{(n+1)*(n+3)}{6*(n-2)}} \quad \text{Eq (5.6)}$$

$$B = \frac{3*(n^2+27n-70)*(n+1)*(n+3)}{(n-2)*(n+5)*(n+7)*(n+9)} \quad \text{Eq (5.7)}$$

$$C = \sqrt{2 * (B - 1)} - 1 \quad \text{Eq (5.8)}$$

$$D = \sqrt{C} \quad \text{Eq (5.9)}$$

$$E = \frac{1}{\sqrt{\ln(D)}} \quad \text{Eq (5.10)}$$

$$F = \frac{A}{\sqrt{\frac{2}{C-1}}} \quad \text{Eq (5.11)}$$

$$Z_1 = E \ln(F + \sqrt{F^2 + 1}) \quad \text{Eq (5.12)}$$

- **Transformation du coefficient d'aplatissement**

Nous procédons de manière similaire pour le coefficient d'aplatissement

$$g_2 = G_2 = \frac{n*(n+1)}{(n-1)*(n-2)*(n-3)} \sum_i \left(\frac{x_i - \bar{x}}{s}\right)^4 - \frac{3*(n-1)^2}{(n-2)*(n-3)} \quad \text{Eq (5.13)}$$

$$J = \frac{6(n^2-5n+2)}{(n+7)(n+9)} \sqrt{\frac{6(n+3)(n+5)}{n(n-2)(n-3)}} \quad \text{Eq (5.14)}$$

$$G = \frac{24n(n-2)(n-3)}{(n+1)^2(n+3)(n+5)} \quad \text{Eq (5.15)}$$

$$H = \frac{(n-2)(n-3)g_2}{(n+1)(n-1)\sqrt{G}} \quad \text{Eq (5.16)}$$

$$K = 6 + \frac{8}{j} \left[\frac{2}{j} + \sqrt{1 + \frac{4}{j^2}} \right] \quad \text{Eq (5.17)}$$

$$L = \left(\frac{1 - \frac{2}{k}}{1 + H \sqrt{\frac{2}{K-4}}} \right) \quad \text{Eq (5.18)}$$

$$Z_2 = \left(\frac{\left(\frac{1 - \frac{2}{9k}}{9k} \right) - L^{\frac{1}{3}}}{\sqrt{\frac{2}{9K}}} \right) \quad \text{Eq (5.19)}$$

Z_1 et Z_2 suivent tous deux asymptotiquement une loi normale $N(0, 1)$. La statistique du test est la combinaison :

$$K^2 = Z_1^2 + Z_2^2 \quad \text{Eq (5.20)}$$

Elle suit asymptotiquement une loi du χ^2 à 2 degrés de liberté. L'incompatibilité de la distribution évaluée avec la loi normale est d'autant plus marquée que la statistique K^2 prend une valeur élevée. Pour un risque α , la région critique du test s'écrit :

$$K^2 > \chi_{1-\alpha}^2 \quad \text{Eq (5.21)}$$

Pour $\alpha = 0.05$, le seuil critique est $\chi_{0.95}^2 = 5.99$

5.2.4. Tests d'homogénéité et d'indépendance

L'inférence statistique faite sur une série chronologique repose sur certaines hypothèses fondamentales en statistique. Il est intéressant de vérifier que les observations de la chronique sont indépendantes et identiquement distribuées.

5.2.4.1. Tests d'indépendance

- **Test de Wald -Wolfowitz** (Wald et Wolfowitz , 1943)

Ce test est décrit par Bobée *et al.* (1978), convenable pour détecter le caractère hétérogène des observations de la série chronologique. Pour son application, on considère la variable R donnée par:

$$R = \sum_{t=1}^{n-1} (x_t x_{t+1} + x_1 x_n) \quad \text{Eq (5.22)}$$

$$E(R) = \frac{(\sum_{t=1}^n x_t)^2 - \sum_{t=1}^n x_t^2}{n-1} \quad \text{Eq (5.23)}$$

$$VAR(R) = \frac{(\sum_{t=1}^n x_t^2)^2 - \sum_{t=1}^n x_t^4}{n-1} + \frac{(\sum_{t=1}^n x_t)^4 - 4(\sum_{t=1}^n x_t)^2 \sum_{t=1}^n x_t^2 + 4 \sum_{t=1}^n x_t \sum_{t=1}^n x_t^3 + (\sum_{t=1}^n x_t^2)^2 - 2 \sum_{t=1}^n x_t^4}{(n-1)(n-2)} - (E(R))^2 \quad \text{Eq (5.24)}$$

La statistique du test est alors

$$Z = \frac{R - E(R)}{\sqrt{Var(R)}} \sim N(0,1) \quad \text{Eq (5.25)}$$

$$Z_{\text{obs}} = \frac{R - \frac{(\sum_{t=1}^n x_t)^2 - \sum_{t=1}^n x_t^2}{n-1}}{\sqrt{\frac{(\sum_{t=1}^n x_t^2)^2 - \sum_{t=1}^n x_t^4}{n-1} + \frac{(\sum_{t=1}^n x_t)^4 - 4(\sum_{t=1}^n x_t)^2 \sum_{t=1}^n x_t^2 + 4 \sum_{t=1}^n x_t \sum_{t=1}^n x_t^3 + (\sum_{t=1}^n x_t^2)^2 - 2 \sum_{t=1}^n x_t^4}{(n-1)(n-2)}} - (E(R))^2} \quad \text{Eq (5.26)}$$

L'hypothèse nulle supposée qu'il n'existe aucune différence statistiquement significative entre les deux fonctions de distribution cumulative continue. En d'autres termes, l'hypothèse nulle est que les deux populations dont les deux échantillons qui ont été tirées sont de natures identiques. Les observations des deux échantillons indépendants sont classées en ordre croissant et chaque valeur est codée en 1 ou 2, et le nombre total de parcours est résumé et utilisé comme statistique de test. Les valeurs faibles ne supportent pas la suggestion de différentes populations et de grandes valeurs suggèrent des populations identiques (les arrangements des valeurs devraient être aléatoires).

Au niveau de signification α , rejeter H_0 si $|Z_{\text{obs}}| > Z_{(1-\frac{\alpha}{2})}$, où $Z_{(1-\frac{\alpha}{2})}$ est le quantile d'ordre $(1 - \frac{\alpha}{2})$ de la loi $N(0,1)$

5.2.4.2. Mise en évidences des tendances

Nous avons utilisé la méthode des moyennes mobiles pour étudier les tendances des variables hydroclimatiques.

- Les moyennes mobiles

Une moyenne mobile en t étant une combinaison linéaire finie des valeurs de la série correspondant à des dates entourant t , elle réalise donc un lissage de la série, une moyennisation.

La série des moyennes mobiles arithmétiques d'ordre k (nécessairement impair par définition), notée $(Mk(t))_t$, est la série des moyennes de k observations consécutives et elle prend ses valeurs aux dates moyennes correspondantes. Plus précisément, on calcule les moyennes de k termes consécutifs pour les dates.

$$\frac{t_1 + \dots + t_k}{k} \quad \text{puis} \quad \frac{t_2 + \dots + t_{k+1}}{k} \quad \dots \quad \text{jusqu'à} \quad \frac{t_{T-k+1} + \dots + t_T}{k} \quad \text{Eq (5.27)}$$

Et pour la variable d'intérêt

$$\frac{X_1 + \dots + X_k}{k} \quad \text{puis} \quad \frac{X_2 + \dots + X_{k+1}}{k} \quad \dots \quad \text{jusqu'à} \quad \frac{X_{T-k+1} + \dots + X_T}{k} \quad \text{Eq (5.28)}$$

Rappelons que par définition k est impair, $k = 2m+1$. Généralisons cette procédure à tout k . Lorsque k est impair, $k = 2m+1$, la série moyenne mobile est calculée aux mêmes instants que les observations initiales.

En revanche, lorsque k est pair, $k=2m$, la moyenne mobile est calculée entre les dates d'observations. Si l'on veut comparer la série transformée à la série initiale, on a besoin d'avoir les valeurs pour les mêmes dates d'observations. Pour pallier à cet inconvénient, on prendra plutôt comme transformation

$$\frac{1}{k} \left(\frac{1}{2} X_{t-m} + X_{t-m+1} + \dots + X_{t+m-1} + \frac{1}{2} X_{t+m} \right) = \frac{1}{2} M_k^1 X_t + \frac{1}{2} M_k^2 X_t, \quad \text{Eq (5.29)}$$

Combinaison linéaire des moyennes mobiles arithmétiques sur $2m$ valeurs

$$M_k^1 X_t = \frac{1}{k} (X_{t-m} + \dots + X_{t+m-1}) = M_{m_1+m_2+1} X_t \text{ avec } m_1=m, m_2=m-1 \quad \text{Eq (5.30)}$$

Et

$$M_k^2 X_t = \frac{1}{k} (X_{t-m+1} + \dots + X_{t+m}) = M_{m_1+m_2+1} X_t \text{ avec } m_1=m-1, m_2=m \quad \text{Eq (5.31)}$$

L'application d'une moyenne mobile arithmétique (paire ou impaire) ne se modifie pas et conserve une tendance linéaire.

5.2.4.3. Tests de rupture d'homogénéité

De façon générale, une rupture peut être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives déterminent les séries chronologiques étudiées à un instant donné le plus souvent inconnu (Lubès *et al.*, 1994). Des ruptures artificielles causées par de nombreux facteurs peuvent affectées les séries climatologiques.

Parmi ces facteurs, (Mestre, 2000) a cité :

- changement d'emplacement du site de mesure,
- changement de capteur, d'abri météorologique,
- modification de l'environnement du capteur (végétation, urbanisation...),
- changement du mode de calcul du paramètre,
- observateurs différents.

Pour la détection de rupture nous avons appliqué les tests suivants :

- **Tests paramétriques** : le test de Student, méthode Bayésienne de Lee et Heghinian et test statistique U de Buishand.
- **Tests non paramétriques** : test de Mann-Whitney-Pettitt et le test de Pettitt
- **Autres Tests** : ces tests font intervenir des caractéristiques statistiques autres que les fonctions de répartition empiriques et les moyennes empiriques (Test des déviations cumulées, Test du rapport de vraisemblance de Worsley, La segmentation de Hubert).

A l'exception de la méthode d'Hubert qui propose plusieurs dates de rupture, les autres tests sont déterminés à la détection d'une rupture unique.

a) Test des déviations cumulées

Ce test peut être utilisé pour la vérification de l'hypothèse d'homogénéité et pour détecter la présence d'un saut dans la moyenne d'une série de données (Buishand, 1982; WMO, 1988) d'autre manière, permet de tester si les moyennes de deux parties d'une série chronologique sont significativement différentes (pour une date de changement inconnue) et de localiser l'emplacement de cette discontinuité, en s'appuyant sur l'hypothèse que les données sont indépendantes et normalement distribuées.

Le principe du test est de détecter un changement dans la moyenne de la série après m observations:

$$E(x_i) = \mu \quad i=1, 2, 3, m \quad \text{Eq (5.32)}$$

$$E(x_i) = \mu + \Delta \quad i = m + 1, m + 2, m + 3, \dots, n \quad \text{Eq (5.33)}$$

Où μ est la moyenne des données antérieures au changement et Δ le changement dans la moyenne

A partir des moyennes, les déviations cumulatives sont calculées selon :

$$S_0^* = 0 \quad S_k^* = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}) \quad k = 1, 2, 3, \dots, n \quad \text{Eq (5.34)}$$

Et les sommes partielles ajustées recalculées sont obtenues par la division des valeurs S_k^* par la déviation standard :

$$S_k^{**} = S_k^*/D_x \quad \text{Eq (5.35)}$$

$$D_x^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^2}{n} \quad \text{Eq (5.36)}$$

Le test statistique Q est :

$$Q = \max |S_k^{**}| \quad \text{Eq (5.37)}$$

Tableau 5.3: Valeurs critiques de Q/\sqrt{n} pour le test de déviation cumulative.

N	Q/√n au niveau de confiance		
	α = 0.10	α = 0.05	α = 0.01
10	1.05	1.14	1.29
20	1.10	1.22	1.42
30	1.12	1.24	1.46
40	1.13	1.26	1.50
50	1.14	1.27	1.52
100	1.17	1.29	1.55
∞	1.22	1.36	1.63

Il est calculé pour chaque année, la valeur maximale indiquant le point de changement.

Les valeurs critiques de Q/\sqrt{n} sont données par le tableau 5.3. Une valeur négative de S_k^* indique que la moyenne des données de la partie la plus récente de la série chronologique est significativement plus élevée que celle de la partie ancienne et inversement.

b) Test du rapport de vraisemblance de Worsley

Le test de Worsley (1979) peut être utilisé pour détecter la présence d'un saut dans la moyenne d'une série de données (Buishand, 1982; WMO, 1988). Le principe du test est identique à la déviation cumulative mais les valeurs S_k^* sont pondérées suivant leur position dans la série chronologique.

On considère \bar{x} et S_k comme étant la moyenne et l'écart-type de l'ensemble de la série.

Soit la variable S_k^* la somme des écarts à la moyenne, telle que:

$$S_k^* = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}) \quad k = 1, 2, 3, \dots, n \quad \text{Eq (5.38)}$$

Où $S_0^* = 0$ et $S_n^* = 0$

Et les variables Z_k^* et V telles que :

$$Z_k^* = \frac{\sqrt{k(n-k)} S_k^*}{S_x} \quad \text{Eq (5.39)}$$

$$V = \max_{1 \leq k \leq n-1} |Z_k^*| \quad \text{Eq (5.40)}$$

Où Z_k^* représente une statistique de Student pour tester la différence entre la moyenne des k premières observations et la moyennes des $(n-k)$ dernières observations de la séries de données

La statistique du test, W , est donnée par Worsley (1979) :

$$W = \frac{V\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-V^2}} \quad \text{Eq (5.41)}$$

Les valeurs critiques de W sont également présentées dans Worsley (1979) (tableau 5.4). Comme dans le cas du test des déviations cumulées, la position du maximum de Z_k^* , peut être considérée comme étant une estimation de la date de changement de la moyenne de la série. Une valeur négative de W indique que la moyenne des données de la partie la plus récente de la série chronologique est significativement plus élevée que celle de la partie ancienne et inversement.

Tableau 5.4: Valeurs critique de W du test du rapport de vraisemblance de Worsley.

N	W niveau de confiance		
	$\alpha=0.10$	$\alpha=0.05$	$\alpha=0.01$
10	3.14	3.66	4.93
15	2.97	3.36	4.32
20	2.90	3.28	4.13
25	2.89	3.23	3.94
30	2.86	3.19	3.86
35	2.88	3.21	3.87
40	2.88	3.17	3.77
45	2.86	3.18	3.79
50	2.87	3.16	3.79

c) Test de Student

Le test de Student relatif à la comparaison de la moyenne de deux périodes peut être utilisé pour évaluer l'existence de sauts dans la moyenne d'une population (Lettenmaier, 1976). Ce test consiste à vérifier si la moyenne des données situées avant un saut est significativement différente de la moyenne des données situées après ce saut. Notons μ_1 la moyenne des n_1 données situées avant le saut et μ_2 la moyenne des n_2 observations situées après le saut.

On peut facilement montrer que la statistique du test, t_0 , est distribuée selon une loi de Student à $n_1 + n_2 - 2$ degrés de liberté (Montgomery, 1991):

$$t_0 = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{S_p \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \approx t_{\frac{\alpha}{2}, n_1 + n_2 - 2} \quad \text{Eq (5.42)}$$

Où

$$S_p = \frac{(n_1 - 1)s_1^2 + (n_2 - 1)s_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \approx t_{\frac{\alpha}{2}, n_1 + n_2 - 2} \quad \text{Eq (5.43)}$$

Où s_1^2 et s_2^2 représentent les variances non biaisées des données situées avant et après le saut et S_p représente la variance combinée des deux sous-échantillons.

Au niveau de signification de α le test est rejeté si t_0 n'appartient pas à l'intervalle

$$\left[-t_{\frac{\alpha}{2}, n_1 + n_2 - 2}, t_{\frac{\alpha}{2}, n_1 + n_2 - 2} \right].$$

d) Test de Mann-Whitney-Pettitt (Pettitt, 1979)

Ce test est principalement utilisé pour évaluer les points de changements significatifs qui existent dans une série de nombres. Par définition, lorsque le point de changement X_n existe dans une série de nombres $\{X_1, X_2, X_3, \dots, X_T\}$,

$F_1(x) = \{X_1, X_2, X_3, \dots, X_T\} \neq F_2(x) = \{X_{n+1}, X_{n+2}, X_{n+3}, \dots, X_T\}$ Par conséquent, lorsque des points de changement n'existent pas dans une série de nombres, $|U_{t,n}|$ continuera à augmenter et aucun point de retournement ne sera observé. Toutefois, lorsque les points de changement existent dans une série de nombres, $|U_{t,n}|$ diminue et crée des points de

retournement. Quand un nombre de série présente plusieurs points de retournement, le nombre de points de changement dans la série de nombres être plus d'un. L'équation du point de changement est:

$$Sign(X_i - X_j) = \begin{cases} +1 & X_i - X_j > 0 \\ 0 & X_i - X_j = 0 \\ -1 & X_i - X_j < 0 \end{cases}, U_{t,n} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^n Sign(X_i - X_j) \quad \text{Eq (5.44)}$$

$$K_n = Max|U_{t,n}|, 1 \leq t < n \quad \text{Eq (5.45)}$$

Pour déterminer si des points de changement existent, le K_n dans l'équation (5.45), qui est la valeur extrême de $|U_{t,n}|$ peut être utilisé. L'équation (5.46) est utilisée pour calculer la probabilité (P) des dits points de changement.

$$P = 1 - exp\left(\frac{-6K_n^2}{n^2 + n^3}\right) \quad \text{Eq (5.46)}$$

Pour certains nombres de séries, plusieurs points de changement peuvent être identifiés. Lorsque cela se produit, l'équation suivante peut être utilisée pour calculer la valeur annuelle $P(t)$. Les intervalles pour les valeurs annuelles $P(t)$ qui dépassent la norme d'essai peuvent alors être dérivés.

$$P(t) = 1 - exp\left(\frac{-6|U_{t,n}|^2}{n^2 + n^3}\right) \quad \text{Eq (5.47)}$$

e) Test de Pettitt

Selon Lubès *et al.* (1994) le test de Pettitt est réputé pour sa robustesse et sa puissance à détecter une rupture dans une série chronologique, il est utilisé plus souvent pour l'étude des fluctuations de variables hydrométéorologiques.

Le test de Pettitt (Pettitt, 1979) est non-paramétrique (ne formule aucune hypothèse sur la fonction de distribution), il est dérivé de celui de Mann-Whitney (CERESTA, 1986).

L'absence de rupture dans la série (x_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle. La série étudiée est divisée en deux sous échantillons respectivement de taille m et n . les valeurs des deux échantillons sont regroupées et classées par ordre croissant. On calcule alors la somme des rangs des éléments de chaque sous-échantillon dans l'échantillon total. Une statistique est définie à partir des deux sommes ainsi déterminées, et testée sous l'hypothèse nulle d'appartenance des deux sous-échantillons à la même population.

La mise en œuvre de ce test suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N , les séries chronologiques (x_i) $i= 1$ à t et $t+1$ à N , appartiennent à la même population. Si l'hypothèse

nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée pour l'instant t , définissant le maximum de la valeur absolue de la variable ($U_{t,N}$) définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad \text{Eq (5.48)}$$

Où

$$D_{ij} = \text{sign}(x_i - x_j) \text{ avec } \text{sgd}(x) = 1 \text{ si } x > 0, 0 \text{ si } x = 0 \text{ et } -1 \text{ si } x < 0 \quad \text{Eq (5.50)}$$

Si l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée par l'instant t définissant le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$.

f) Méthode Bayésienne de Lee et Heghinian

La méthode Bayésienne de Lee & Heghinian (Lee et Heghinian, 1977; Bruneau et Rassam, 1983) propose une approche paramétrique. Son application sur une série nécessite une distribution normale des variables étudiées.

Le modèle de base de la procédure est le suivant :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases} \quad \text{Eq (5.51)}$$

Les ε_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ_i . τ et δ représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne.

g) Test statistique U de Buishand

La statistique de Buishand (Buishand, 1982 ; 1984) est dérivée d'une formulation originale donnée par Gardner (1969) pour établir un test bilatéral de rupture en moyenne à un instant inconnu. Le test de Buishand et l'approche de Lee et Heghinian se réfèrent aux mêmes hypothèses. Ce test est paramétrique, performant pour détecter une rupture en milieu de série, mais il ne fournit pas d'estimation du point de rupture.

En supposant une distribution a priori uniforme pour la position du point de rupture t , la statistique U de Buishand est définie par :

$$U = [N(N + 1)]^{-1} \sum_{k=1}^{N-1} \left(\frac{S_k}{D_x} \right)^2 \quad \text{Eq (5.52)}$$

Où $S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - M)$ pour $k=1, \dots, N$; D_x désigne l'écart type de la série, M la moyenne.

L'hypothèse nulle du test statistique est l'absence de rupture dans la série. En cas de rejet de l'hypothèse nulle, aucune estimation de la date de rupture n'est proposée par ce test.

Outre ces différentes procédures, la construction d'une ellipse de contrôle permet d'analyser l'homogénéité de la série de (X_i). La variable S_k définie ci-dessus, suit une distribution

normale de moyenne nulle et de variance $k(N-k)N^{-1}\sigma_2$. (écart type), $k=0, \dots, N$ sous l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série des (X_i) . Il est donc possible de définir une région de confiance dite ellipse de contrôle de Bois associée à un seuil de confiance contenant la série des S_k sous l'hypothèse nulle.

h) Segmentation de Hubert

La procédure de segmentation de séries chronologiques proposée par Hubert (Hubert, 1989), est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne dans la série. Son principe est de "découper" Une série de longueur n en m segments (segmentation d'ordre m) dont la longueur varie entre 1 et $n-(m-1)$ de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s) par application du test de Scheffé qui repose sur le concept de contraste (Dagnélie, 1975).

Soit i_k , $k = 1, 2, \dots, m$ le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du k ème segment, dont la longueur sera $n_k = i_k - i_{k-1}$ et la moyenne \bar{x}_k (moyenne locale)

$$\bar{x}_k = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} x_i}{n_k} \quad \text{Eq (5.53)}$$

Et définissons aussi

$$d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - \bar{x}_k)^2 \quad \text{Eq (5.54)}$$

Et

$$D_m = D(i_1, i_2, \dots, i_m) = \sum_{k=1}^m \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - \bar{x}_k)^2 = \sum_{k=1}^m d_k \quad \text{Eq (5.55)}$$

défini comme l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée. La quantité D_m permet d'apprécier la proximité de la série et de la segmentation appliquée. C'est en effet la somme, étendue à tous les termes de la série initiale, de l'écart quadratique à la moyenne locale de chaque segment identifié par la procédure et ne dépend, pour une série donnée, que de la segmentation adoptée. La segmentation optimale pour chaque ordre m est celle qui aura la D_m minimum parmi les D_m de toutes les segmentations possibles du même ordre.

Pour $m = 1$ et $m = n$, il n'y a qu'une seule segmentation possible $D_1 = D(i_1) = n\sigma^2$ où σ est l'écart type de la série initiale, et $D_n = D(i_1, i_2, \dots, i_n) = 0$

Pour toute segmentation d'ordre m compris entre 1 et n , il existe plusieurs segmentations possibles : l'extrémité du m ème segment correspond au n ème élément de la série, tandis que les $(m-1)$ extrémités des autres $(m-1)$ segments peuvent arbitrairement être placées sur les $(n-1)$ premières valeurs de la série ; le nombre de segmentations d'un même ordre m possibles est donc donné par :

$$C_{n-1}^{m-1} = \frac{(n-1)!}{(m-1)(n-m)!} \quad \text{Eq (5.56)}$$

5.2.5. Variabilité de la pluviométrie

5.2.5.1. Variabilité pluviométrique interannuelle

En Algérie, l'année hydrologique débute en Septembre (année n), pour s'achever en Août (année n+1) de l'année calendaire suivante. L'application de l'indice de pluviométrie pour les 03 stations nous a permis d'apprécier l'évolution des précipitations dans le bassin versant étudié sur la période 1978/1979-2008/2009. D'après la figure 5.2, il ressort que la station de Telagh est la plus touchée par des années sèches successives de 1985 à 1988 ; 1992 à 1994 et de 1996 à 2002, l'année 1999 est la plus déficitaire. Pour la station de Merine (07 années sèches) et Sid Ahmed (06 années sèches), les années sèches sont intercalées entre les années humides.

Dans le cadre régional, au niveau du bassin versant, les années 1991 (402.5 mm), 1995 (487.4mm), 2003 (413.3mm) et 2008 (480.1mm) sont les plus humides, marquées par un net excédent pluviométrique avec un maximum enregistré en 1995, par contre les années les plus déficitaires sont 1987 (191.7mm), 1992 (196.3mm) et 1998 (198.6mm) (Fig. 5.3 et 5.4).

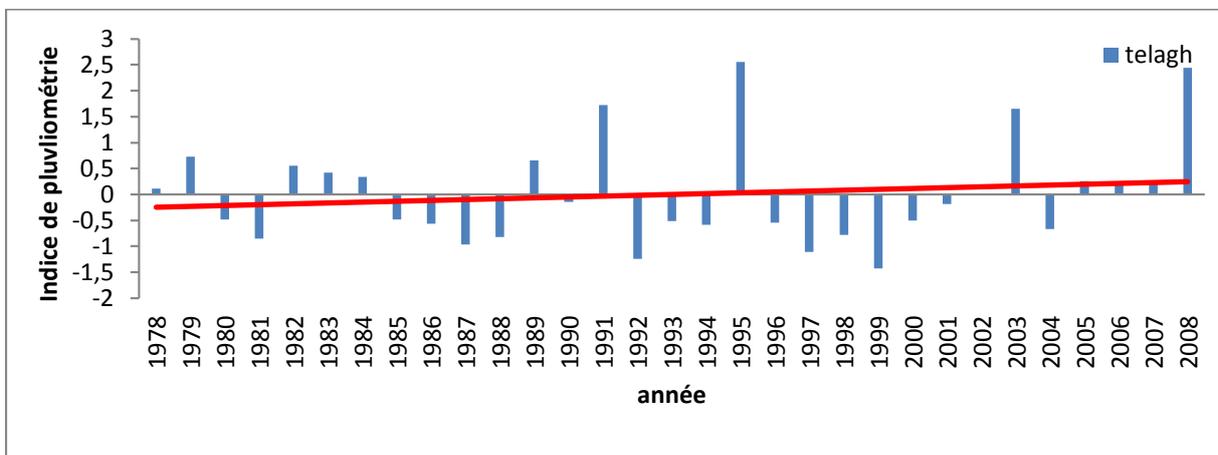


Figure 5.2: Evolution de l'indice de pluviométrie de la station de Telagh

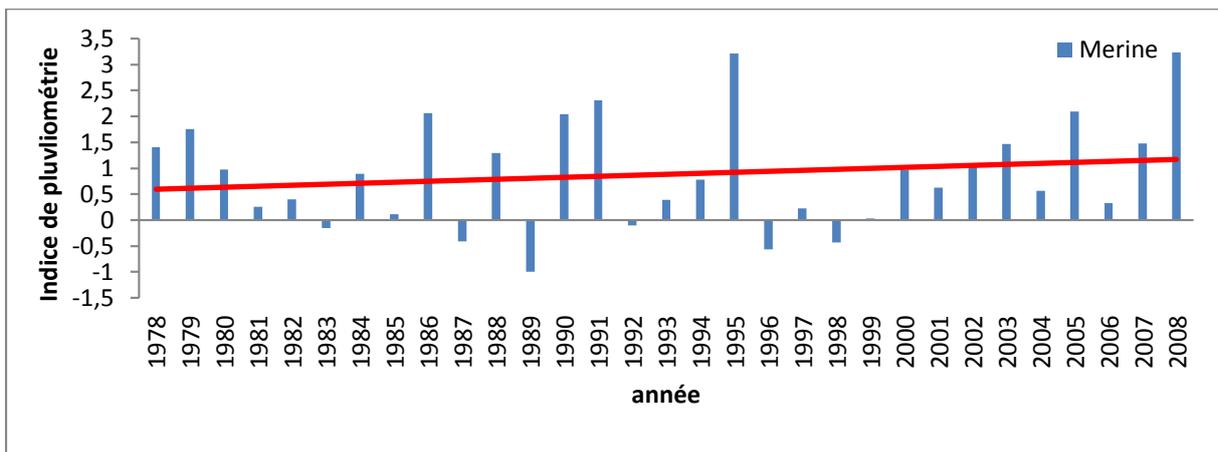


Figure 5.3: Evolution de l'indice de pluviométrie de la station de Merine

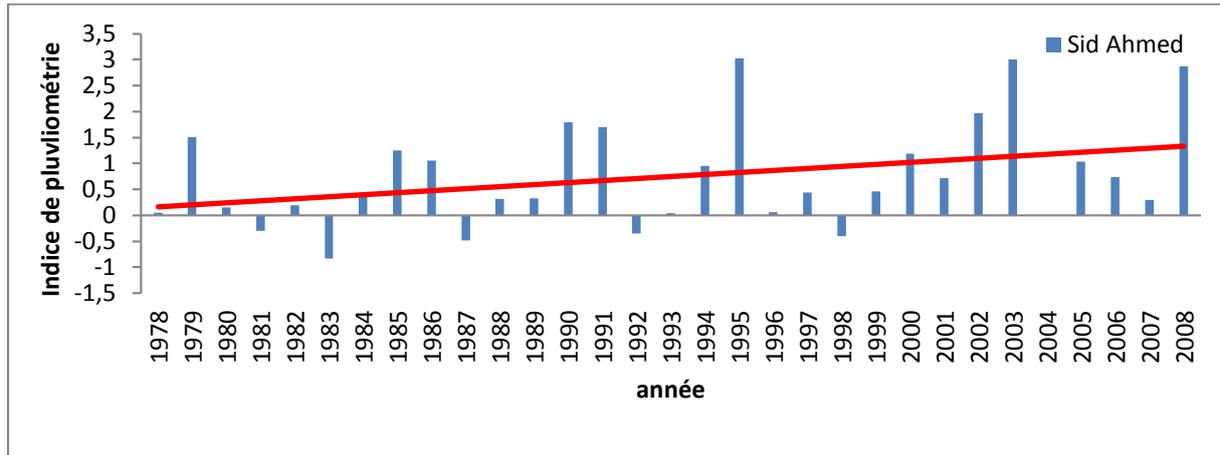


Figure 5.4: Evolution de l'indice de pluviométrie de la station de Sid Ahmed

Afin de mieux contrôler l'évolution pluviométrique, les données de 03 stations sont analysées pour la période 1978/1979-2008/2009 en comparant chaque décennie.

Selon le tableau 5.5, on constate que la période 1999/2000-2008/2009 a été bien arrosée dans toutes les stations, par contre la période 1978/1979-1988/1989 se caractérise par une baisse notable de la pluviométrie. La période 1989/1990-1998/1999 a été normale et une augmentation plus marquée durant la période 1999/2000-2008/2009 par rapport à la moyenne 1978/1979-2008/2009 pour les trois stations.

L'analyse des moyennes annuelles décennales est confirmée par l'étude de la moyenne mobile (Fig. 5.5). Les années 1978/1979-1988/1989 sont caractérisées par une tendance à la diminution des précipitations tandis que les années 1999/2000-2008/2009 sont identifiées par une tendance à l'augmentation des précipitations.

Tableau 5.5. Pluviométries moyennes décennales

Nom de la station	Longitude	Latitude	Moyenne (mm)	Moyenne (mm)	Moyenne (mm)	Moyenne (mm)
			1978/1979-1988/1989	1989/1990-1998/1999	1999/2000-2008/2009	1978/1979-2008/2009
Telagh	0°34'28.9726" O	34°47'4.9442" N	228.1	243.4	259.6	243.2
Merine	0°24'12.1733" O	34°47'34.5859" N	308.3	300.5	342.1	316.7
Sid Ahmed	0°32'41.3488" O	34°57'54.1487" N	268.3	306.5	345.6	305.5

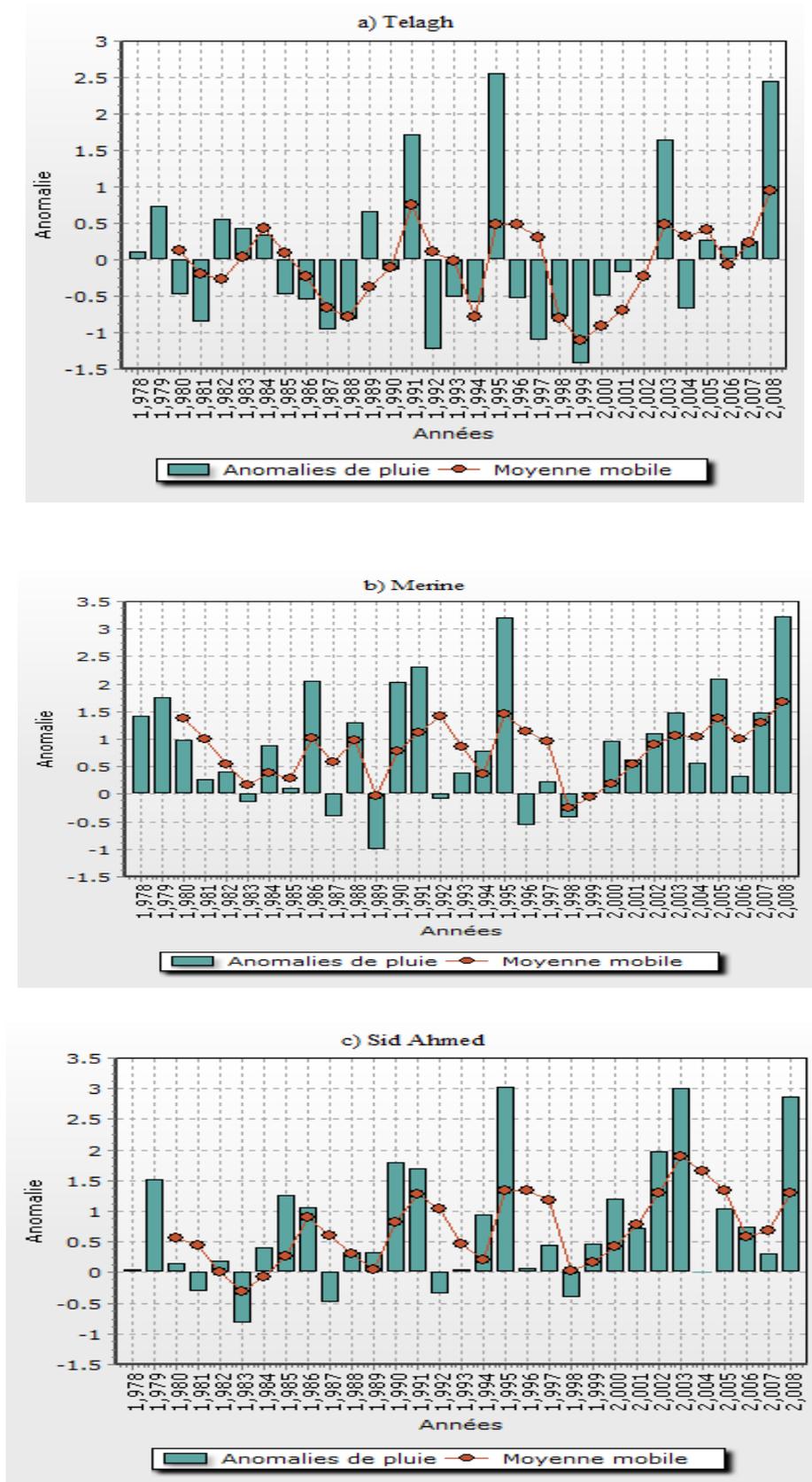


Figure 5.5: Variabilité interannuelle de la pluie aux stations : Telagh, Merine et Sid Ahmed (1978/1979-2008/2009)

D'après le tableau 5.6, le test de Shapiro-Wilk et le test d'Agostino acceptent la normalité des séries pluviométriques des stations Telagh, Merine et Sid Ahmed par contre le test de Lilliefor rejette la normalité pour toutes les stations sauf à Sid Ahmed.

La taille des séries pluviométrique (N=31) donne une efficacité au test de Shapiro-Wilk et le test d'Agostino ($N \geq 20$). La puissance de ces tests est très bonne par rapport au test de Lilliefor.

La figure 5.6 montre clairement que les trois séries pluviométriques ont une distribution normale.

Tableau 5.6: Tests de normalité des séries pluviométriques des trois stations sélectionnées.

Nom de station	Test	Statistiques de test	Seuil de significativité	Observation	Intervalle de confiance
Telagh	Test de Lilliefor	0.133	0.176	Aucune présomption de normalité	99%
	W de Shapiro-Wilk	0.949	0.148	Accepter la normalité	99%
	D'Agostino Coefficient de dissymétrie	1.603	0.109	Accepter la normalité	99%
	D'Agostino Coefficient d'aplatissement	0.608	0.543	Accepter la normalité	99%
	D'Agostino Omnibus	2.940	0.230	Accepter la normalité	99%
Merine	Test de Lilliefor	0.094	0.691	Aucune présomption de normalité	99%
	W de Shapiro-Wilk	0.970	0.520	Accepter la normalité	99%
	D'Agostino Coefficient de dissymétrie	1.236	0.217	Accepter la normalité	99%
	D'Agostino Coefficient d'aplatissement	0.072	0.943	Accepter la normalité	99%
	D'Agostino Omnibus	1.532	0.465	Accepter la normalité	99%
Sid Ahmed	Test de Lilliefor	0.159	0.045	Niveau suffisant de normalité	99%
	W de Shapiro-Wilk	0.924	0.031	Accepter la normalité	99%
	D'Agostino Coefficient de dissymétrie	2.041	0.041	Accepter la normalité	99%
	D'Agostino Coefficient d'aplatissement	0.556	0.580	Accepter la normalité	99%
	D'Agostino Omnibus	4.470	0.107	Accepter la normalité	99%

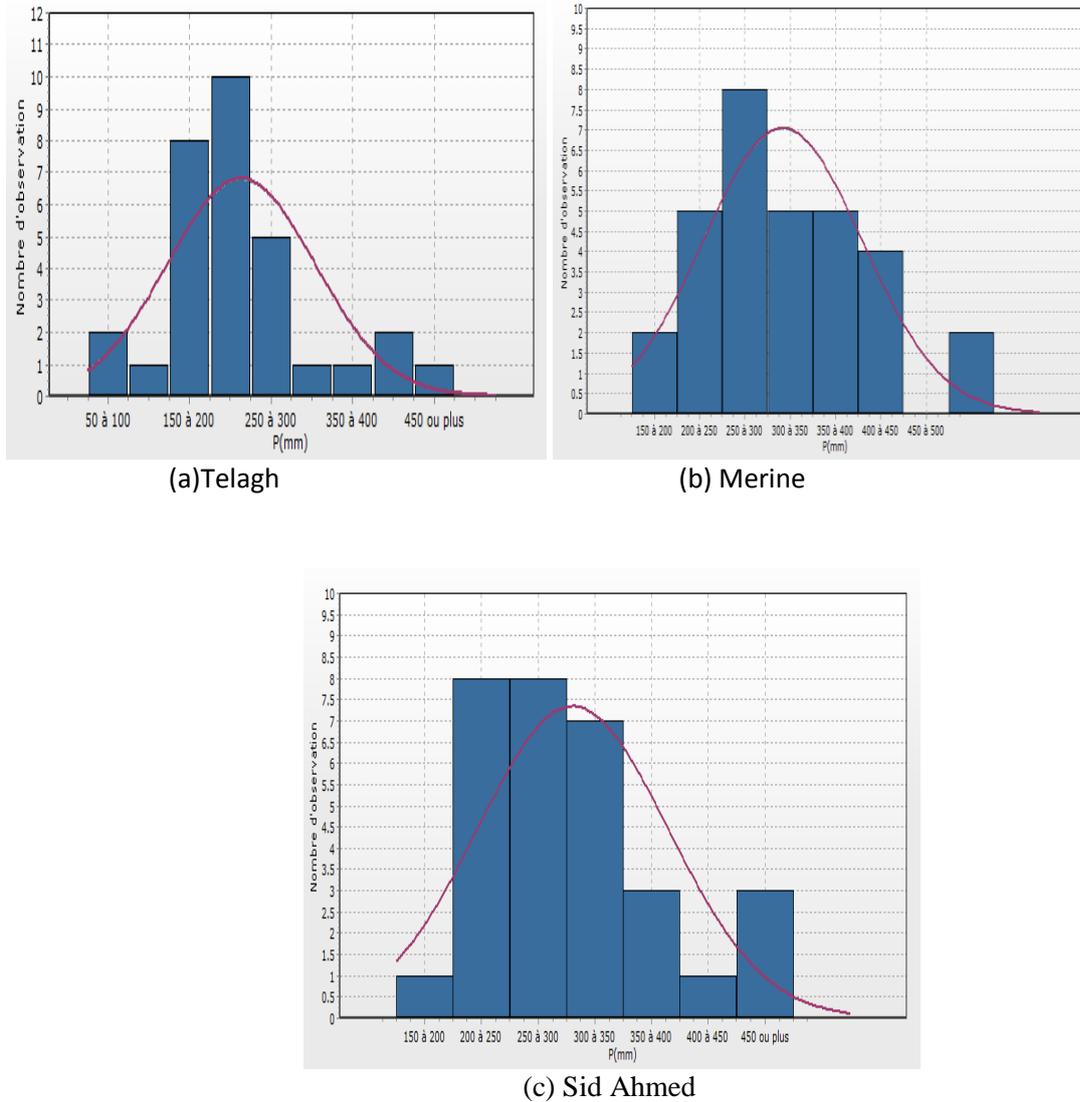


Figure 5.6: Histogrammes des distributions de la pluviométrie annuelle pour les 03 stations sélectionnées

Dans le but de vérifier si les séries pluviométriques sont indépendantes entre elles, nous avons appliqué le test de Wald-Wolfowitz sur les séries sélectionnées et les résultats sont présentés dans le tableau 5.7. L'hypothèse d'indépendance des stations pluviométriques n'est pas rejetée à un niveau de signification de 5%.

Tableau 5.7: Résultat du test d'indépendance de Wald-Wolfowitz appliqué aux séries pluviométriques des stations sélectionnées.

	Stations Telagh /Merine	Stations Merine / Sid Ahmed	Stations Telagh / Sid Ahmed
Nombre R d'essais	61	62	61
Z	3.65	3.777	3.65
Seuil observé	0.003	0.0002	0.003
Niveau d'intervalle de confiance	95%	95%	95%

a) Test des déviations cumulées

Pour tester l'homogénéité de l'ensemble des stations, le test des déviations cumulées (Buishand, 1982) proposé par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) a été entrepris pour vérifier la présence des tendances dans les enregistrements historiques.

Les résultats de la détection des points de changement pour les séries de précipitations annuelles en utilisant le test des déviations cumulées sont présentés dans le tableau 5.8 pour chaque station le test indique une année de changement probable détecté : Telagh (2000), Merine (2002), Sid Ahmed (1990) pour les séries de précipitations annuelles pour l'ensemble des stations sur une période de 31 ans.

Tableau 5.8: Détection des points de changement par le test des déviations cumulées

Nom de Station	Première année du changement	Q/\sqrt{n}	R/\sqrt{n}	N
Telagh	2000	0.641	0.839	31
Merine	2002	0.695	0.950	31
Sid Ahmed	1990	0.948	0.958	31

b) Test du rapport de vraisemblance de Worsley

Par contre les résultats du test du rapport de vraisemblance de Worsley, nous indiquent que la première année du changement c'est l'année 2008 pour toutes les séries de précipitations annuelles des stations sélectionnées (tableau 5.9).

Tableau 5.9: Détection des points de changement par le rapport de vraisemblance de Worsley.

Nom de station	Première année du changement	W	N
Telagh	2008	2.044	31
Merine	2008	2.394	31
Sid Ahmed	2008	2.231	31

c) Test " t " de Student

Nous avons appliqué le test de t de Student pour chercher le changement de tendances dans les séries annuelles des précipitations. Les résultats de ce test (tableau 5.10) montrent que l'année 2007 à laquelle le premier point du changement encore appelé « rupture » a lieu dans la station de Telagh et Merine. Il marque la valeur élevée de différence des deux moyennes de la variable analysée (131.2mm). Pour la station de Sid Ahmed, ce test fait ressortir un point de changement en 2000.

Tableau 5.10: Détection des points de changement par le test de t de Student.

Nom de la station	Première année du changement	t de student	Taille des échantillons		Moyenne		Ecart type	
			N1 =29	N2=2	X1=230.6	X2=348.5	S1=85.5	S2=66.1
Telagh	2007	1.847	N1 =29	N2=2	X1=230.6	X2=348.5	S1=85.5	S2=66.1
Merine	2007	2.168	N1 =29	N2=2	X1=308.2	X2=439.4	S1=80.6	S2=72.6
Sid Ahmed	2000	2.103	N1 =22	N2=9	X1=286.3	X2=352.7	S1=74.1	S2=84.4

d) Le test de Mann-Whitney-Pettit

Le test statistique de Mann-Whitney-Pettitt a été calculé pour analyser les points de changement. Les résultats de l'analyse du tableau 5.11, montrent que le point de changement apparait en 2000 pour les stations de Telagh et Merine, et en 1999 pour la station de Sid Ahmed.

Tableau 5.11: Détection des points de changement par le test de Mann-Whitney-Pettitt.

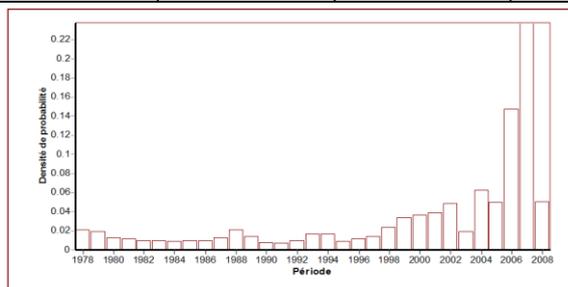
Nom de la station	Première année du changement	$U(t)$	$p(t)$	N
Telagh	2000	66	0.427	31
Merine	2000	80	0.287	31
Sid Ahmed	1999	86	0.236	31

Le logiciel Khronostat, nous a permis d'appliquer les différentes méthodes (Le test de Pettitt, méthode Bayésienne de Lee et Heghinian, test statistique U de Buishand et la segmentation d'Hubert) à chacune de nos séries. Les différents résultats obtenus, sont présentés dans les figures (5.7, 5.8 et 5.9) et au tableau 5.12. Sur les trois stations testées, le test de Lee et Heghinian a montré une rupture correspondant à l'année 2007/2008 pour les trois stations.

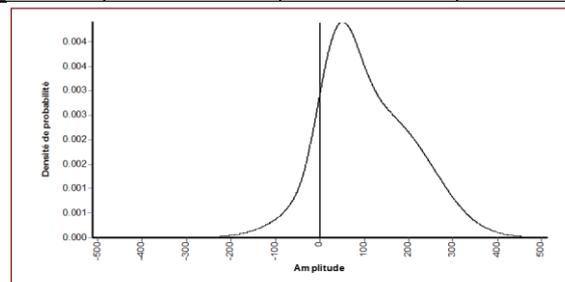
Le test de Lee et Heghinian est utile pour la détection de ruptures de séries.

Tableau 5.12: Ruptures des séries pluviométriques selon le test de Lee et Heghinian, Buishand, Pettit et Hubert

Nom de la Station	Buishand			Pettitt	Lee et Heghinian	Hubert
	Seuil de confiance 99%	Seuil de confiance 95%	Seuil de confiance 90%			
Telagh	/	/	/	/	2007	2007
Merine	/	/	/	/	2007	/
Sid Ahmed	/	/	Présence de rupture	/	2007	/

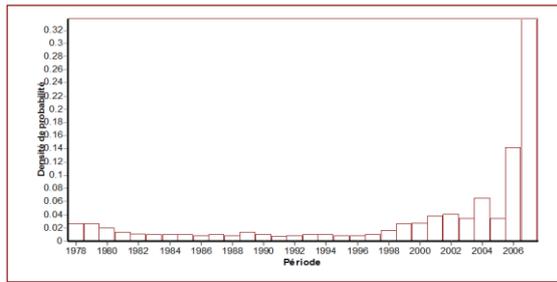


a) Densité de probabilité

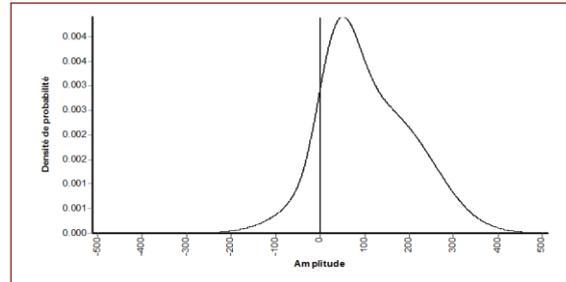


b) Amplitude d'un changement éventuel de la moyenne

Figure 5.7: Test de rupture de Lee et Heghinian appliqué à la station Telagh

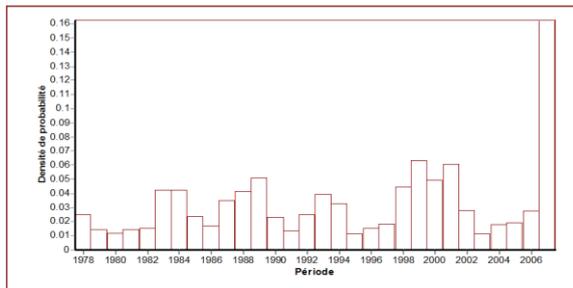


a) Densité de probabilité

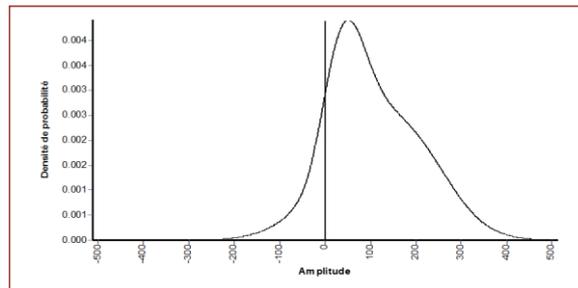


b) Amplitude d'un changement éventuel de la moyenne

Figure 5.8: Test de rupture de Lee et Heghinian appliqué à la station Merine



a) Densité de probabilité



b) Amplitude d'un changement éventuel de la moyenne

Figure 5.9: Test de rupture de Lee et Heghinian appliqué à la station de Sid Ahmed

Les résultats de la mise en évidence de la rupture par les différents tests statistiques appliqués aux séries pluviométriques des trois stations du bassin versant d'oued Louza sont résumés dans le tableau 5.13. L'analyse des résultats montre que le test du rapport de vraisemblance de Worsley, le test de t de Student et le test de Lee et Heghinian présentent une rupture significative proche de l'année 2007, exception faite pour la station de Sid Ahmed pour qui le test de t de Student indique une rupture précoce en 2000. Les tests des déviations cumulées et de Mann-Whitney-Pettitt situent le point de changement au début des années 2000, en corcondance avec les autres tests pour la station de Sid Ahmed.

La variation de rupture sur la période de 2000 -2007 montre la présence d'un changement caractérisé par une tendance de reprise à la hausse des hauteurs pluviométriques au début des années 2000 qui est confirmé par les travaux de (Khoualdia *et al.*, 2014) et (Tatar et Regad, 2015). Une autre reprise qui est profondément marquée aux alentours de l'année 2007, après une période quantifiée par un déficit pluviométrique dès la moitié des années 1970.

Le test de t de Student appliqué aux séries pluviométriques établit une différence entre les moyennes des deux périodes, significative au seuil de 95 % pour toutes les stations par une

augmentation de 23.19% au début des années 2000 et qui varie entre 46.56% et 51.12% aux environs de l'année 2007.

Nous signalons que la plus part des études de variabilité climatique ont été réalisées sur des périodes antérieures à 2003 ou à la fin des années 90 (Meddi, 2003; Meddi et Meddi, 2009 ; Hassini *et al.*, 2011, etc).

Tableau 5.13: Tableau récapitulatif pour la mise en évidence de rupture par les différents tests appliqués aux séries pluviométriques des stations sélectionnées

	Telagh	Merine	Sid Ahmed	Seuil de signification
Déviations cumulées	2000	2002	1990	95%
Rapport de vraisemblance de Worsley	2008	2008	2008	95%
t de Student	2007	2007	2000	95%
Mann-Whitney-Pettitt	2000	2000	1999	95%
Buishand	/	/	/	95%
Pettitt	/	/	/	95%
Lee et Heghinian	2007	2007	2007	95%
Hubert	2007	/	/	Scheffé: 1%

5.2.5.2. Variabilité pluviométrique mensuelle et saisonnière

Notre objectif dans cette partie est de voir de quelle manière les saisons ont été touchées dans leur déroulement. En Algérie, l'année hydrologique comme décrite précédemment commence en Septembre et se termine en Août, elle est découpée en quatre saisons suivant la méthode qui consiste à « diviser l'année en quatre trimestres astronomiques, de sorte que les mois initiaux de chaque trimestre contienne soit un solstice, soit un équinoxe » (Halimi, 1980).

Les saisons sont dénommées par:

- la saison hivernale a été définie comme la période de: Décembre à Février (DJF),
- le printemps intègre les mois de Mars à Mai (MAM),
- l'été, la période de Juin à Août (JJA),
- enfin l'automne correspond aux mois de Septembre à Novembre (SON).

L'étude des précipitations mensuelles permet d'affiner l'analyse des pluies annuelles en mettant en évidence la distribution saisonnière et inter-mensuelle. Le phénomène de variabilité mensuelle des précipitations est bien exprimé par le coefficient de variation (Cv) traduisant la dispersion relative des pluies et nous permet de connaître les mois les plus pluvieux.

Pour la période étudiée (1978/1979-2008/2009) les valeurs du coefficient de variation varient entre 0.76 et 1.55 (Telagh), 0.69 et 1.84 (Merine) et 0.58 et 2.07 pour Sid Ahmed, ce qui indique une forte variabilité mensuelle au niveau des stations (tableau 5.14).

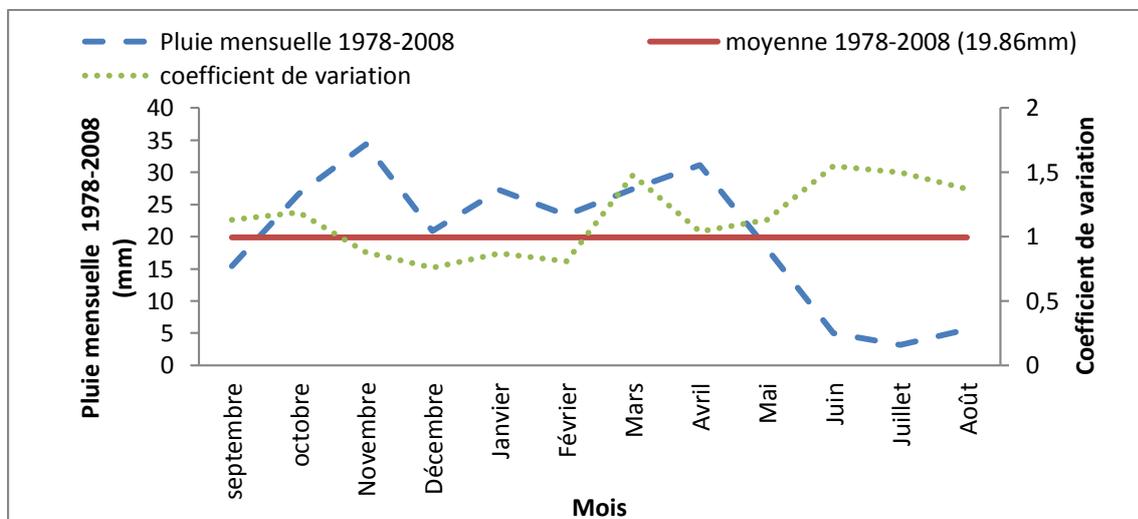
Tableau 5.14: Moyenne et coefficient de variation des précipitations (1978/1979-2008/2009)

	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aut	Année
station	Telagh												
Moyenne P (mm)	15.39	26.65	34.33	20.85	27.25	23.34	27.43	31.15	18.15	4.97	3.17	5.57	238.25
Coeff de variation	1.13	1.19	0.88	0.76	0.87	0.81	1.48	1.04	1.13	1.55	1.50	1.37	0.38
station	Merine												
Moyenne P (mm)	20.74	32.84	39.77	34.05	36.07	34.49	39.38	28.27	27.17	9.68	5.94	8.26	316.67
Coeff de variation	0.87	0.99	0.69	0.73	0.77	0.75	1.08	0.71	0.91	1.84	1.80	1.34	0.28
station	Sid Ahmed												
Moyenne P (mm)	18.25	29.46	37.07	35.69	37.84	37.78	40.05	28.33	23.15	6.34	3.76	7.82	305.54
Coeff de variation	0.84	0.83	0.58	0.72	0.76	0.82	0.89	0.71	0.85	1.15	1.77	2.07	0.28

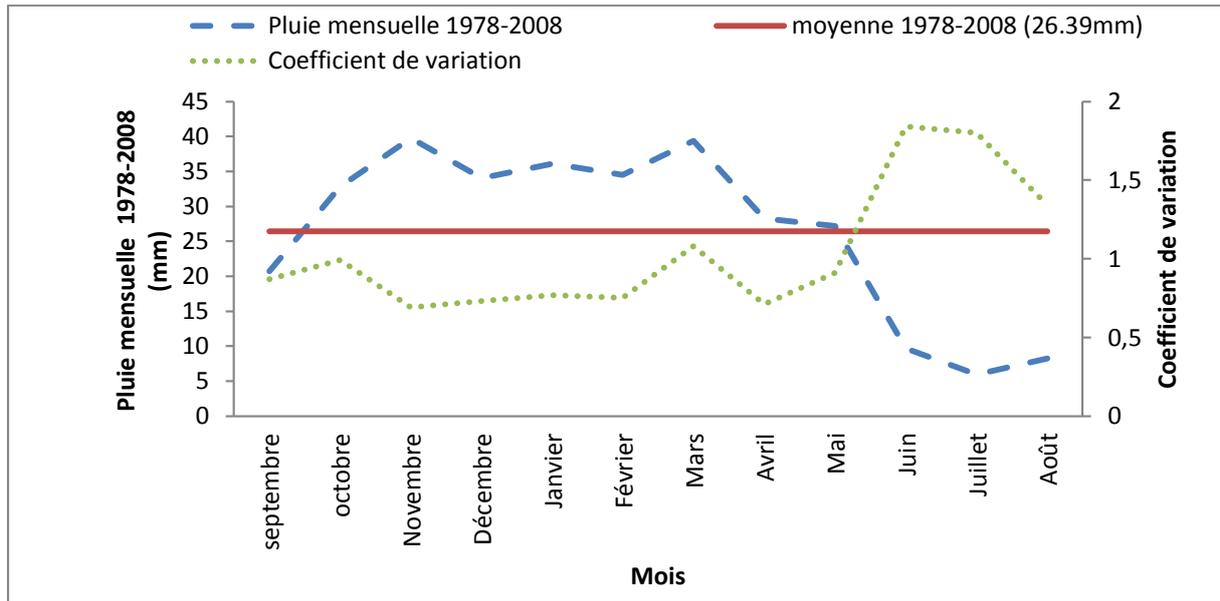
Pour les trois séries pluviométriques, les moyennes mensuelles et les coefficients de variation ont été illustrés dans la figure 5. 10. Dans notre aire d'étude, les mois d'été (juin, juillet et août) caractérisés par une indigence pluviométrique et par des pluies diluviennes se produisent essentiellement à la fin du printemps (mars et avril) et à la fin d'été.

Pour la période de septembre à mai, Le mois le plus pluvieux est toujours le mois de novembre pour la station de Telagh (34.33mm), Merine (39.77mm) et mars (40.05mm) pour la station de Sid Ahmed. Cette période contribue pour plus de 90% aux précipitations annuelles et elle est définie comme la période humide. Le mois de septembre et le mois de mai enregistrent des précipitations moyennes mensuelles au dessous de la moyenne

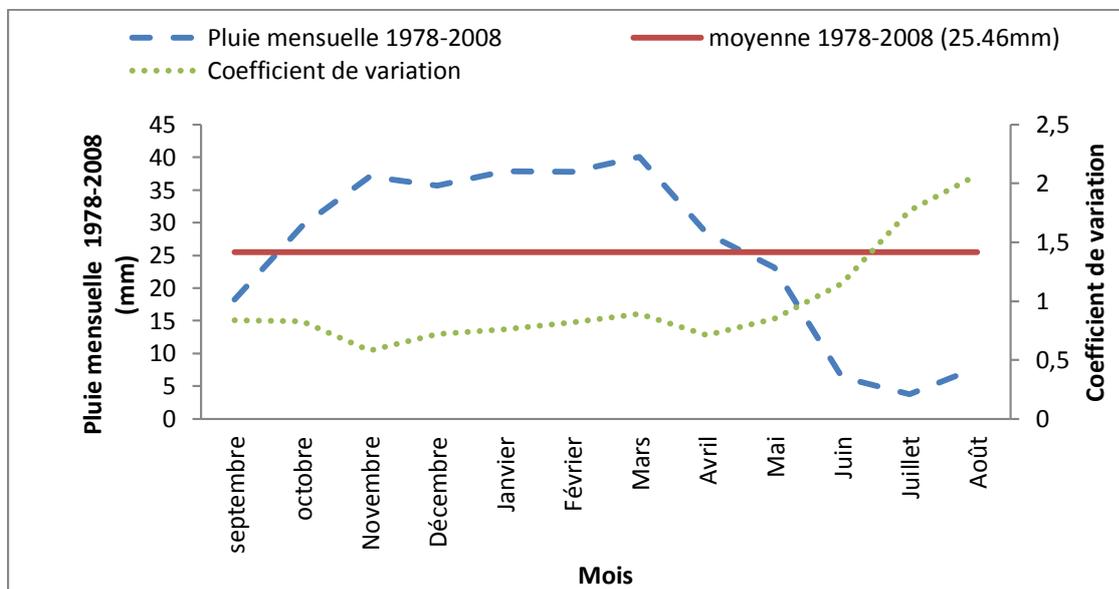
(Fig 5.10)



a) Telagh



b) Merine



c) Sid Ahmed

Figure 5.10: Pluviométrie moyenne mensuelle dans le bassin d'oued Louza

a) Telagh, b) Merine, c) Sid Ahmed.

Selon la figure 5.11, nous constatons l'existence d'un léger écart entre les maximums en hiver et les maximums en automne et en printemps notamment pour la station de Merine et Sid Ahmed. Le minimum est enregistré en été.

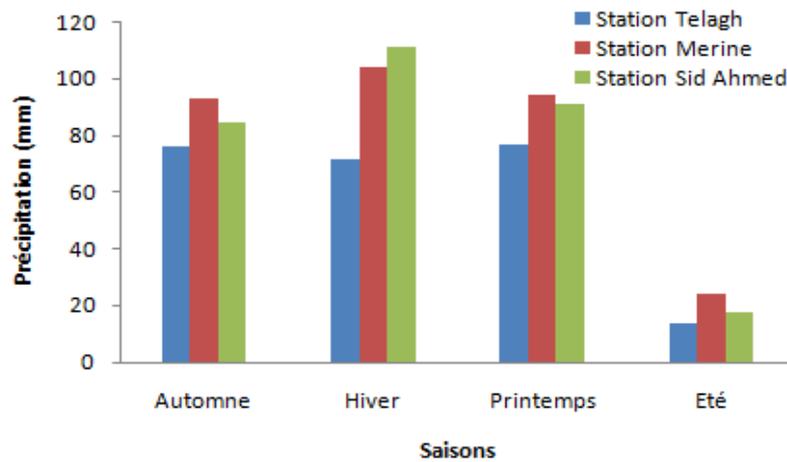


Figure 5.11: Variation saisonnières des précipitations aux stations Telagh, Merine et Sid Ahmed

Dans l'intention de mieux caractériser les effets de la récession pluviométrique à l'échelle mensuelle dans le bassin versant, nous avons calculé le Coefficient Mensuel des Précipitations (CMP) qui est le rapport des valeurs mensuelles sur la moyenne de la chronique (El-Ghachi *et al.*, 2011).

Le tableau 5.15 et la figure 5.12, nous permettent de faire une comparaison entre les coefficients pluviométriques mensuels. En effet, nous constatons que la contribution des différents mois au total annuel a significativement progressé entre la période humide et la période sèche. Pour la station de Merine et la station de Sid Ahmed, le coefficient pluviométrique mensuel a la même allure, tandis que pour la station de Telagh, il oscille entre un maximum en novembre et avril (CMP >0.12) et un minimum en décembre (0.09) durant la période la plus arrosée.

Tableau 5.15: Valeurs du coefficient mensuel des précipitations des trois stations Telagh , Merine et Sid Ahmed (1978/1979-2008/2009)

	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aut
station	Telagh											
Moyenne P (mm)	15.39	26.65	34.33	20.85	27.25	23.34	27.43	31.15	18.15	4.97	3.17	5.57
CMP	0.06	0.11	0.14	0.09	0.11	0.10	0.12	0.13	0.08	0.02	0.01	0.02
station	Merine											
Moyenne P (mm)	20.74	32.84	39.77	34.05	36.07	34.49	39.38	28.27	27.17	9.68	5.94	8.26
Coeff de variation	0.07	0.10	0.13	0.11	0.11	0.11	0.12	0.09	0.09	0.03	0.02	0.03
station	Sid Ahmed											
Moyenne P (mm)	18.25	29.46	37.07	35.69	37.84	37.78	40.05	28.33	23.15	6.34	3.76	7.82
Coeff de variation	0.06	0.10	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.09	0.08	0.02	0.01	0.03

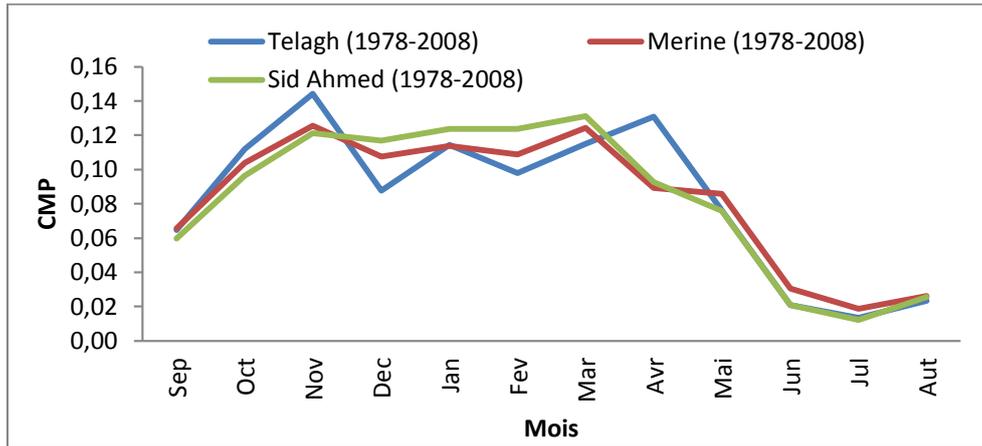


Figure 5.12: Coefficient mensuel des précipitations des trois stations Telagh , Merine et Sid Ahmed (1978/1979-2008/2009)

5.2.5.3. Analyse des régimes pluviométriques saisonniers par les tests de rupture

D'après une étude comparative des tests de stationnarité (Ondo, 2002) et une étude sur la puissance de la robustesse des tests de rupture (Lubèse-Niel et *al.*, 1998), pour les tests paramétriques, le test de t de Student est le plus efficace, le test de Pettit n'ayant pas la même puissance selon la caractéristique statistique affectée par une rupture, seule une rupture sur la moyenne peut être raisonnablement estimée. Pour les ruptures sur la moyenne d'amplitude même modérée le test de Buishant se montre relativement puissant. Le test de Lee et Heghinian est assimilé à une démarche de prise de décision qui en l'occurrence consiste à déclarer la série stationnaire ou non par analyse de la densité de probabilité à posteriori de la position du point de rupture.

La segmentation d'Hubert fait introduire le test de Scheffé sous-entend implicitement la normalité de la série chronologique.

Pour faire la comparaison entre les séries chronologiques de totaux pluviométriques des saisons humides et sèches sur la période 1978/1979-2008/2009, nous avons utilisé ces cinq tests de rupture au seuil de 95%.

Sur l'ensemble des trois stations, pour les saisons humides, le test de t de Student révèle la présence d'un point de changement qui est l'année 2007 pour Telagh et Merine et l'année 2000 pour Sid Ahmed, confirmant les mêmes ruptures constatées sur les séries pluviométriques annuelles. Le même test pour les saisons sèches, indique que le changement a lieu aux alentours de l'année 1997 stations Telagh et Sid Ahmed contrairement à Merine le point de rupture est en 1986 (tableau 5.16).

Tableau 5.16: Ruptures dans les chroniques des pluies à l'échelle saisonnière selon le test de t de Student pour les trois stations sélectionnées

Station	Saison	Première année du changement	t de student	Taille des échantillons		Moyenne		Ecart type	
				N1	N2	X1	X2	S1	S2
Telagh	Humide	2007	1.928	N1 =29	N2=2	X1=216.9	X2=334.7	S1=81.4	S2=72.3
	Sèche	1997	1.817	N1 =19	N2=12	X1=16.9	X2=8.2	S1=14.4	S2=6.8
Merine	Humide	2007	2.511	N1 =29	N2=2	X1=283.9	X2=422.3	S1=72.8	S2=74.6
	Sèche	1986	1.532	N1 =8	N2=23	X1=12.6	X2=27.8	S1=6.7	S2=26.9
Sid Ahmed	Humide	2000	2.195	N1 =22	N2=9	X1=268.6	X2=334.0	S1=71.1	S2=76.76
	Sèche	1998	1.608	N1 =10	N2=21	X1=9.3	X2=22	S1=7.4	S2=23.8

Les tests de Lee et Heghinian et Hubert (tableau 5.17) indiquent les dates d'occurrence de la rupture dans les chroniques des saisons humides et sèches. Les ruptures sont localisées en 2007 pour les saisons humides avec une augmentation des précipitations qui atteint les 57%. Cet accroissement des pluies est dû aux fortes pluies d'automne et d'hiver des années hydrologiques 2007/2008 et 2008/2009 enregistrées sur la zone ouest. Pour les saisons sèches, les dates de rupture varient selon la station : Telagh (1997), Merine (1986) et Sid Ahmed (1998).

Tableau 5.17 : Ruptures dans les chroniques des pluies à l'échelle saisonnière selon le test de Lee et Heghinian, Buishand, Pettit et Hubert

Station	Saison humide	Buishand	Pettitt	Lee et Heghinian	Hubert		
					Début	Fin	Moyenne
Telagh	humide	/	/	2007	/	/	/
	Sèche	/	/	1996	/	/	/
Merine	humide	/	/	2007	1978	2007	285.98
		/	/		2008	2008	496.90
	Sèche	/	/	2002	/	/	/
Sid Ahmed	humide	/	/	2007	/	/	/
	Sèche	/	/	1984	/	/	/

Comme indiqué ci-dessus les saisons humides contribuent à 90% aux précipitations annuelles, la tendance à l'augmentation des pluies des saisons humides, apparaît comme un phénomène régional qui indique un changement dans le profil des précipitations annuelles et saisonnières. Une baisse pluviométrique enregistrée dès la moitié des années 70, est justifiée par l'évolution de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) (Cassou, 2004; Combourieu-Neboul *et al.*, 2009). Plusieurs études sont menées par différents auteurs (Khaldi, 2005; Meddi et Meddi, 2009 ; Meddi *et al.*, 2010) ont montré l'existence d'une corrélation significative entre la NAO et la pluviométrie annuelle. En 2008, le cycle NAO est entré en transition de la phase positive à la phase négative qui signifie que les vents d'Ouest sont faibles et l'Europe du Nord tombe

sous l'influence de l'anticyclone sibérien avec des hivers froids et secs. Les perturbations s'engouffrent plus au Sud apportant des pluies sur les régions méditerranéennes¹, cette transition du cycle de NAO justifie les ruptures constatées sur les séries pluviométriques saisonnières et annuelles.

5.2.6. Variabilité des écoulements

5.2.6.1. Variabilité des écoulements à l'échelle annuelle

La variabilité des écoulements est étudiée en utilisant les débits moyens annuels.

L'évolution interannuelle des débits moyens annuels (Fig. 5.13), marque la présence de trois périodes : la première entre 1978/1979-1987/1988 ($0.22 \text{ m}^3/\text{s}$), la seconde entre 1987/1988-1996/1997 ($0.07 \text{ m}^3/\text{s}$) et la dernière entre 1997/1998-2007/2008 ($0.09 \text{ m}^3/\text{s}$). Le tableau 5.18, nous permet une meilleure visualisation des tendances en comparant les moyennes par décennie.

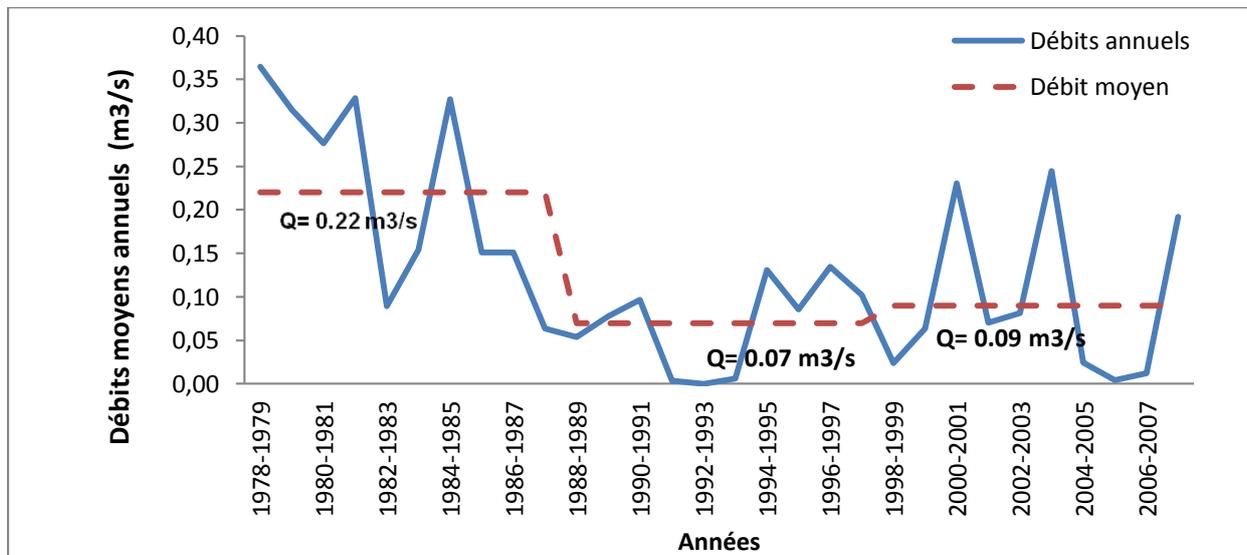


Figure 5.13: Variations des débits moyens annuels sur le bassin versant d'oued Louza

Pour le bassin versant d'oued Louza, si on focalise notre observation sur la période 1978/1979-1987/1988, nous constatons que les écoulements ont été plus importants. Alors qu'une baisse sensible des écoulements a commencé depuis 1987. L'évolution des écoulements montre une succession d'épisodes relativement humides (1978/1979-1987/1988) et secs (1988/1989-1997/1998, 1998/1999-2007/2008). La baisse relative est de l'ordre de 68 %, soit une diminution de $0.15 \text{ m}^3/\text{s}$ entre 1988/1989-2007/2008. Une légère remontée des écoulements est observée durant la période 1998/1999-2007/2008.

¹<http://www.laterredufutur.com/accueil/loscillation-nord-atlantique-negative-refroidit-leurope/> consulté le 30/11/2016

Tableau 5.18: Ecoulements moyens décennales

Station	Longitude	Latitude	Moyenne en m ³ /s			
			1978/1979-1987/1988	1988/1989-1997/1998	1998/1999-2007/2008	1978/1979-2007/2008
Tenira	0°31'30.6286" O	35°1'1.0492" N	0.22	0.07	0.09	0.13

Les résultats du test de Pettitt, le test des déviations cumulées et le test de Mann-Whitney-Pettitt appliqués à la série des débits moyens annuels (tableau 5.19), sont en concordance avec les tendances décrites au-dessus qui sont caractérisées par une baisse importante des débits (68 %), cette diminution confirme l'amplification du phénomène de sécheresse sur les écoulements et les résultats de Meddi et Hubert (2003) et Ghenim *et al.*, (2010). La rupture a lieu en général autour de l'année 1987, détectable par les tests au seuil de confiance de 95%.

Tableau 5.19: Résultats des tests de détection de rupture (test de Pettitt, test des déviations cumulées et test de Mann-Whitney-Pettitt) appliqués à la série des débits moyens annuels

Nom de Station	Test de Pettitt			
	Année de rupture	Moyenne (m ³ /s)	Taux de variation (%)	N
Tenira	1986	Avant : 0.24	-67%	30
		Après : 0.08		
	Test des déviations cumulées			
	Première année du changement	Q/\sqrt{n}	R/\sqrt{n}	N
	1987	1.673	1.778	30
	Test de Mann-Whitney-Pettitt			
	Première année du changement	$U(t)$	$p(t)$	N
1987	147.00	0.01	30	

5.2.6.2. Variabilité des écoulements à l'échelle saisonnière

De la même façon que les pluies, pour chacune des saisons, les débits moyens sont calculés. Les évolutions des débits moyens saisonniers (automne, hiver, printemps, été) sont relativement stables durant la période sélectionnée notamment pour la saison d'automne et d'hiver. Des fluctuations considérables des débits d'été sont constatées, la plus marquante est celle de l'été 1997. Les débits d'automne (débits de SON) caractérisent une période humide relativement stable avant l'année 1986, varient de façon significative, commencent à baisser depuis 1986 et deviennent nuls durant les périodes 1991-1993, reprennent leurs attitudes dès l'année 1993.

Selon la figure 5.14, avant l'année 1991, la saison humide et la saison sèche ont les mêmes tendances avec une baisse modérée du régime des eaux écoulées de ces deux saisons. Un tarissement total d'oued Louza est détecté entre 1991- 1993. Un pic est enregistré durant l'année hydrologique 1996/1997, qui marque la saison sèche, il est dû aux pluies diluviennes (78.3 mm) tombées successivement pendant 3 jours durant le mois d'août 1997.

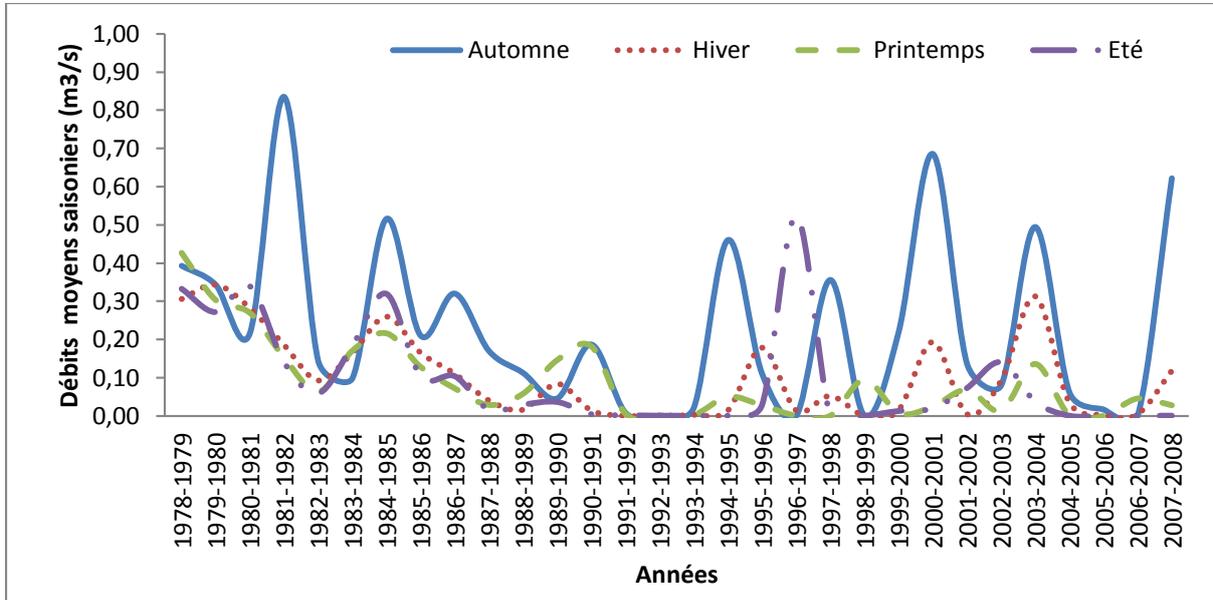


Figure 5.14: Variations des débits moyens saisonniers : Automne, hiver, printemps et été sur le bassin versant d'oued Louza

Les débits de la saison humide ont modérément augmenté et certaines années ont enregistré des écoulements plus importants. Alors que les débits des saisons sèches marqués par une légère augmentation, le déficit est estimé à 57% par rapport à la période avant 1991 (Fig. 5.15).

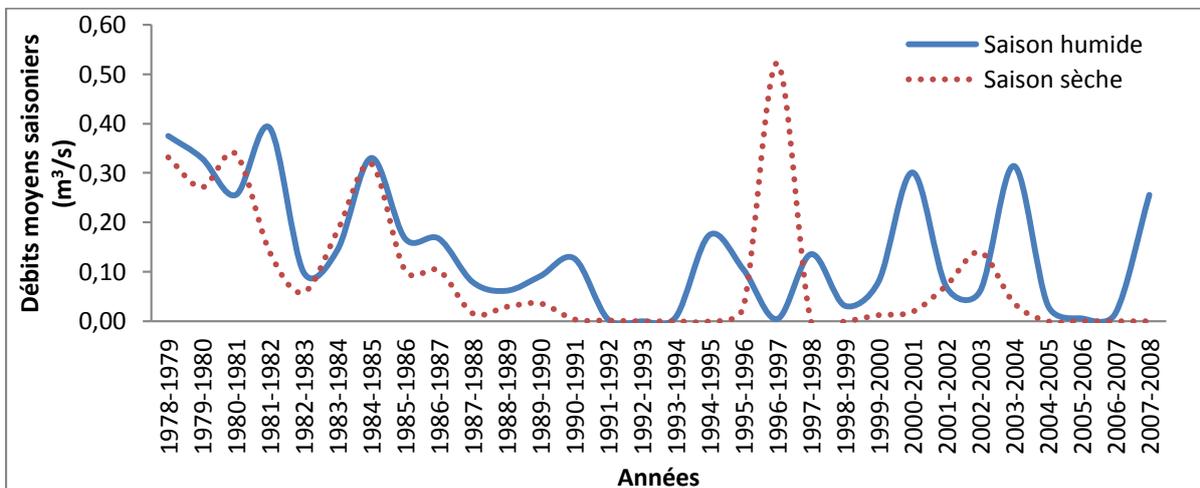


Figure 5.15: Variations des débits moyens des saisons humides et sèches sur le bassin versant d'oued Louza

Pour la détection des ruptures, nous avons utilisé pour toutes les saisons, les tests suivants: Lee et Heghinian, Buishand, Pettitt et Hubert, déviations cumulées et Mann-Whitney-Pettitt. Le tableau 5.20 présente les résultats de ces tests.

Tableau 5.20 : Années de rupture détectées par les tests de rupture appliqués aux séries des débits moyens saisonniers

Saison	Déviations Cumulées	Mann-whitney-Pettitt	Buishand	Pettitt	Lee et Heghinian	Hubert		
						Début	Fin	Moyenne (m ³ /s)
Automne	1986	1987	/	/	/	1978	2007	/
Hiver	1986	1986	/	1986	/	1978 1986	1985 2007	0.22 0.06
Printemps	1990	1990	/	1990	/	1978 1981 1991	1980 1990 2007	0.33 0.12 0.03
Eté	1986	1986	/	1986	/	/	/	/
Saison humide	1986	1986	/	1986	/	1978 1982	1981 2007	0.33 0.11
Saison sèche	1986	1986	/	1986	/	/	/	/

En automne, la rupture est détectée par le test des déviations cumulées et le test de Mann-Whitney-Pettitt, traduite par une baisse d'environ 47 % des débits de la saison. Pour l'hiver, les tests positifs ont affirmé que l'année 1986 est une année de rupture avec une baisse de 71%. Au printemps, la diminution des écoulements est estimée à 82%, suite à une rupture détectée en 1990. Une autre fois les tests de rupture confirment que l'année 1986 est une année de rupture. La réduction des débits saisonniers est d'environ 80% pour la saison d'été. La variabilité saisonnière est caractérisée par une baisse significative au niveau de la station de Tenira. Les test de Pettitt, le test des déviations cumulées et le test de Mann-Whitney-Pettitt appliqués aux chroniques des débits de la saison humide et sèche indiquent une rupture autour de 1986. Le déficit des saisons humides est de l'ordre de 64 % et de 80% pour les saisons sèches.

5.2.7. Variabilité des températures

5.2.7.1. Variabilité annuelle

Dans cette section, les données de température moyennes journalières ont été utilisées. Pour analyser les tendances, nous avons appliqué la tendance par régression linéaire et par la moyenne mobile. Pour la détection de rupture, la procédure de segmentation de Hubert, le test de t de Student et le test des déviations cumulées ont été utilisés..

a) Analyse par régression linéaire

La tendance des températures par régression linéaire montre une augmentation à partir de l'année 2005 (Fig. 5.16). Cette tendance est trop faible ($R^2 = 0.006$).

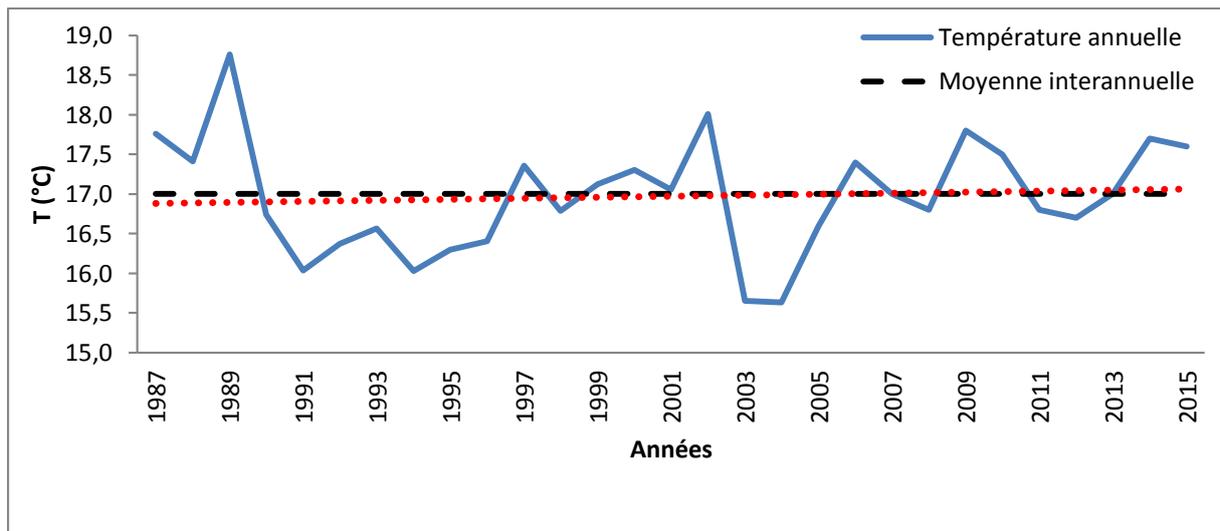


Figure 5.16: Tendence des températures annuelles par régression linéaire (1987-2015)

b) Analyse par moyenne mobile

L'utilisation de cette méthode nous permet d'éliminer les variabilités les moins significatives. Pour une période de 3 ans, nous avons déterminé la moyenne mobile de la série de température (Fig. 5.17).

Une phase décroissante commence à partir de 1989 jusqu'à 1992, caractérisée par un refroidissement d'environ -0.6°C , a été suivie par une période relativement stable des températures entre 1992-1996. Une période de réchauffement de 0.5°C a débuté en 1996 pour atteindre son maximum en 2002, depuis cette année jusqu'au 2005, une baisse de température de (-1.0°C) est observée. Une phase ascendante des températures (0.4°C) apparaît à partir de 2006 et se termine en 2015, contient une légère baisse entre 2011-2013 de (-0.2°C) .

En général, nous constatons de cette analyse des tendances par la moyenne mobile, que la décennie 1987-1996 est caractérisée par un refroidissement. Tandis que, la période 1996-2002

étant la plus chaude avec un réchauffement de 0.5 °C, confirme l'augmentation importante des températures liées aux régimes de temps Nord Atlantique (Salameh, 2008).

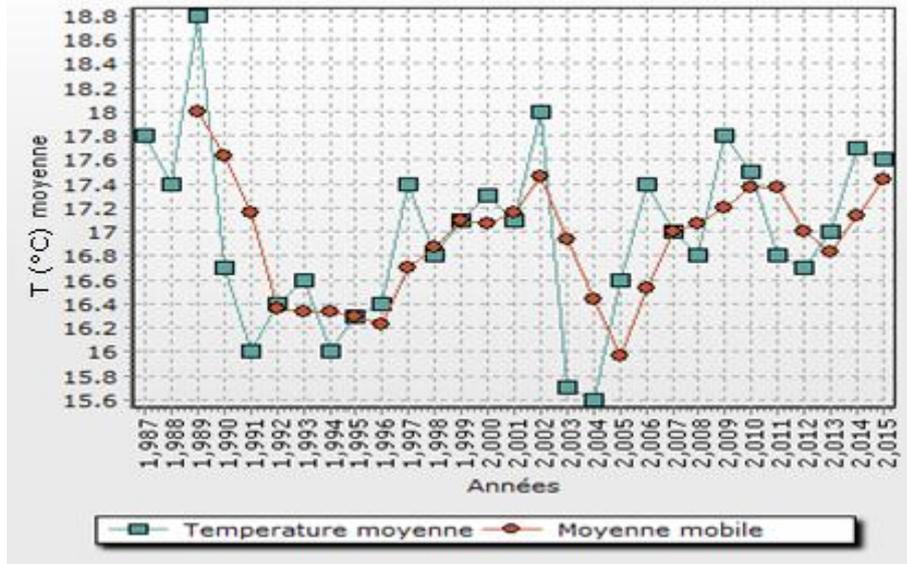


Figure 5.17: Tendence des températures annuelles par la moyenne mobile

c) Détection des ruptures des températures annuelles

Le tableau 5.21 montre les résultats de trois méthodes utilisées pour la détection des ruptures au sein de la série des températures moyennes de 1987 à 2015.

Tableau 5.21: Résultats des tests de détection de rupture au sein de la série des températures moyennes annuelles.

Nom de Station	Test de Hubert				
	Année de rupture	Début	Fin	Moyenne (°C)	Différence (°C)
Barrage Sarno Sidi Bel Abbes	1989	1987	1989	18	-1.2
		1990	2015	16.8	
	Test des déviations cumulées				
	Première année du changement	Q/\sqrt{n}	R/\sqrt{n}	N	
	1990	0.788	1.440	29	
	Test de t de Student				
	Première année du changement	t de Student		N	
	1990	2.913		30	

Selon la segmentation d'Hubert, les températures moyennes annuelles indiquent une période chaude avant 1989 suivi d'un refroidissement de -1.2 °C durant la période 1989-2015. Selon le test de t de Student et celui des déviations cumulées, l'année 1990 est considérée comme le premier point de changement des tendances des températures moyennes annuelles.

En conclusion, Les trois tests appliqués affirment la présence d'une rupture autour de l'année 1989, caractérisée par un refroidissement d'environ -1.2°C .

5.2.7.2. Variabilité mensuelle

Par l'utilisation de logiciel khronostat, nous avons soumis les séries des températures mensuelles aux tests de rupture d'homogénéité, pour cibler les mois ou les saisons qui influent plus sur la variation interannuelle des températures.

Tableau 5.22: Détection de rupture au sein de la série des températures mensuelles.

Mois	Test de Lee et Heginian	Test de Pettitt		Test de Hubert			
	Année de rupture	Année de rupture	Différence ($^{\circ}\text{C}$)	Début	Fin	Moyenne ($^{\circ}\text{C}$)	Différence ($^{\circ}\text{C}$)
Septembre	/	/	/	1987 1993 1997	1992 1996 2015	24.1 19.6 22.5	-4.5 +2.9
Octobre	2012	/	/	/	/	/	/
Novembre	1989	/	/	1987 1990	1989 2015	16.3 12.8	-3.5
Décembre	1987	/	/	/	/	/	/
Janvier	2014	/	/	/	/	/	/
Février	1989	/	/	/	/	/	/
Mars	1989	/	/	1987 1989 1990	1988 1989 2015	13.2 18.2 12.2	+5 -6
Avril	2012	/	/	/	/	/	/
Mai	1987	/	/	/	/	/	/
Juin	1996	1996	+1.5	1987 1997	1996 2015	21.5 23.0	+1.5
Juillet	2004	/	/	/	/	/	/
Août	2008	/	/	/	/	/	/

Selon le tableau 5.22, nous constatons que :

- Le mois de novembre, février et mars ont des dates de rupture très significatives, coïncident avec la date de rupture des températures moyennes annuelles,
- Excepté le mois de septembre, tous les mois indiquent la présence d'une rupture par le test de Lee et Heginian,
- La procédure de segmentation de Hubert indique la présence en saisons humides (automne, printemps) des ruptures aux mois de septembre, novembre et mars,
- Le mois de septembre passe d'abord par une diminution de température d'environ -4.5°C durant la période 1987-1996 avant de marquer une période d'augmentation de 2.9°C ,
- Les mois de novembre et mars indiquent respectivement un refroidissement à partir de 1990, d'environ -3.5°C et -6°C , durant la période 1987-1989, une augmentation de 5°C est enregistrée pour le mois de mars ;

- En saison sèche, le mois de juin marque une rupture, Le test de Pettitt est en concordance avec les autres tests et enregistre une augmentation de température de 1.5°C à partir de 1996.

5.2.8. Evolution du régime pluviométrique et hydrométrique du bassin versant d'oued Louza par les indices *SPI*, *EDI* et *SRI*.

Dans cette partie, nous proposons de caractériser les fluctuations du régime pluviométrique et hydrologique en déterminant les périodes sèche et humide du bassin versant d'oued Louza. Nous avons calculé les indices météorologiques (*SPI* et *EDI*) et l'indice hydrologique (*SRI*) aux différents pas du temps (1,3, 9 et 12 mois) pour toutes les stations (Telagh, Merine et Sid Ahmed).

Ces trois approches ont été appliquées pour apprécier la sécheresse, l'indice *SPI* et *EDI* nous permettent de suivre la progression de la sécheresse météorologique tandis que le *SRI* pour la sécheresse hydrologique. Aussi, le déficit pluviométrique et hydrologique à l'échelle mensuelle et annuelle, les grandes tendances, l'ampleur de la sécheresse et l'intensité ont été évalués en utilisant ces indices.

La méthodologie visée dans cette section consiste à établir une comparaison entre les deux indices météorologiques *SPI* et *EDI* pour mieux caractériser la variabilité climatique (sécheresse) dans le bassin versant d'oued Louza et son impact sur les écoulements par l'application de l'indice *SRI*.

5.2.8.1. Analyse de corrélation entre *SPI* et *EDI*

Le coefficient de corrélation de Pearson et les régressions linéaires entre les valeurs mensuelles du *SPI* par rapport à l'*EDI* ont été calculés pour les trois stations. Les résultats montrent que la valeur maximale de (*r*) entre les *SPI* et les *EDI* a été obtenue pour un pas de temps de 9 mois montrant une bonne corrélation au terme de cette échelle et la valeur minimale au pas du temps de 1 mois (tableau 5.23). Pour toutes les stations, le coefficient de corrélation (*r*) est supérieur à 0,73 aux échelles 3, 6 et 12 mois.

La figure 5.18 exprime bien les tendances et les corrélations entre les indices *SPI* et *EDI* pour la station de Telagh. Le diagramme de corrélation pour *SPI1* et *EDI1* est plus dispersé que pour *SPI9* et *EDI9*.

Tableau 5.23 : Coefficient de corrélation (r) entre les indices SPI et les EDI à différentes échelles de temps.

Echelle de temps	Station	Coefficient de corrélation (r)
SPI 1 vs EDI1	Telagh	0.61
	Sid Ahmed	0.64
	Merine	0.61
SPI 3 vs EDI3	Telagh	0.78
	Sid Ahmed	0.85
	Merine	0.81
SPI 6 vs EDI6	Telagh	0.85
	Sid Ahmed	0.85
	Merine	0.84
SPI 9 vs EDI9	Telagh	0.88
	Sid Ahmed	0.84
	Merine	0.84
SPI 12 vs EDI12	Telagh	0.78
	Sid Ahmed	0.73
	Merine	0.74

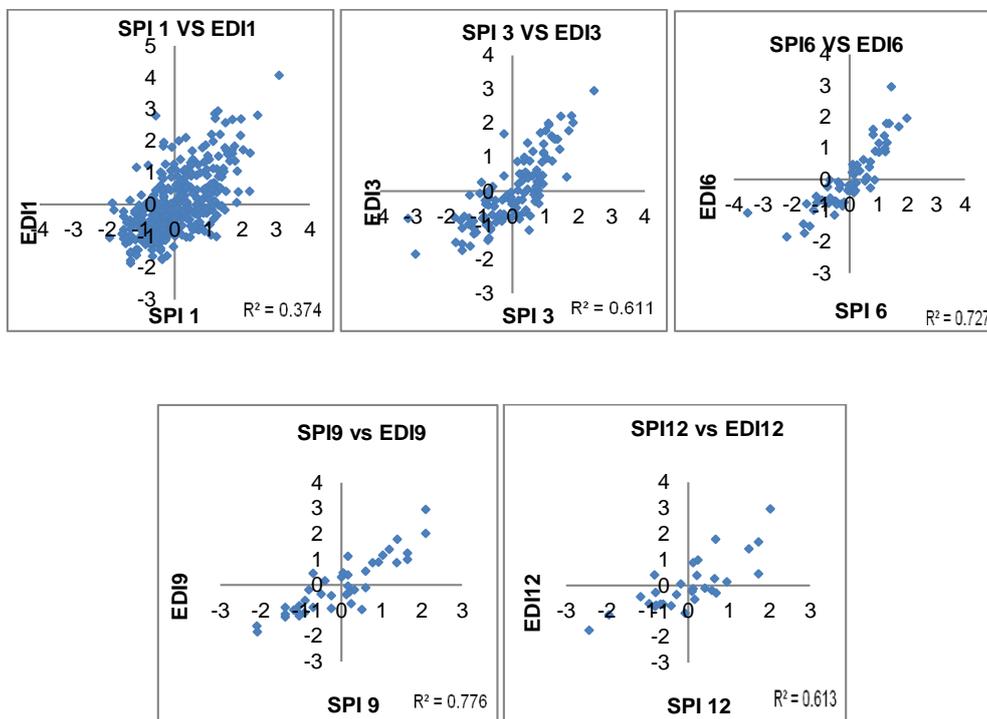


Figure 5.18: Diagramme de dispersion des SPI et des EDI pour la station Telagh

5.2.8.2.Évaluation des caractéristiques de la sécheresse

a) La Sécheresse météorologique

La sécheresse se caractérise par sa sévérité et sa durée. Les mois de sécheresse sont identifiés à l'aide des indices SPI et EDI durant la période d'étude dans le bassin de l'oued Louza.

- Pour la sécheresse à court terme

Les résultats indiquent que la station de Merine présente le nombre maximum de mois de sécheresse, 51 et 63 mois respectivement pour $SPI1^1$ et $SPI3$. Toutefois, les résultats de l' EDI montrent que la station de Sid Ahmed est celle qui présente le plus grand nombre de mois de sécheresse. Le nombre de mois de sécheresse croît avec l'augmentation de l'intervalle de temps pour SPI , mais diminue pour l' EDI (tableau 5.24).

Tableau 5.24 : Suivi de la sécheresse à court terme par les indices SPI et EDI pour le bassin versant de l'oued Louza

Station	$SPI 1/EDI1$			$SPI 3/EDI3$		
	Nombre des mois de sécheresse	Nombre des événements de sécheresse	La durée maximum de la sécheresse (mois)	Nombre de mois de sécheresse	Nombre des événements de sécheresse	La durée maximum de la sécheresse (mois)
Telagh	35/41	26/12	03 /09	51/42	13/08	12 /12
Sid Ahmed	38/ 59	31/15	03 / 11	60/57	16/10	09/12
Merine	51/44	35/18	04 /08	63/48	17/11	09/09

L'analyse indique que la durée maximale d'un événement de sécheresse varie pour chaque station. Dans la zone de Sid Ahmed, la durée maximale de sécheresse est détectée par les $EDI1^2$, pour le pas de temps de 1 mois. Cette station a connu un épisode de sécheresse modérée, qui a commencé en avril-1988 et terminé en février-1989, toutefois, les $SPI1$ ont indiqué que le mois de décembre 1988 était le mois de sécheresse extrême avec une valeur SPI (-2,43), suivie, par une durée de sécheresse de 9 mois détectée dans la station de Merine qui a débuté en décembre 1999. Les mois de novembre 1981 et mars 1997 ont été identifiés comme les mois de sécheresse les plus sévères par tous les indices dans toutes les stations au cours de la période de 31 ans (Fig. 5.19).

Pour un pas de temps de 1 mois, on peut voir 10-14% du nombre total de mois avec un $SP < -1$ et 11-17% avec un $EDI < -1$ et appartiennent à des classes de sécheresse modérée, sévère ou extrême.

La succession des mois secs varie d'un mois au minimum à 11 mois au maximum. Des prévisions moins précises sont le résultat de la sensibilité du $SPI1$ à la variation des précipitations d'un mois à l'autre.

¹ $SPI1$: SPI calculé pour le pas de temps de 1 mois

² $EDI1$: EDI calculé pour le pas de temps de 1 mois

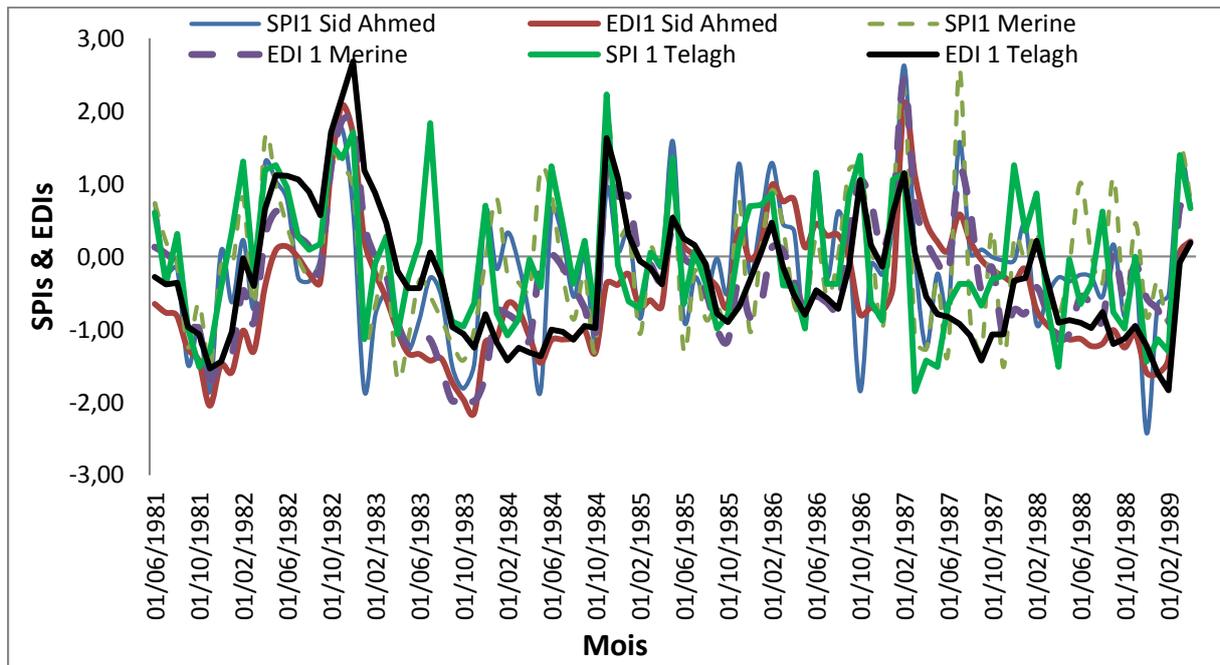


Figure 5.19: Comparaison des SPI1 et EDI1 pour les stations Telagh, Merine et Sid Ahmed avec une période d'un mois entre 1981 et 1989.

Les $SPI3^1$ et les $EDI3^2$ ont indiqué presque les mêmes événements et ont combiné des sécheresses modérées et sévères, entre mai 1983 et novembre 1983 dans les stations Telagh, Merine et Sid Ahmed (Fig. 5.20). La durée maximale de la sécheresse était de 12 mois continus, détectée à l'aide de $SPI3$, qui a commencé en décembre 1982 et est dissipée en novembre 1983 dans la station de Sid Ahmed.

En outre, la période (septembre 1981 à novembre 1981) a été déterminée par les deux indices comme une période de sécheresse extrême dans toutes les stations. Les $SPI3$ ont révélé l'événement de sécheresse extrême avec la valeur SPI de -2.82 à Sid Ahmed, -3.16 à Telagh et -2.35 à Merine. Les EDI caractérisent la sécheresse extrême juste dans la station de Sid Ahmed avec la valeur de -2.15. Dans toutes les stations, les $SPI3$ et $EDI3$ ont confirmé le caractère humide de la période entre Décembre 1995 à Décembre 1996.

La différence entre SPI et EDI au pas du temps de 1 mois et 3 mois s'exprime par le fait que EDI peut détecter une succession de périodes (sécheresse ou humide) par contre le SPI surestime l'intensité de l'événement (sécheresse ou humidité).

¹ $SPI3$: SPI calculé pour le pas de temps de 3 mois

² $EDI3$: EDI calculé pour le pas de temps de 3 mois

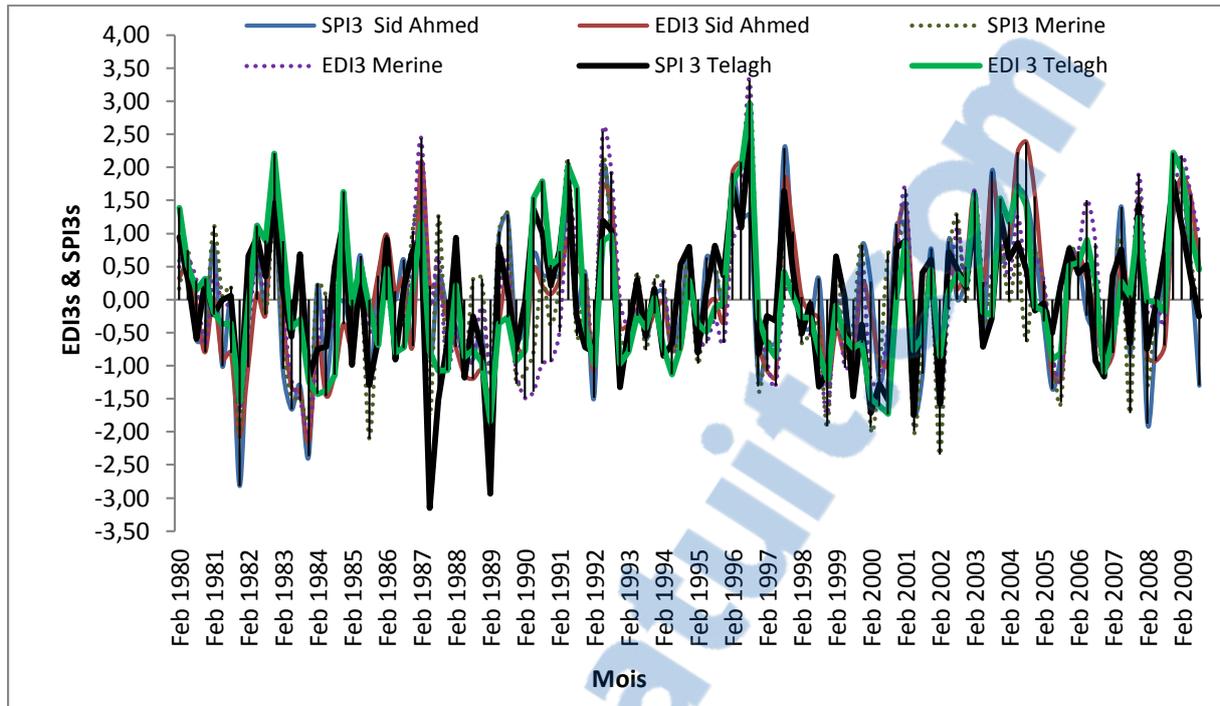


Figure 5.20: Comparaison des *SPI3* et *EDI3* pour la station Telagh, Merine et Sid Ahmed pour un pas du temps de 3 mois.

- Pour la sécheresse à moyen et long terme

Les *SPI9*¹ et *EDI9*² ont continué de définir la combinaison d'une période de sécheresses égales et d'une intensité presque similaire figure (5.21 a), figure (5.21 b) et figure (5.21 c).

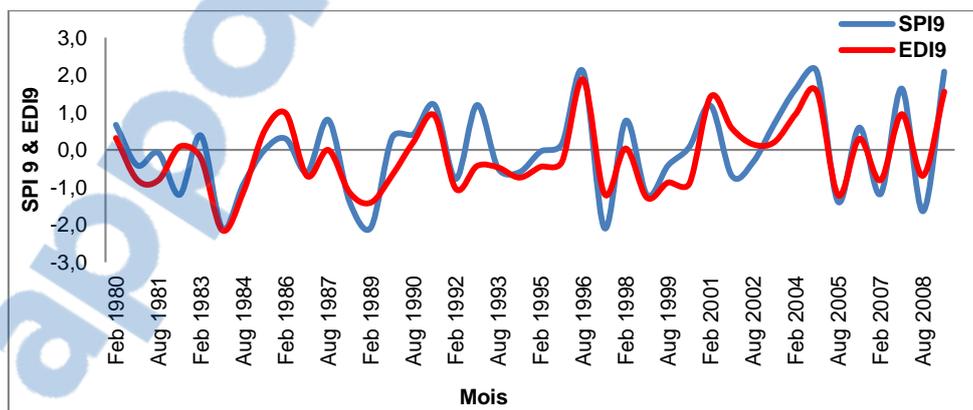


Figure 5.21a: Comparaison des valeurs de *SPI9* et *EDI9* pour la station de Sid Ahmed au pas du temps de 9 mois.

¹ *SPI9* : *SPI* calculé pour le pas de temps de 9 mois

² *EDI9* : *EDI* calculé pour le pas de temps de 9 mois

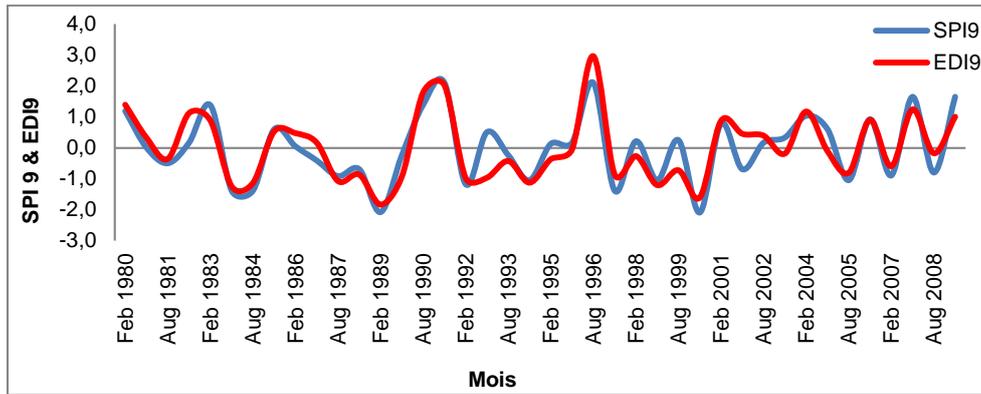


Figure 5.21b: Comparaison des valeurs de *SPI9* et *EDI9* pour la station de Telagh au pas du temps de 9 mois.

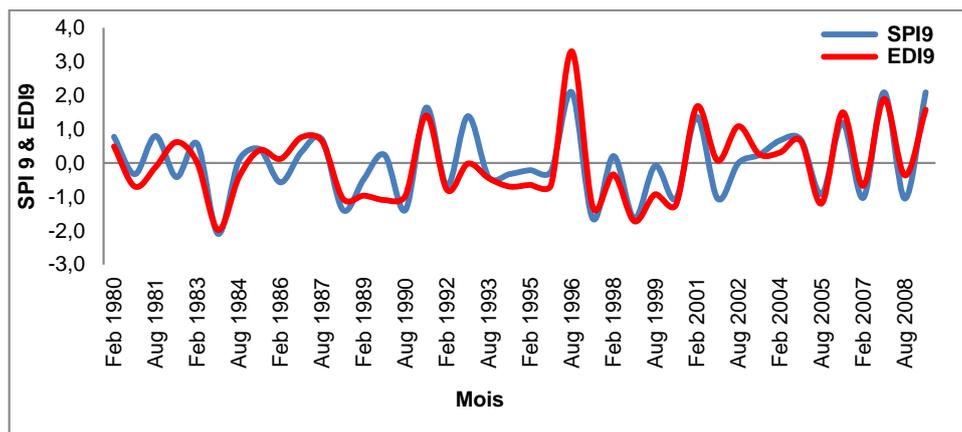


Figure 5.21c: Comparaison des valeurs de *SPI9* et *EDI9* pour la station de Merine au pas du temps de 9 mois.

Dans la station de Sid Ahmed et Telagh, la durée maximale de la sécheresse de 18 mois, est identifiée de mars 1983 jusqu'à la fin d'août 1984 (tableau 5.25).

Tableau 5.25: Suivi de la sécheresse au moyen et long terme par les indices *SPI* et *EDI* pour le bassin versant de l'oued Louza.

Station	<i>SPI 9/EDI9</i>			<i>SPI 12/EDI12</i>		
	Nombre des mois de sécheresse	Nombre des événements de sécheresse	Durée maximum de la sécheresse (mois)	Nombre des mois de sécheresse	Nombre des événements de sécheresse	Durée maximum de la sécheresse (mois)
Telagh	81/63	09/07	18/18	36/36	03/03	12/12
Sid Ahmed	81/72	09/08	18/18	60/60	05/05	12/24
Merine	81/63	09/07	09/09	60/24	05/02	12/12

La meilleure corrélation a été obtenue entre les *SPI9* et les *EDI9*, confirmée par le coefficient de corrélation de Pearson. Pour l'échelle de temps de 9 mois, on peut voir 20-23% du nombre total de mois avec $SPI < -1$ et 16-20% avec $EDI < -1$.

Dans le bassin d'étude, des événements de sécheresse extrême sont identifiés pour différentes stations. À Sid Ahmed, Telagh et Merine la valeur de *SPI* atteint la valeur -2.10, et la valeur de l'*EDI* -2.15 à Sid Ahmed. Le pas du temps de 9 mois est l'échelle la plus appropriée pour fournir des estimations raisonnables de la sévérité de la sécheresse et pour capturer les anomalies de l'humidité du sol (Paulo *et al.*, 2012; Champagne *et al.*, 2015; Jain *et al.*, 2015). Dans les périodes de 12 mois, les sécheresses modérées ont été déterminées, par *SPI*: 4, 1 et 3 fois, par *EDI*: 5, 2 et 1 fois, dans la station de Sid Ahmed, Telagh et Merine respectivement. Pour chaque station, la sécheresse sévère est identifiée une fois par *SPI*, alors que, cette intensité de sécheresse est détectée une fois à Telagh et Merine par l'*EDI*. Durant la période entre 1982 et 2005, la valeur maximale obtenue de la sécheresse extrême -2.44 (2000) est constatée dans la région de Telagh (Fig. 5.22),.

L'intensité de la sécheresse augmente spatialement dans la zone d'étude, de la région de Sid Ahmed (Nord) à la région de Telagh (Sud) confirmant les conclusions de Ghenim et Megnounif (2013) sur le Nord de l'Algérie. Pour l'échelle de 12 mois, les *EDI12* et les *SPI12* ont indiqué que l'année 1984 est la plus sèche. Pour l'échelle de temps 9 mois et 12 mois, *SPI* et *EDI* montrent des caractéristiques presque identiques: fréquence et intensité (cas : sécheresse ou humide).

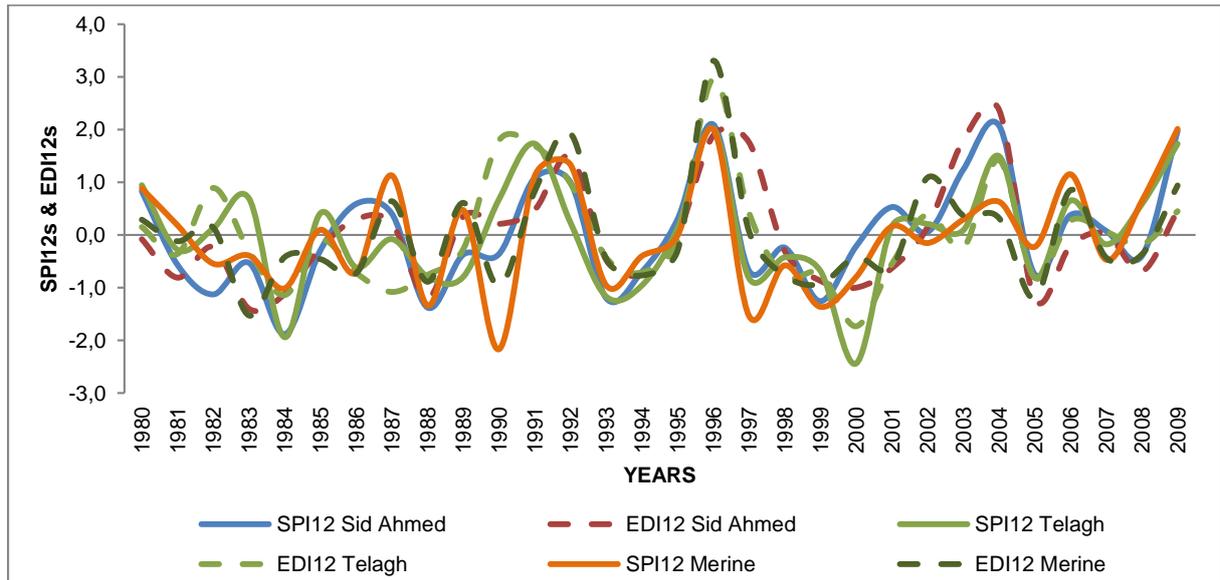


Figure 5.22 : Les valeurs de *SPI12* et *EDI12* pour les stations sélectionnées au pas du temps de 12 mois.

b) La Sécheresse hydrologique

Pendant la période étudiée, aucune sécheresse hydrologique n'est enregistrée au pas du temps mensuel. La station Merine montre la meilleure corrélation ($r = 0,33$), suivie par Sid Ahmed ($r = 0,31$).

Pour la période de 3 mois, le bassin versant de l'oued Louza s'est confronté à une durée maximale de sécheresse hydrologique modérée qui a commencé en octobre 1992 et s'est achevée en mai 1993. Cet événement est précédé de sécheresses météorologiques extrêmes. La corrélation est meilleure entre le *SPI* et le *SRI* calculé au pas du temps de 9 mois. Le coefficient de corrélation (r) varie entre (0,27 et 0,35), sa valeur la plus élevée est constatée dans la station de Sid Ahmed et Merine. Le *SPI12* est mal corrélé avec le *SRI12*, Le coefficient (r) est inférieur à 0,29 dans toutes les stations.

L'analyse de la sécheresse hydrologique a été effectuée à l'aide de l'indice *SRI* (Fig. 5.23), les valeurs de *SRI* pour les pas de temps 1,3,9 et 12 mois, calculées à partir du ruissellement observé à la station de Tenira, nous ont permis d'identifier clairement la sécheresse hydrologique sévère dont l'intensité augmente avec le pas de temps. La sécheresse hydrologique modérée est observée à l'échelle de temps de 3 mois. Les sévères et les extrêmes sécheresses sont identifiées à 9 et 12 mois. L'année 1993 est décrite comme la plus sèche pour tous les pas de temps.

La figure 5.24 montre que les sécheresses extrêmes identifiées par les indices météorologiques au cours des années 1984 et celles modérées en 1988, ont une grande influence sur la diminution des ressources en eau. En effet, elles ont engendré une sécheresse hydrologique extrême pendant l'année 1993, une sécheresse sévère en 1992 et des sécheresses modérées en 1994, 2006 et 2007 au bassin versant d'oued Louza. Les sécheresses hydrologiques habituellement sont les conséquences des sécheresses météorologiques, peuvent durer très tard après la fin de celles-ci. Après 1975, les déficits pluviométriques ont eu un impact direct sur le ruissellement de surface (Meddi *et al.* 2013).

Les propriétés du bassin versant et du climat sont des facteurs importants pour déterminer la relation entre les indices de sécheresse météorologique et hydrologique. La diminution du ruissellement superficiel est le résultat du déficit pluviométrique au pas du temps annuel et de l'augmentation de la température de l'air. L'ampleur du déficit pluviométrique a fortement atténué les stockages du bassin versant.

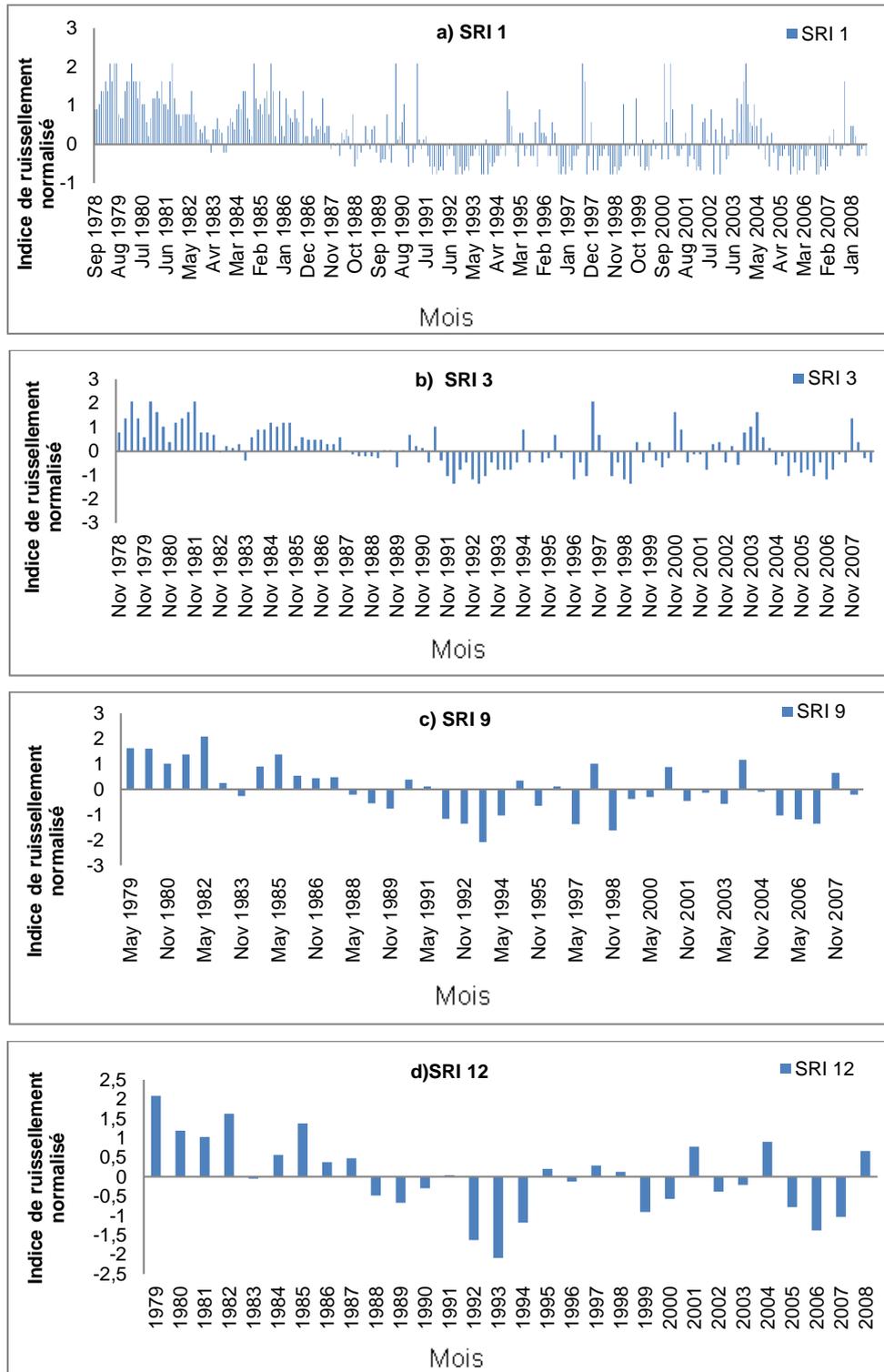


Figure 5.23: Valeurs de *SRI* calculées pour les ruissellements observés dans le bassin de l'oued Louza aux différents pas de temps : a) *SRI* 1, b) *SRI* 3, c) *SRI* 9, d) *SRI* 12.

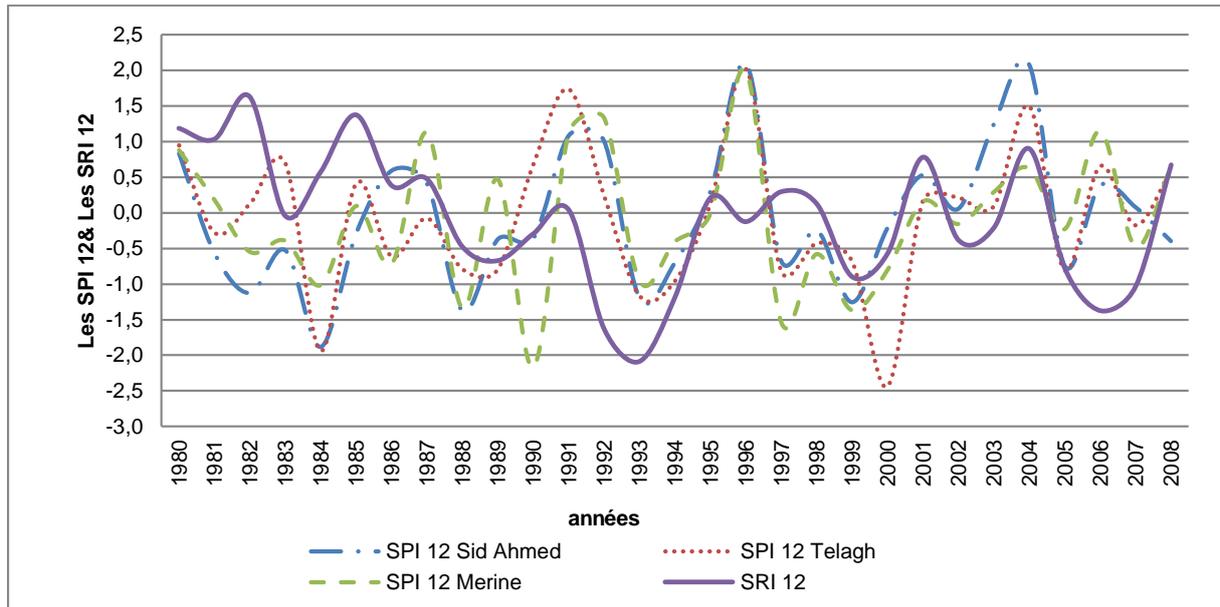


Figure 5.24: Valeurs des *SPI12* et *EDI12* pour les stations sélectionnées au pas du temps de 12 mois.

Conclusion

L'analyse des tendances des variables hydroclimatiques a confirmé la présence d'une variabilité climatique qui est marquée par des fluctuations des précipitations, des écoulements et des températures. Les ruptures identifiées, sur les séries des variables hydroclimatiques à l'échelle annuelle et mensuelle, traduisent un déficit pluviométrique, un déficit d'écoulement et un refroidissement.

- 1- Les résultats de la mise en évidence d'une variabilité climatique, par les différents tests statistiques (test du rapport de vraisemblance de Worsley, le test de t de Student et le test de Lee et Heghinian) appliqués aux séries pluviométriques annuelles des trois stations du bassin versant d'oued Louza, présentent une rupture significative proche de l'année 2007, caractérisée par une tendance de reprise à la hausse des hauteurs pluviométriques, après une période matérialisée par un déficit pluviométrique dès la moitié des années 1970. Le même point de changement est détecté par le test de t de Student, Lee et Heghinian et Hubert pour la période humide (de septembre à mai) révèlent la présence d'une augmentation des précipitations qui atteint les 57%. Cette période contribue pour plus de 90% aux précipitations annuelles.
- 2- Pour le bassin versant d'oued Louza, les écoulements ont été plus importants durant la période 1978/1979-1987/1988. Alors qu'une baisse sensible des écoulements a commencé depuis 1987. Cette année est confirmée comme un point de rupture par le test de Pettitt, le test des déviations cumulées et le test de Mann-Whitney-Pettitt appliqués à la série des débits moyens annuels. Cette rupture est caractérisée par une baisse relative de l'ordre de 68 %, soit une diminution de 0.15 m³/s entre 1988/1989-2007/2008, suivie par une légère remontée des

écoulements durant la période 1998/1999-2007/2008. A l'échelle saisonnière, des fluctuations considérables des débits d'été sont constatées, la plus marquante est celle de l'été 1997. Les tests de rupture ont pu détecter les années de rupture au sein des chroniques des débits saisonniers. Pour la station de Tenira, ces tests ont permis de confirmer la présence d'un point de rupture en 1990 en printemps et en 1986 pour les autres saisons. Cette rupture traduite par une tendance à la baisse, semble importante et significative, varie entre 47 % en automne (minimum) et 82 % en printemps (maximum). Les débits des saisons humides ont modérément augmenté et certaines années ont enregistré des écoulements plus importants. Alors que les débits des saisons sèches sont marqués par une légère augmentation, le déficit est estimé à 57% par rapport à la période qui précède l'année 1991.

- 3- L'analyse des tendances par régression linéaire et par moyenne mobile montre que la décennie 1987-1996 est caractérisée par un refroidissement. Tandis que, la période 1996-2002 étant la plus chaude avec un réchauffement de 0.5 °C, qui confirme l'augmentation importante des températures liées aux régimes de temps Nord Atlantique. Le test de t de Student, la segmentation de Hubert et les déviations cumulées affirment la présence d'une rupture autour de l'année 1989, caractérisée par un refroidissement d'environ -1.2°C. Seulement le mois de novembre, février et mars ont des dates de rupture très significatives. Ces dernières coïncident avec la date de rupture des températures moyenne annuelles.
- 4- Le calcul des indices pluviométriques (*SPI* et *EDI*) et hydrométrique (*SRI*) sur la période d'étude (1978/1979-2007/2008) soit 30 ans d'observations, ont permis d'analyser la variabilité hydropluviométrique, de déterminer les périodes de sécheresse (météorologique et hydrologique) ainsi que le suivi de la sécheresse dans le bassin versant d'oued Louza. Les résultats obtenus montrent :
 - La corrélation entre les valeurs de *SPI9* et *EDI9* est supérieure à 0.84, semblent plus efficace que les autres pas de temps, ceci signifie que cette échelle de temps constitue le meilleur choix pour détecter la sécheresse sévère sur le bassin d'étude,
 - Par rapport à la *SPI*, l'*EDI* s'est révélé être plus sensible aux conditions de sécheresse et peut capturer la situation réelle de la situation de sécheresse dans la zone d'étude,
 - L'*EDI* est un indice efficace, sa puissance provient de l'utilisation des précipitations efficaces pour identifier la sécheresse,
 - Enfin, le bassin versant de l'oued Louza a connu des sécheresses météorologiques sévères sur l'ensemble de son territoire: l'une entre mars 1983 et août 1984 et l'autre entre septembre 1988 et novembre 1989. Cependant, cette sécheresse météorologique a eu une grande influence sur la réduction des ressources en eau et a engendré une sécheresse hydrologique extrême notamment en 1993,

- L'indice *SRI* dépend des conditions initiales de l'hydrologie et de l'état d'humidité de la surface du sol, mais pas seulement des anomalies climatiques, *SPI* décrit les anomalies, mais le *SRI* décrit directement leurs effets,
- L'indice *SPI* a été recommandé pour caractériser les sécheresses météorologiques à travers le monde, pour mieux comprendre les attributs de sécheresse de la zone d'étude, il est recommandé d'intégrer l'*EDI* dans un système de surveillance de la sécheresse, le *SRI* est un complément utile à *SPI* pour détecter la sécheresse hydrologique.

Chapitre 6

Application d'un modèle pluie-débit pour l'identification de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau et le comportement du bassin versant

Nous avons vu, dans le chapitre précédent que le débit du bassin versant présente selon les séquences, des tendances d'augmentation ou de diminution au cours de ces dernières décennies. Ces fluctuations sont fortement liées aux variables climatiques, notamment les précipitations et la température.

L'étude des effets de la variabilité climatique sur les ressources en eau exige la mise en place d'outils qui soient capable de présenter les écoulements. La modélisation pluie-débit est capable de répondre aux questions que pose la dynamique des eaux, indispensable pour de nombreuses applications d'ingénierie et de gestion de la ressource en eau (la prévision des crues et des étiages, la détection des impacts de changements climatiques sur le cycle de l'eau).

Le modèle à utiliser doit donc être capable de quantifier la disponibilité des ressources en eau en fonction des variables hydroclimatiques (Précipitations, température et débit à l'exutoire). Le type, la qualité, le volume des chroniques des données disponibles nécessaires pour le calage et la validation, le choix de la durée de la période d'initialisation et de calage du modèle, les conditions extrêmes mal prises (crues et sécheresses) ce sont des contraintes qui peuvent limiter l'utilisation et la performance des modèles Pluie- débit.

Le modèle à choisir doit être robuste, apte à produire des simulations fiables y compris dans des conditions de fonctionnement (sécheresses, changement climatique) différentes de celles de la période de calibration.

D'un point de vue hydrologique, les chroniques et la qualité des données que nous disposons sur notre zone d'étude, nous motive d'utiliser un modèle conceptuel global qui utilise un nombre minimum de variables hydroclimatiques pour son fonctionnement et donne une représentation idéale du système hydrologique.

Le choix du pas de temps à utiliser est en fonction des objectifs visés dans cette étude. En plus les processus hydrologiques dépendent de l'échelle de temps (Jansson et al, 2003). Pour permettre une meilleure analyse des évolutions liées à des variations climatiques, nous avons décidé d'utiliser dans ce chapitre le modèle **GARDÉNIA** au pas de temps mensuel, pour étudier l'impact de la sécheresse sur les ressources en eau et identifier la non-stationnarité des processus hydrologiques à travers la relation pluie-débit.

6.1. Quelles sont les raisons du choix du modèle conceptuel GARDÉNIA ?

Comme tout modèle hydrologique, le modèle GARDÉNIA (modèle **G**lobal **A** Réservoirs pour la simulation des **D**Ébits et des **N**Iveaux **A**quifères) (Thiéry, 2009 ; 2010a ; 2011 ; 2014 ; 2015a) constitue également une formalisation des connaissances sur le processus intervenant dans le cycle de l'eau. A partir de la séquence des données météorologiques (précipitations, évaporation potentielle), il permet de les associer de façon dynamique, pour mieux comprendre leurs interactions spatiales et temporelles, dans l'objectif d'identifier et caractériser le comportement hydrologique d'un bassin versant.

Au niveau de l'espace : le modèle GARDÉNIA est global à réservoirs, il considère le bassin versant comme un tout. Ce modèle global est conceptuel, c'est-à-dire que ses paramètres ne correspondent pas à des paramètres physiques mesurables et doivent donc être calés, même si leurs équations peuvent être inspirées des lois physiques.

Au niveau des processus : Le modèle GARDÉNIA n'est pas un modèle de type « boîte noire » ou « traitement du signal », c'est un « modèle analogique » qui simule les principaux mécanismes du cycle de l'eau dans un bassin versant (pluie, évapotranspiration, infiltration, écoulement) par des lois physiques simplifiées. Ces derniers correspondent à un écoulement à travers une succession de réservoirs.

Ce type de modèle n'a besoin pour fonctionner que de données continues de précipitations (lames d'eau) et d'évapotranspiration potentielle (ETP).

Au niveau du temps : Le modèle GARDÉNIA a été développé pour des différents pas de temps. Les calculs peuvent être réalisés au pas de temps journalier, décadaire (dix jours) ou mensuel. Il est possible d'utiliser des pas de temps fins au choix de l'utilisateur : par exemple 5 mn ou ½ heure ainsi que de prendre en compte la fonte de la neige.

Particulièrement en France, au cours de leur développement, le modèle GARDÉNIA a été utilisé pour différents bassins (la Somme, la Seine, la Loire) (El Janyani, 2013). Il a été testé sur différents échelles (bassin de la Somme (6550 km²), bassin de Saint-Paër (157 km²), bassin de Gapeau à Hyères (157 km²), bassin de la Durance (2170 km²), bassin de Selle à Plachy (524 km²), bassin de l'Huitrelle à Lhuitre (160 km²)) (Thiéry D. 2013). D'autres équipes de recherche, des agences bureaux d'études ont utilisé ce modèle dans des conditions variées (remontées de nappe, occurrence d'inondations ou de sécheresses).

L'utilisation du modèle Gardénia permet d'analyser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, d'étendre des données de débits et / ou de niveaux. En pratique, il aide au

dimensionnement de différents types d'ouvrages (barrages) ou aménagements (parkings, ouvrages de captage en rivière, microcentrales électriques), etc.

6.2. Modèle GARDÉNIA

6.2.1. Présentation du modèle GARDÉNIA

Son développement a été initié au BRGM à la fin des années 1988 (Roche et Thiéry, 1984) avec des objectifs d'application dans le domaine des ressources en eau. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Thiéry (1991) (GARDENIA V3.2), Thiéry (2003) (GARDENIA V 6.0), Thiéry (2013) (GARDENIA V8.1), Thiéry (2014) (GARDENIA V8.2) et Thiéry (2015a) (GARDENIA V8.3), qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version du modèle utilisé dans le cadre de cette étude est GARDENIA V8.3 (Décembre 2015). Il est possible de télécharger gratuitement GARDÉNIA V8.3 à partir du site (<http://www.brgm.fr/production-scientifique/logiciels-scientifiques/gardenia-logiciel-modelisation-hydrologique>).

Le modèle GARDÉNIA est un modèle analogique, permet de traiter des séries chronologiques de type précipitations, piézométries et débits et simule les relations existantes entre elles.

La modélisation des relations pluie-débit par le modèle GARDÉNIA capable de simuler les principaux mécanismes du cycle de l'eau, il fait intervenir plusieurs paramètres globaux (réserve utile, temps de tarissement, etc) définit pour un bassin versant. Par définition, ces paramètres ne pouvant pas être mesurés, mais doivent être ajustés sur une période d'observation commune des pluies et des débits (ou des niveaux d'aquifère) ou exceptionnellement transposés à partir de la modélisation de bassins versants proches et de caractéristiques similaires.

Cette phase de calage du modèle est réalisée automatiquement par le logiciel sous contrôle de l'utilisateur. Cette méthode semi-automatique utilise un algorithme d'optimisation non-linéaire adapté de la méthode de Rosenbrock (1960).

Lorsqu'à la fois les critères numériques d'ajustement et les graphiques de comparaison visuelle sont satisfaisants, on peut considérer qu'on dispose d'un jeu de paramètres représentatifs du bassin dans la mesure où les valeurs obtenues sont réalistes.

A l'issue du calage, GARDÉNIA permet:

- D'établir un bilan hydrologique sur le bassin en quantifiant les différentes composantes (l'évapotranspiration réelle, ruissellement, infiltration, recharge). Ce bilan peut contribuer à l'évaluation de la recharge naturelle des aquifères,

- De séparer les différentes composantes de l'écoulement, en écoulement lent et écoulement rapide.
- De réaliser une extension des chroniques de débits (niveau piézométrique) pendant une longue période.

6.2.2. Domaines d'application

les différentes applications du modèle GARDENIA sont :

- **Application à l'extension de séries de débits d'un bassin jaugé** : c'est l'application la plus fréquente du modèle GARDENIA par l'utilisation d'une série de pluies plus longue (généralement disponible) pour générer avec le modèle une série correspondante de débits et de niveaux piézométriques,
- **Application à la prévision** : à partir d'une date donnée, il est possible d'effectuer des simulations (cinquantaine de scénarios d'évolution),
- **Exploitation ultérieure de séries de débits** : Les séries de débits générées par un modèle peuvent ensuite être utilisées :
 - pour évaluer les ressources en eau disponibles en cas de sécheresse d'occurrence rare, alimentation en eau potable, irrigation, etc,
 - pour dimensionner des microcentrales ou des barrages-réservoirs par la simulation de la gestion de ceux-ci en temps réel sur une série chronologique ;
 - pour mettre au point un système de gestion de ces équipements (en utilisant les possibilités de prévision pour améliorer les performances de la gestion).

6.2.3. Fonctionnement du modèle

La structure du modèle GARDÉNIA assure un fonctionnement en continu du modèle. Elle représente le cycle de l'eau depuis les précipitations sur un bassin jusqu'au débit à l'exutoire via le niveau aquifère en un point du bassin (Fig 6.1).

Le modèle est composé de trois ou quatre réservoirs superposés qui représentent respectivement :

- les premières dizaines de centimètres du sol dans lesquelles se produit l'évapotranspiration (zone d'influence des racines de la végétation),
- une zone intermédiaire qui produit un écoulement rapide,
- une ou deux zones aquifères qui produisent de l'écoulement lent.

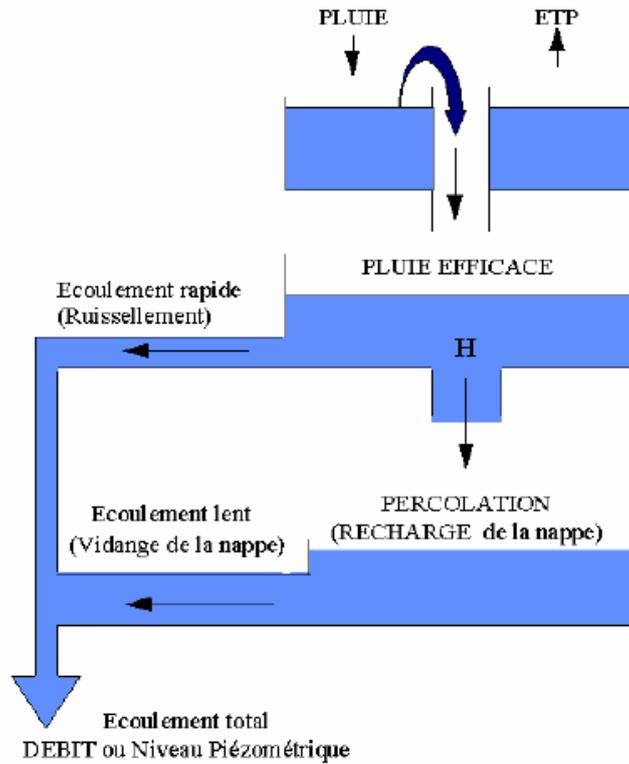


Figure 6.1: Principe du modèle hydrologique global GARDÉNIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique (Thiéry, 2004).

Le schéma du fonctionnement du modèle GARDÉNIA est présenté en annexe (01), il est possible d'utiliser un schéma simplifié ne faisant intervenir que deux ou trois réservoirs. Le schéma des réservoirs est précisé sur la figure 6.2 et 6.3.

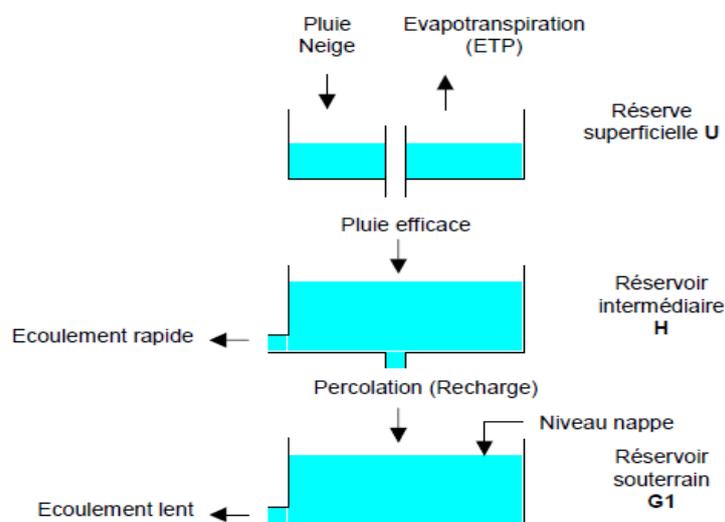


Figure 6.2: Schéma simple : un seul réservoir souterrain (Thiéry, 2014).

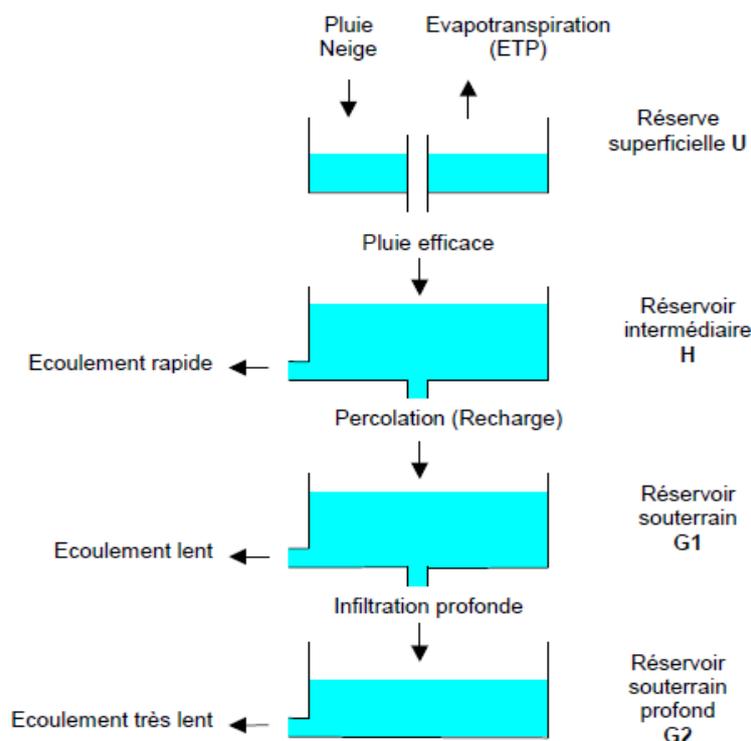


Figure 6.3: Schéma complexe : deux réservoirs souterrains (Thiéry, 2014).

6.2.4. Fonction de production et fonction de transfert

Sa structure est constituée de deux grandes parties : une partie production, représentée par une fonction de production et une partie transfert représentée par une fonction de transfert. La fonction de production détermine quelle quantité d'eau sera apportée au modèle et quelle quantité sera évaporée ou s'infiltrera dans les horizons inférieurs pour ressortir « plus tard » à l'exutoire du bassin, la fonction de transfert détermine à quel moment l'eau qui n'a pas été évapotranspirée ressortira à l'exutoire du bassin ou arrivera à la nappe. Le transfert s'effectue par passage à travers les deux ou trois réservoirs inférieurs du modèle. Ces fonctions permettent de simuler le comportement hydrologique du bassin versant.

6.2.5. Données nécessaires à l'utilisation du modèle

Il faut disposer des données suivantes :

- une série continue de précipitations (lames d'eau) en mm/ pas de temps,
- une série continue d'évapotranspiration potentielle (ETP) en mm/ pas de temps, L'ETP est calculée selon la formule de Penman ou la formule mensuelle de Turc (Turc, 1961),
- une série temporelle de débits de prélèvement (ou d'injection) dans son bassin,
- une série continue de températures de l'air (uniquement si l'on prend en compte la fonte de la neige) exprimée en °C,

- une série continue de précipitations neigeuses (équivalent en eau) facultative,
- une série, pas forcément continue, de débits à l'exutoire du bassin versant en m^3/s .
- une série, pas forcément continue, de niveaux en un piézomètre situé dans le bassin exprimés en mètre.

Ces 2 à 7 séries doivent être disponibles sur la même période d'observation, et il est bon de disposer de précipitations et d'évapotranspirations potentielles (ETP) pendant au moins un an avant le début des mesures de débit, ou même pendant plusieurs années auparavant en cas de simulation de niveaux piézométriques (pour faciliter l'initialisation du modèle).

Par ailleurs, la calibration du modèle fait intervenir des paramètres « hydrologiques » (capacité de réserve superficielle, temps de tarissement, coefficient de correction de la lame d'eau...) qui seront décrits plus bas.

6.2.6. Initialisation du modèle

Il est évident que l'inertie hydrologique d'un système étant parfois considérable, le calcul des premières valeurs dépend énormément des conditions hydroclimatiques des années précédentes. La mise en régime étant parfois assez lente, laisser tourner le modèle pendant quelques années avant les premières observations hydrologiques, place automatiquement le modèle en équilibre hydrologique.

6.2.7. Bilan dans le réservoir superficiel

Ce premier réservoir (réservoir sol) est alimenté par la pluie (et la fonte de la neige, si elle existe, au contact du sol) soumis à l'évapotranspiration, caractérisé par sa capacité de rétention maximale hors eau liée ou plutôt par son déficit maximal. Il représente l'effet de rétention des premières dizaines de centimètres du sol à l'action des racines de la végétation et à l'évaporation (Fig 6.4). La fonction « Production » est réalisée uniquement dans le réservoir superficiel.

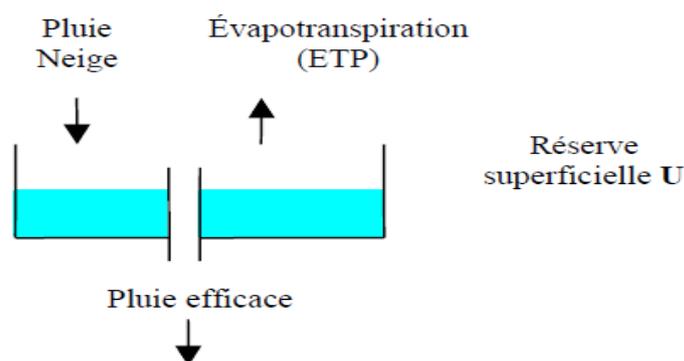


Figure 6.4: Réservoir superficiel (Thiéry, 2014).

Deux schémas de réservoirs superficiels sont possibles :

*- Un « réservoir sol progressif » l'état de remplissage de ce réservoir fonctionne avec des lois quadratiques.

On note :

$$Satur = Remplissage\ du\ réservoir / Capacité\ du\ réservoir \quad Eq\ (6.1)$$

- Si la pluie est supérieure à l'ETP :

$$Pluie\ Nette = (Pluie - ETP) * Satur^2 \quad Eq\ (6.2)$$

- Si l'ETP est supérieure à la pluie :

$$ETR = (ETP - Pluie) * Satur * (2 - Satur) \quad Eq\ (6.3)$$

*- Un réservoir sol de type « réserve utile » qui fonctionne en « tout ou rien »

- Si la pluie est supérieure à l'ETP :

Pluie Nette = 0 tant que le réservoir n'est pas encore totalement rempli.

Pluie Nette = Pluie – ETP quand le réservoir sol devient totalement rempli.

- Si l'ETP est supérieure à la pluie :

ETR = (ETP – Pluie) tant que le réservoir sol n'est pas encore totalement vide.

ETR = 0 quand le réservoir sol devient vide.

Pluie Nette = 0

6.2.8. Transfert dans les réservoirs intermédiaires et souterrains

6.2.8.1. Réservoir intermédiaire H

Ce réservoir représente la zone non saturée (Fig 6.5). A un instant donnée, la hauteur d'eau qu'il contient est notée H. Il est alimenté en eau par la pluie nette ALIMH provenant du réservoir superficiel, et est vidangé par deux exutoires :

- Percolation dans le réservoir souterrain G1 suivant une loi linéaire (vidange exponentielle) de constante de temps THG :

$$ALIMG = H * dt / THG \quad Eq\ (6.4)$$

dt : durée du pas de temps

- Ecoulement à l'extérieur du bassin, sous forme d'une composante rapide QH du débit, selon une loi non-linéaire contrôlée par le paramètre RUIPER.

RUIPER : la hauteur d'eau dans le réservoir H pour laquelle la percolation ALIMG et l'écoulement QH sont égaux :

$$QH = H * dt / (THG * RUIPER / H). \quad Eq\ (6.5)$$

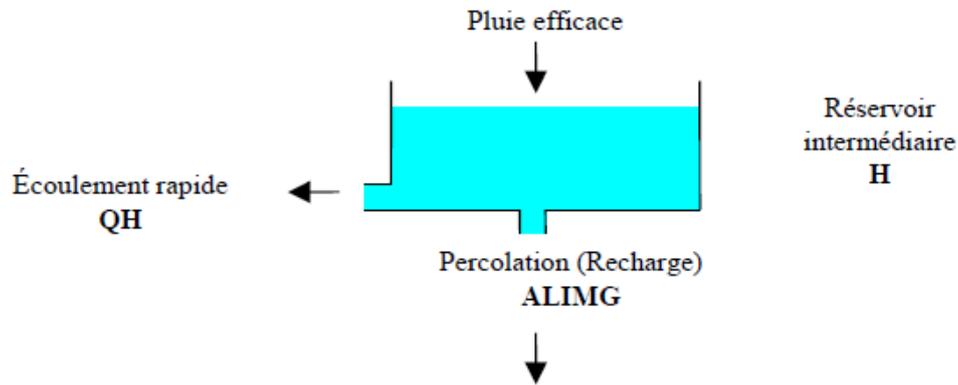


Figure 6.5: Schéma du réservoir intermédiaire (Thiéry, 2014).

6.2.8.2. Réservoir souterrain G1

L'écoulement lent est produit par le réservoir souterrain G1 qui est alimenté en eau par le réservoir intermédiaire H. Il représente généralement l'aquifère (Fig 6.6).

Dans le cas le plus général, il est vidangé par deux exutoires :

- par écoulement vers l'exutoire du bassin sous forme de débit lent $QG1$, suivant une loi de vidange exponentielle de constante de temps $TG1$:

$$QG1 = G1 * dt / TG1 \quad \text{Eq (6.6)}$$

$G1$: Hauteur d'eau qu'il contient à un instant donné

- par drainance dans le réservoir souterrain lent $G2$ (aquifère profond), suivant une vidange exponentielle de constante de temps $TG12$:

$$ALIMG2 = G1 . dt / TG12 \quad \text{Eq (6.7)}$$

Cette drainance vers le réservoir souterrain lent peut être supprimée dans la plupart des cas où il n'est pas nécessaire de faire intervenir deux composantes lentes.

- apport d'eau : $ALIMG$ (provenant du réservoir H),
- vidange : $QG1$ (et éventuellement $ALIMG2$).

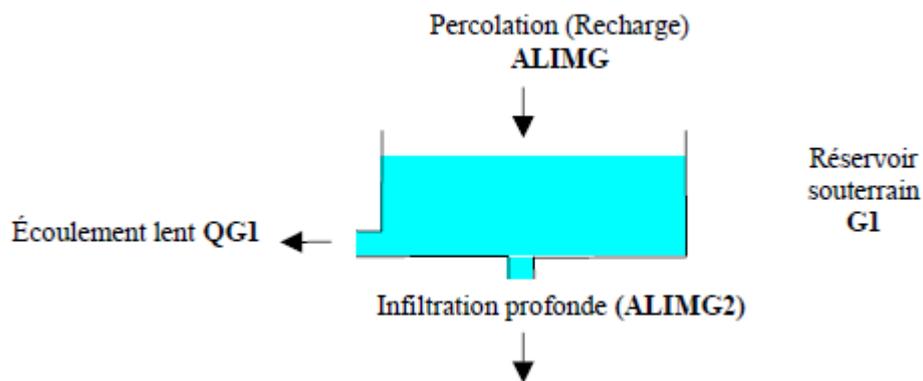


Figure 6.6: Schéma du réservoir souterrain G1 (Thiéry, 2014).

6.2.8.3. Réservoir souterrain lent G2

Le réservoir souterrain lent G2 représente un aquifère profond ou une partie inférieure de l'aquifère, alimenté en eau par le réservoir souterrain G1, est vidangé uniquement par un débit très lent (ou « écoulement souterrain lent ») QG2 (Fig 6.7).

Sur option, Il est possible de décider que ce débit très lent QG2 s'infiltré vers des horizons plus profonds, débit perdu par infiltration difficilement être estimé directement, non contrôlés par les mesures de débit à l'exutoire.

G2 : Hauteur d'eau qu'il contient à un instant donné.

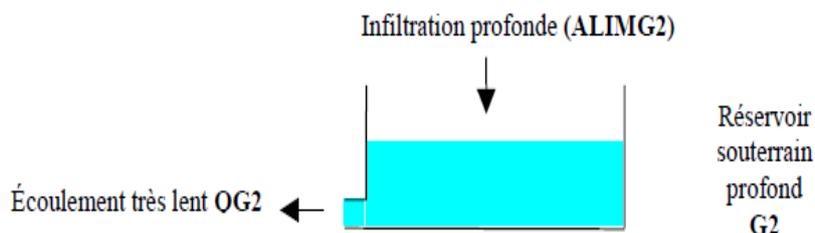


Figure 6.7: Schéma du réservoir souterrain profond G2 (Thiéry, 2014).

6.2.8.4. Échanges souterrains externes

La perte de débit qui apparaîtra dans un bassin voisin, ou bien dans la mer, résulte de l'écoulement souterrain qui peut se propager dans la nappe souterraine latéralement vers l'extérieur du bassin, ou bien « sous » la section de jaugeage. D'autre part, il peut arriver qu'un débit souterrain additionnel provienne d'un bassin versant voisin (échange souterrain positif). Ces échanges souterrains affectent la composante souterraine du débit calculé mais n'affectent pas le niveau du réservoir souterrain.

Ces échanges souterrains sont modélisés avec un coefficient d'échange souterrain externe :

$$Q_{Echang_Souterr} = Fact_Echang * QG1_Avant_Echang \quad Eq (6.8)$$

soit :

$$Q_{Echang_Souterr} = QG1 * Fact_Echang / (1 + Fact_Echang) \quad Eq (6.9)$$

Dans le cas d'un schéma avec un réservoir souterrain à deux exutoires, la composante souterraine pérenne est le débit QG2 :

$$Q_{Echang_Souterr} = QG2 * Fact_Echang / (1 + Fact_Echang) \quad Eq (6.10)$$

6.2.9. Séries calculées par le modèle

Les résultats attendus du modèle sont :

- Débit à l'exutoire du bassin versant

Cas général :

$$Q = QH + QG1 + QG2 \quad Eq (6.11)$$

S'il a été décidé que le débit très lent QG2 s'infiltré et n'est pas contrôlé par l'exutoire du bassin (ou bien n'existe pas) :

$$Q = QH + QG1 \quad Eq (6.12)$$

Si la composante lente du débit non contrôlée par les mesures le débit à l'exutoire devient :

$$Q = QH \quad Eq (6.13)$$

L'exutoire contrôle uniquement la composante rapide de l'écoulement.

Il est possible également de décider que :

$$Q = QG1 \quad Eq (6.14)$$

où

$$Q = QG1 + QG2 \quad Eq (6.15)$$

l'exutoire contrôle uniquement les composantes lentes.

- **Le niveau piézométrique en un point de l'aquifère**, selon le choix de l'utilisateur le modèle calculera :

$$N = G1 \text{ ou } N = G2 \quad Eq (6.16)$$

6.2.10. Retard pour la propagation du débit

Un paramètre de GARDÉNIA, appelé « Retard (propagation) des débits » permet de prendre en compte ce phénomène sous forme d'une ligne de retard, c'est-à-dire que l'écoulement peut mettre plusieurs pas de temps pour arriver sous forme de débit à l'exutoire. C'est le « temps de concentration » du bassin versant. Ce paramètre est exprimé en « nombre de pas de temps ».

6.2.11. Prise en compte de l'influence de pompage dans la nappe

L'influence de la série des pompages (et/ou injections) sur les débits de rivière se fait par l'intermédiaire d'une relation qui fait intervenir les paramètres suivants :

- 1- Le coefficient d'influence du pompage sur les débits de rivière,
- 2- Le temps de $\frac{1}{2}$ réaction du débit de la rivière au pompage,
- 3- Le temps de $\frac{1}{2}$ stabilisation de l'influence du pompage sur le débit de rivière.

Trois autres paramètres caractérisent l'influence de ces mêmes débits de pompage sur les niveaux de nappe sont calculés par la même relation :

- 1- Le coefficient d'influence du pompage sur les niveaux de nappe,
- 2- Le temps de $\frac{1}{2}$ réaction du niveau de la nappe au pompage,
- 3- Le temps de $\frac{1}{2}$ stabilisation de l'influence du pompage sur le niveau de la nappe.

6.2.12. Paramètres hydrologiques du modèle

Dans cette partie, nous avons sélectionné les paramètres hydrologiques influençant la simulation de débits à l'exutoire.

Pour un schéma simple du modèle global GARDÉNIA, les paramètres hydrologiques dimensionnels et les coefficients correctifs facultatifs sont :

- Capacité du réservoir RU de type « réserve utile » ou « réserve disponible pour l'évapotranspiration » en mm,
- Capacité du réservoir sol progressif en mm,
- Hauteur dans le réservoir H pour laquelle il y a répartition égale entre écoulement rapide et percolation en mm,
- Temps de demi-montée du réservoir G1 (temps de $\frac{1}{2}$ percolation) en mois,
- Temps de demi-tarissement du réservoir G1 en mois,
- Temps de retard (ou temps de concentration) en pas de temps,
- Coefficient d'échange souterrain externe en %.

Pour les coefficients correctifs destinés à prendre en compte l'éventuelle non-représentativité des entrées telles qu'elles ont pu être estimées, vis-à-vis des conditions météorologiques qui agissent réellement sur le bassin versant.

- Coefficient de correction de la lame d'eau, chargé de compenser une mauvaise représentativité des données pluviométriques issues des observations faites sur des stations dispersées en %,
- Coefficient de correction d'ETP, dont le but est similaire en %.

6.3.Facteurs climatiques et exploitation du modèle

Vu le manque de données de température avant l'année 1988, nous avons sélectionné la période 1987/1988—2007/2008 pour modéliser le débit à l'exutoire du bassin versant d'oued Louza.

Ces années sélectionnées comportent quelques périodes humides et autres sèches. En raison de cette difficulté, une question importante, liée aux séries de données, est celle du choix de la période de calage. La température et les précipitations sont les principales variables pour faire fonctionner le modèle. Pour les précipitations, nous avons utilisé la méthode des polygones de Thiessen (1911) pour estimer les pluies globales tombées sur le bassin versant d'oued Louza, le tableau 6.1 présente le poids des pluviomètres.

Tableau 6.1: Poids des pluviomètres (méthode des polygones de Thiessen)

Code	Nom de la station	α_i
110501	Merine	0.29
110502	Telagh	0.46
110509	Sidi Ahmed	0.25

En ce qui concerne la température, les données de la station de Barrage SARNO (431m) sont utilisées complétées par les données de la station de Sidi Bel Abbas (476m) extraites du site NOAA à partir de l'année 2006. Selon Godard et Tabeaud (1993), le gradient altitudinal est de valeur moyenne de 0.6° C/100 m. Cette différence d'altitude entre le bassin versant (Altitude moyenne 855.80mm) et les autres stations influe sur l'estimation de l'évapotranspiration potentielle. Cette dernière est considérée comme une valeur unique pour la zone d'étude. La méthode de Turc (1955) est employée pour l'estimer, elle 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 :

$$Etp = 0.4(Ig + 50)k \frac{T}{T+15} \quad \text{Eq (6.17)}$$

Avec : Etp : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

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

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

K : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieure à 50 % (généralement le cas sous nos climats),

Sinon :

$$K = 1 + \frac{50-hr}{70} \quad \text{Eq (6.18)}$$

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 :

$$I_g = I_g A \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right) \quad \text{Eq (6.19)}$$

Avec : $I_g A$: Radiation globale théorique (en $\text{cal/cm}^2/\text{jour}$),

H : Durées théoriques des jours du mois.

Pour le calcul de l'ETP par la méthode de Turc nous avons utilisé le programme élaboré par Benadda (2000).

Nous disposons de vingt années civiles de données pluie-débit (l'année hydrologique pour le modèle commence le 01 août). Dans la première étape, par l'utilisation du modèle GARDÉNIA, nous procéderons à caler et valider le modèle en utilisant les chroniques observées de pluie et de débit sur :

- 1- toute la grande période (1988-2007),
- 2- la période humide (2001-2007),
- 3- la période sèche (1988-1996).

Dans la deuxième étape, nous analyserons le bilan des différents flux, pour identifier l'impact de la variabilité climatique (sécheresse) sur les ressources en eau.

Ensuite, nous allons effectuer des calages et des validations sur quatre sous-périodes, de cinq années chacune, dans l'objectif de caractériser le fonctionnement du modèle et la qualité des hydrogrammes qu'il restitue.

Finalement, par l'utilisation de la méthode des simulations croisées sur ces quatre sous-périodes, nous identifierons les tendances du comportement du bassin versant.

6.4. Calage et validation du modèle GARDÉNIA

Le modèle GARDÉNIA est un modèle analogique qui simule les principaux mécanismes du cycle de l'eau dans un bassin versant par des lois physiques simplifiées. Les paramètres du modèle ont été calés pour chaque période et sous-période, en utilisant les fichiers de pluie et d'évapotranspiration potentielle mensuelles.

Afin d'obtenir un calage rapide et convenable du modèle GARDÉNIA, il convient d'une part de choisir un schéma simplifié et d'autre part d'optimiser automatiquement le nombre de paramètres. Pour cela, aucune correction n'est faite sur la surface et la pluie, par contre, une correction automatique est appliquée sur l'ETP, vu que les données de cette dernière sont issues de stations météorologiques situées à l'extérieur du bassin. Le coefficient de correction est exprimé en pourcentage, intègre également les facteurs cultureux définissant l'évaporation maximale à un stade végétatif donné.

6.4.1. Calage et validation sur la période globale, la période humide et la période sèche

Les différentes valeurs de Nash en calage et en validation réalisées sur la période globale (1988-2007), la période humide (2001-2007) et la période sèche (1988-1996) sont présentées dans le tableau 6.2.

Tableau 6.2: Paramètres hydrologiques et les valeurs de Nash en calage et validation avec le modèle GARDENIA sur la période globale, sèche et humide.

Paramètres hydrologique	Période globale (1988-2007)	Période humide (2001-2007)	Période sèche (1988-1996)
Période de mise en route	Jan1988-Déc1995	Jan2001-Déc2002	Jan1988-Déc 1990
Période de calage	Jan1996-Déc2004	Jan2003-Déc2004	Jan1991-Déc1993
Période de validation	Jan2005-Déc2007	Jan2005-Déc2007	Jan1994-Déc1996
Correction globale de l'ETP	-15.00%	-0.48%	15%
Capacité du réservoir RU (mm)	30.00	44.74	44
Capacité du réservoir sol progressif (mm)	152.67	80.97	230
Hauteur de répartition ruissellement = percolation (mm)	1.50	1.00	1.00
Temps de ½ monté (mois)	0.45	7.79	2.24
Temps de ½ de tarissement souterrain (mois)	2.57	15.00	6.01
Retard de propagation des débits (mois)	8.46	8.42	0
Facteur d'échange externe (%)	80.00	-30.18	-70.00
Nash(Q)-calage	0.00%	77.35%	94.84%
Coefficient de corrélation-calage	-0.07%	87.95%	97.39%
Nash(Q)- validation	0.00%	19.62	9.90%
Coefficient de corrélation-validation	-0.09%	44.29	-31.51%

Son analyse rapide montre que les valeurs de Nash en phase de calage sont supérieures à 70 % pour la période sèche et la période humide. En plus, les paramètres optimisés, en calibration sur la période sèche (Fig 6.8) produit une meilleure simulation qu'une calibration sur la période humide (Fig 6.10). Contrairement, pour la période globale, nous avons trouvé une difficulté de modéliser les périodes des hautes eaux (Fig 6.12).

En phase de validation, pour la période sèche et la période humide, les valeurs de Nash se dégradent (tableau 6.2), Ce résultat pourrait s'expliquer par la moins bonne qualité des données (faible réseau pluviométrique). Pour la période globale, la grande différence entre les

données des deux périodes prises ensemble ne permettent pas un bon calage du modèle (Fig 6. 9, 6.11 et 6.13).

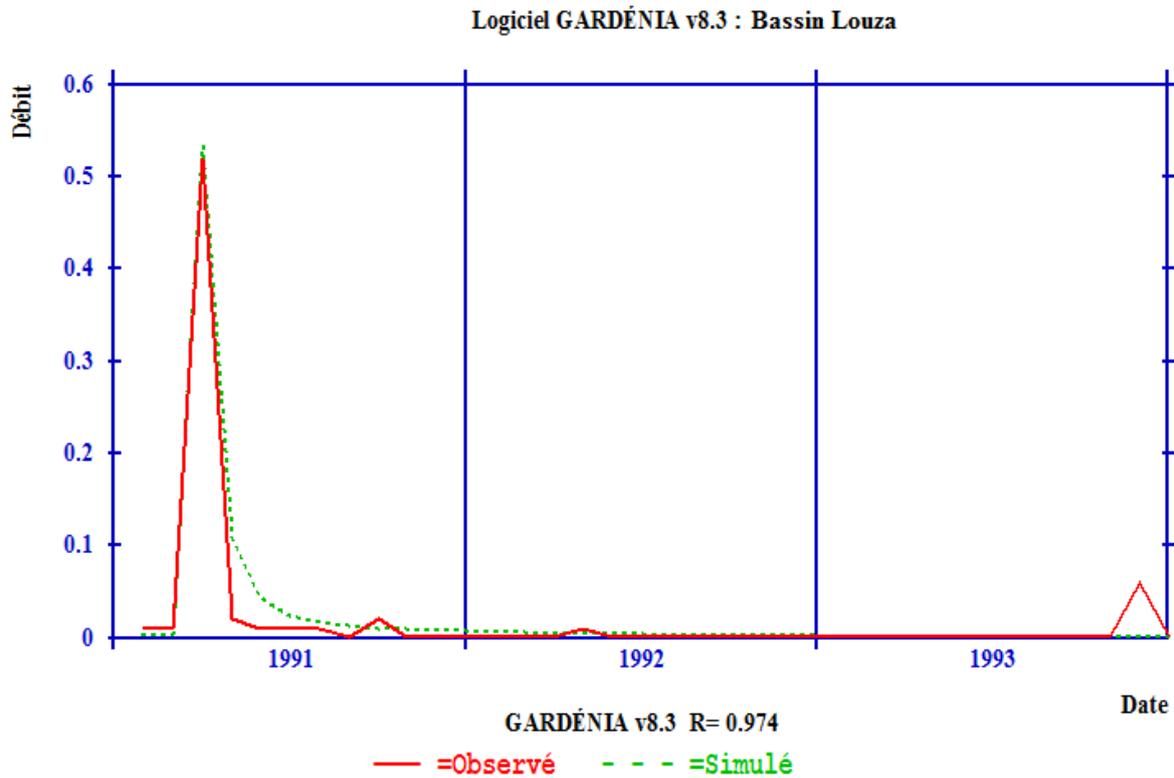


Figure 6.8: Calage sur la période sèche (1988-1996)

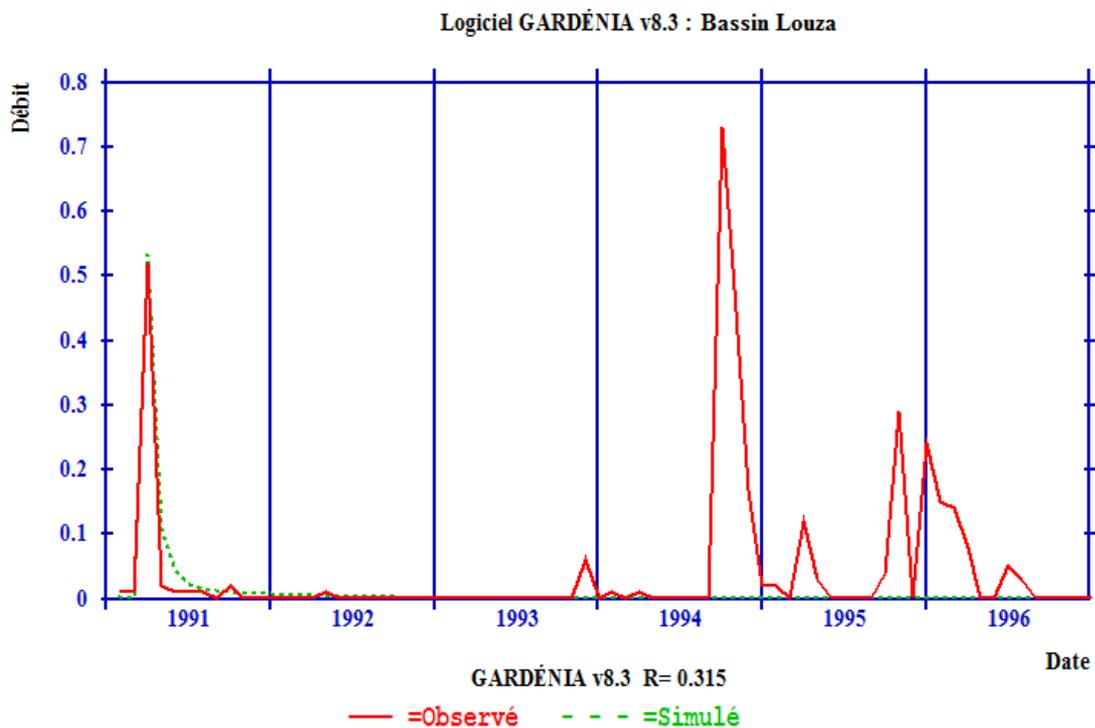


Figure 6.9: Validation sur la période sèche (1988-1996)

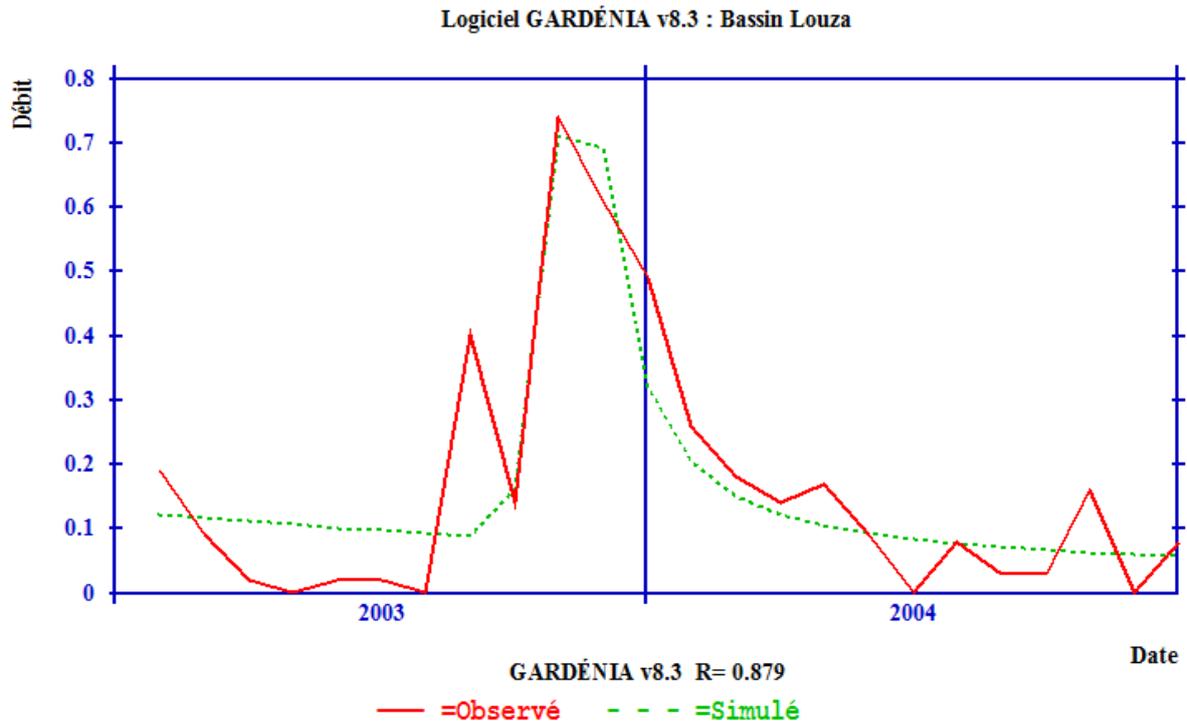


Figure 6.10: Calage sur la période humide (2001-2007)

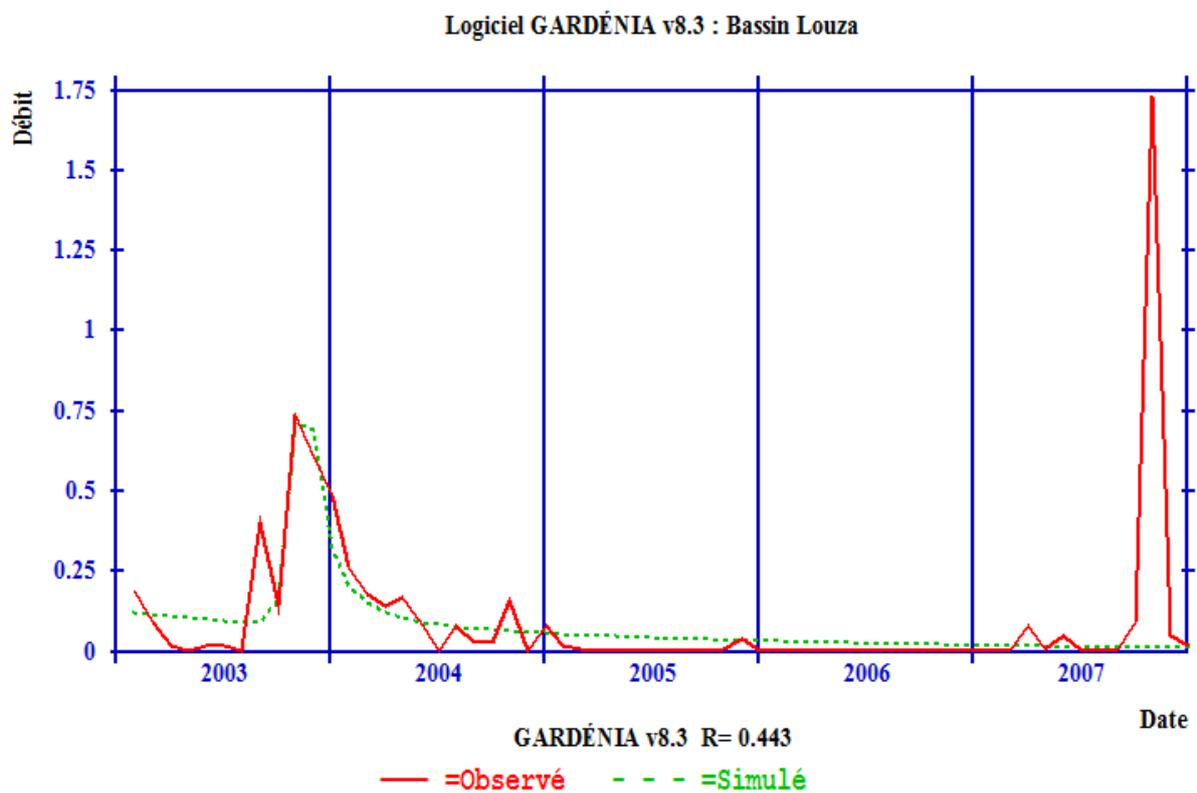


Figure 6.11: Validation sur la période humide (2001-2007)

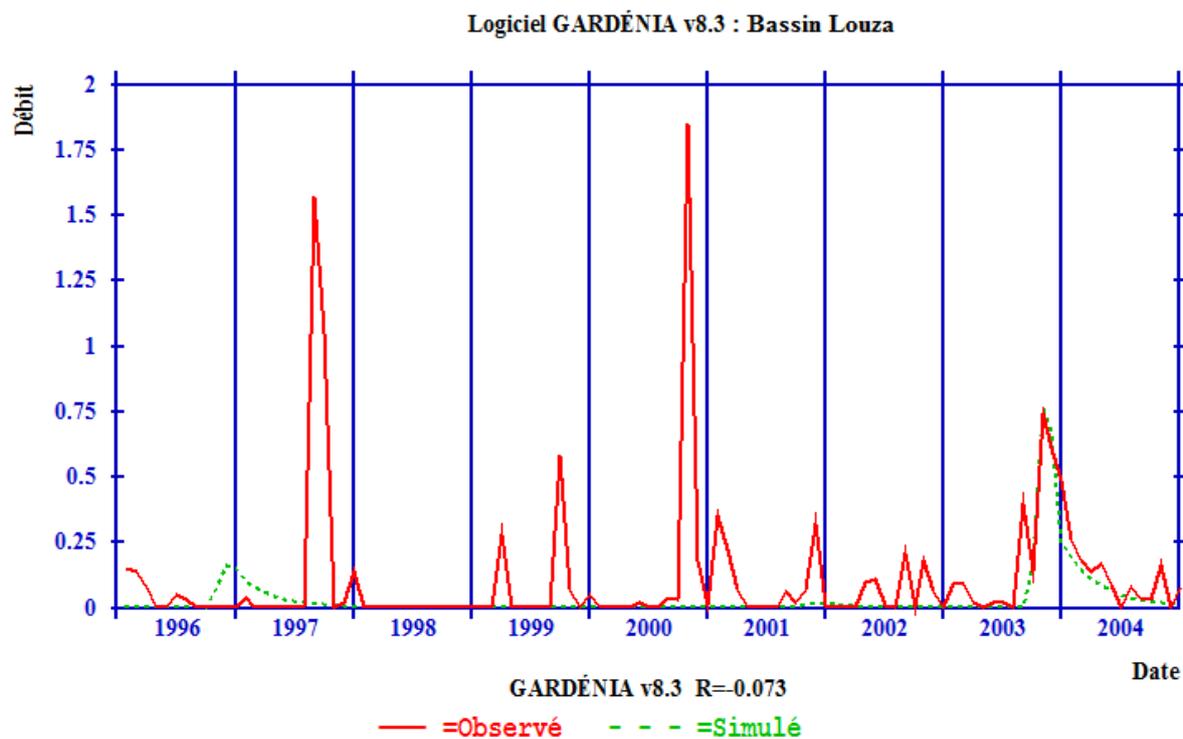


Figure 6.12: Calage sur la période globale (1988-2007)

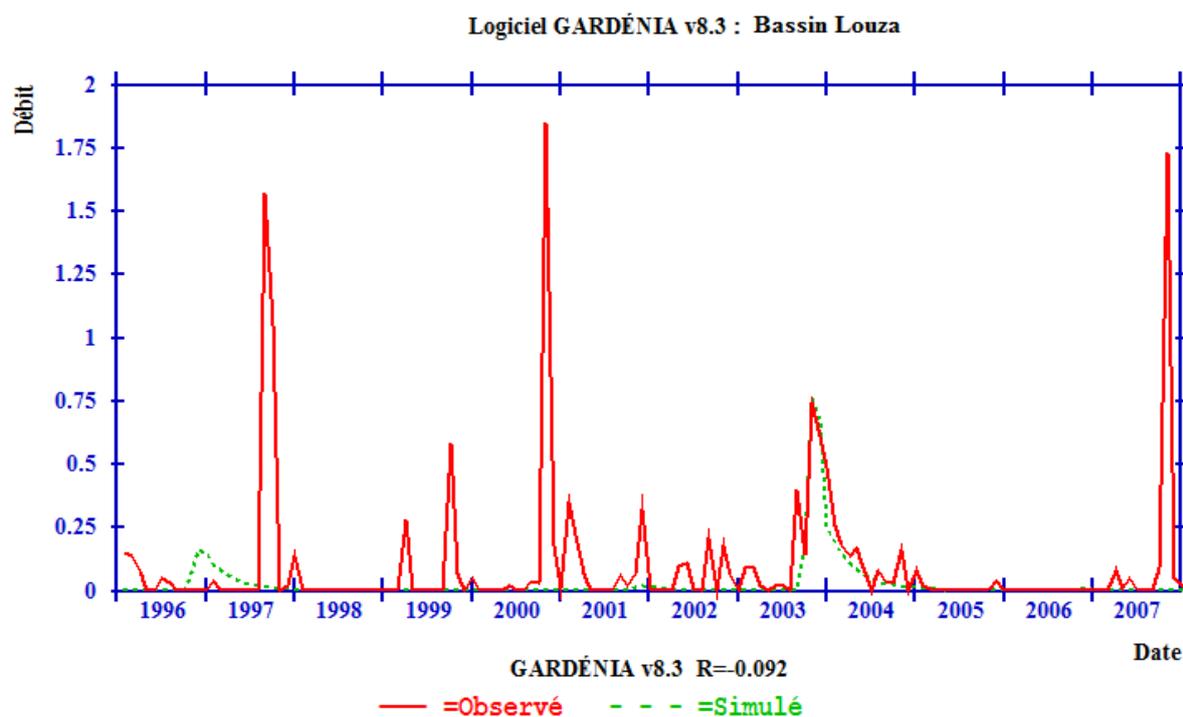


Figure 6.13: Validation sur la période globale (1988-2007)

Après calage, le modèle GARDENIA permet, d'abord, de quantifier les différentes composantes du bilan hydrologique pour les trois périodes (tableau 6.3), à savoir

l'évapotranspiration réelle, ruissellement, infiltration et alimentation souterraine. De plus, il permet de séparer les différentes composantes du débit, le débit rapide et le débit lent.

Les résultats du modèle montre que :

- 1- Le débit rapide est supérieur de 320% en période humide qu'en période sèche,
- 2- Le débit rapide est généralement supérieur au débit lent et à la recharge, sauf pour la période globale,
- 3- Le bon calage en période humide et sèche approuve l'existence d'une exportation de débit vers d'autres bassins adjacents qui atteint son maximum ($1.13 \text{ m}^3/\text{s}$) en période humide,
- 4- L'infiltration efficace qui recharge la nappe phréatique en période humide ($1.16 \text{ m}^3/\text{s}$), fait augmenter la composante lente de l'écoulement (débit souterrain) qui est estimée en période sèche à $0.182 \text{ m}^3/\text{s}$,
- 5- Les effets de la variabilité climatique sur les ressources en eau ont été mis en évidence par l'augmentation de la recharge en période humide par $0.62 \text{ m}^3/\text{s}$, soit 115% qu'en période sèche, confirme que le bassin versant d'oued Louza est passé par des périodes de sécheresse extrême,

Tableau 6.3: Bilan hydrologique pour la période globale, période humide et la période sèche

Période	Période globale (1988-2007)	Période humide (2001-2007)	Période sèche (1988-1996)
Pluie (mm)	283.856	372.30	300.767
ETR (mm/an)	282.862	367.78	302.606
Pluie efficace (mm/an)	0.988	4.52	1.332
Débit rapide (m^3/s)	0.438	3.36	0.796
Débit Souterrain (m^3/s)	0.988	2.62	0.182
Débit d'échange (m^3/s)	0.439	-1.134	-0.425
% de débit souterrain	69.255	43.89	18.618
% de débit d'échange	44.422	-25.09	-31.891
% de débit rapide	44.371	74.22	59.742
Alimentation souterraine (m^3/s)	0.5496	1.165	0.5362

6.4.2. Calage et validation sur les sous-périodes

Nous avons procédé à un découpage de la période globale (1988-2007) en quatre sous-périodes de 5 ans : *P1* (1988-1992), *P2* (1993-1997), *P3* (1998-2002) et *P4* (2003-2007).

En phase de calage, les valeurs du coefficient de corrélation varient entre 87.05% et 95.98% et celles de Nash varient entre 75.77% et 92.11%, indiquant que les résultats obtenus sont satisfaisants (tableau 6.4).

Chapitre 6: Application d'un modèle pluie-débit pour l'identification de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau et du comportement du bassin

En validation pour les sous-périodes (1988-2002) et (1998-2002), les valeurs de Nash restent supérieures à 89%. Exception faite pour la sous-période (2003-2007), où la valeur de Nash en validation donne un meilleur résultat (78.56%) par rapport au calage.

La sous-période (1993-1997) est caractérisée par une difficulté de validation avec une valeur de Nash (-91.18%), cela signifie que la similitude entre les débits routés et les débits observés est faible et que la valeur moyenne de la période de validation est plus performante que les valeurs données par le modèle. Nous pouvons conclure que le modèle est satisfaisant pour la période de calage, avec quelques problèmes pour la validation.

Les figures (6.14, 6.15, 6.16, 6.17, 6.18, 6.19, 6.20 et 6.21) ci-dessous permettent de comparer les débits observés et simulés en phase de calage et en validation à la station de Tenira

Tableau 6.4: Paramètres hydrologiques et les valeurs de Nash en calage et validation avec le modèle GARDENIA sur les sous-périodes

Paramètres hydrologiques	P1 (1988-1992)	P2 (1993-1997)	P3 (1998-2002)	P4 (2003-2007)
Période de mise en route	Jan1988-Déc1990	Jan1993-Déc1995	Jan1998-Déc 1999	Jan2003-Déc2003
Période de calage	Jan1991-Déc1991	Jan1996-Déc1996	Jan2000-Déc2001	Jan2004-Déc2005
Période de validation	Jan1992-Déc1992	Jan1997-Déc1997	Jan2002-Déc2002	Jan 2006- Déc2007
Correction globale de l'ETP	15.00%	-3.33%	-3.63	-8.68 %
Capacité du réservoir RU (mm)	86.60%	14.23	12.17	14.10
Capacité du réservoir sol progressif (mm)	76.76%	7.56	6.68	44.54
Hauteur de répartition ruissellement = percolation (mm)	1.45	1.4	1.54	1.44
Temps de ½ monté (mois)	0.10	2.49	1.64	0.10
Temps de ½ de tarissement souterrain (mois)	3.85	0.32	0.1	3.68
Retard de propagation des débits (mois)	0.14	2.35	9.98	0.00
Facteur d'échange externe (%)	-70.00	-60.80	-16.00	62.962
Nash(Q)-calage	90.92%	89.31%	92.11%	75.77%
Coefficient de corrélation-calage	95.35%	94.51%	95.98%	87.05%
Nash(Q)- validation	91.41%	-91.18%	89.39%	78.56%
Coefficient de corrélation-validation	95.61%	-95.49%	94.55%	88.63%

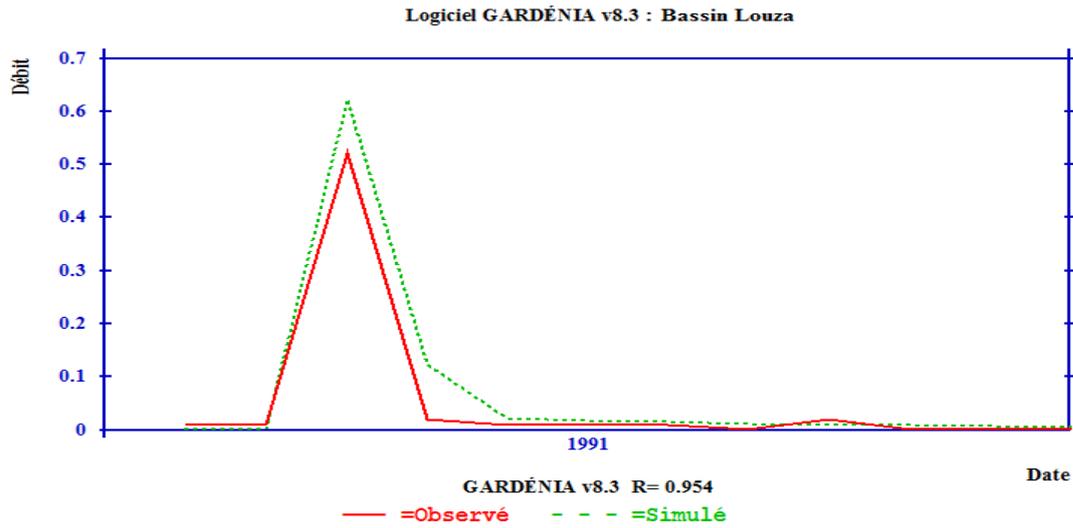


Figure 6.14: Calage sur la sous-période P1 (1988-1992)

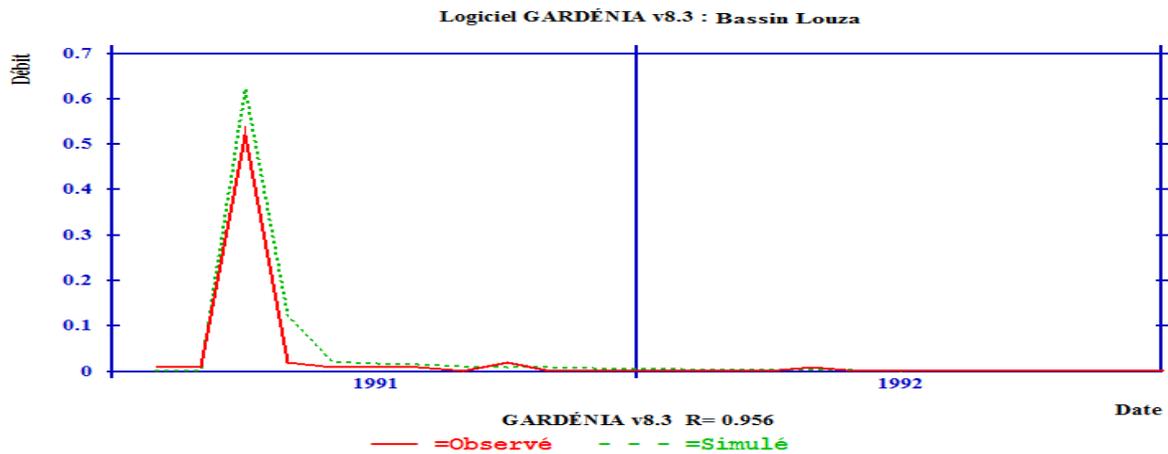


Figure 6.15: Validation sur la sous-période P1 (1988-1992)

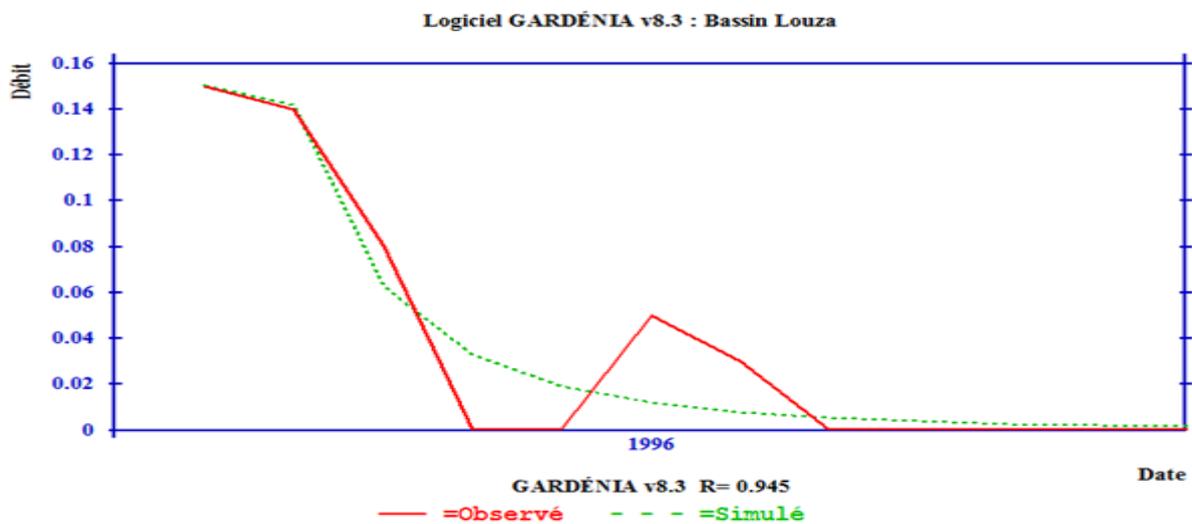


Figure 6.16: Calage sur la sous-période P2 (1993-1997)

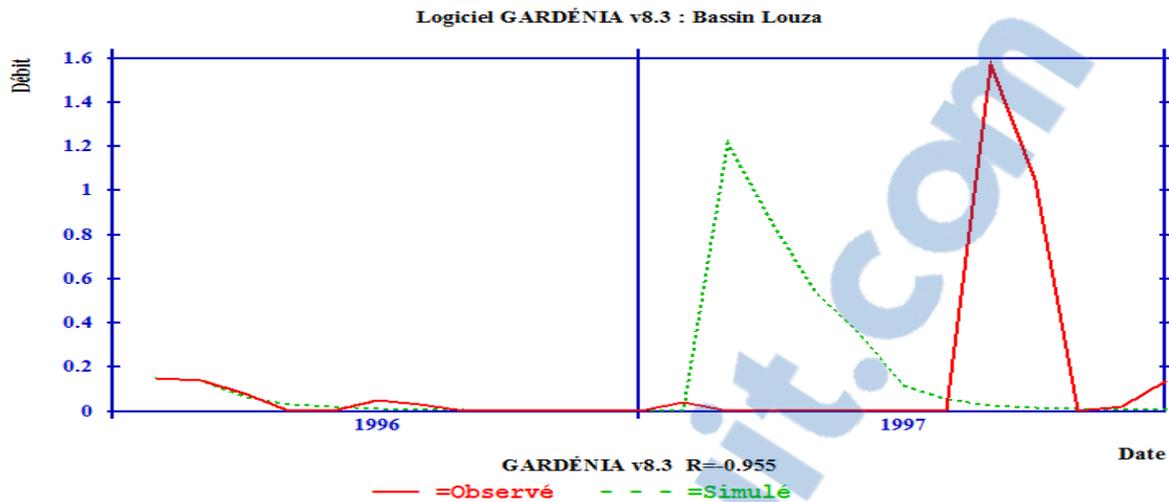


Figure 6.17: Validation sur la sous-période P2 (1993-1997)

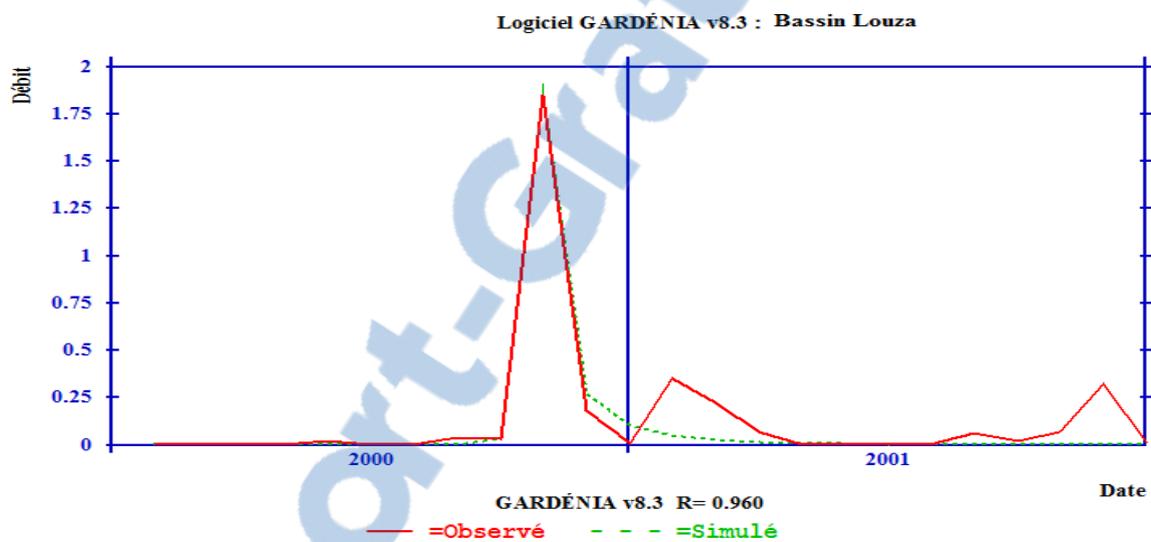
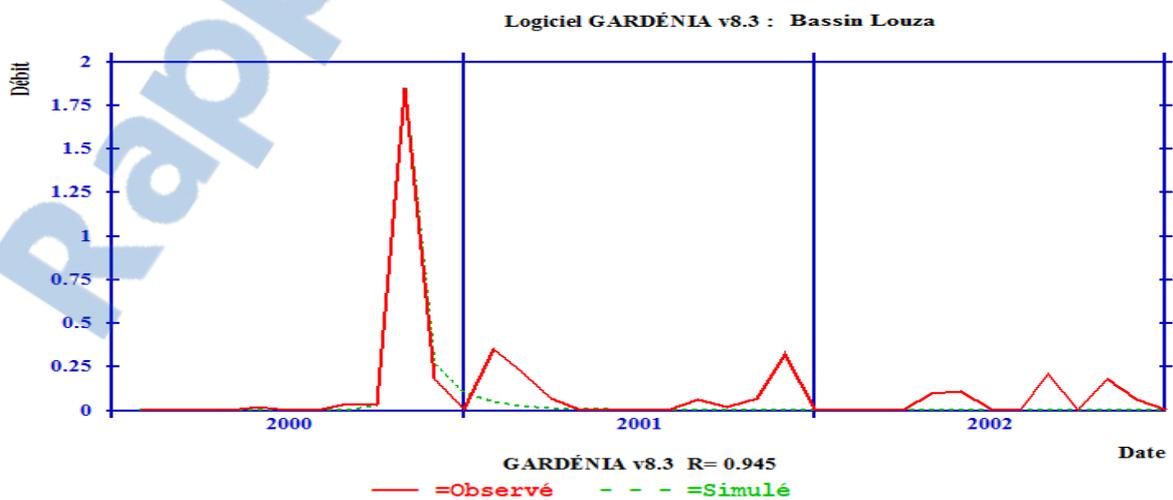


Figure 6.18: Calage sur la sous-période P3 (1998-2002)



. Figure 6.19: Validation sur la sous-période P3 (1998-2002)

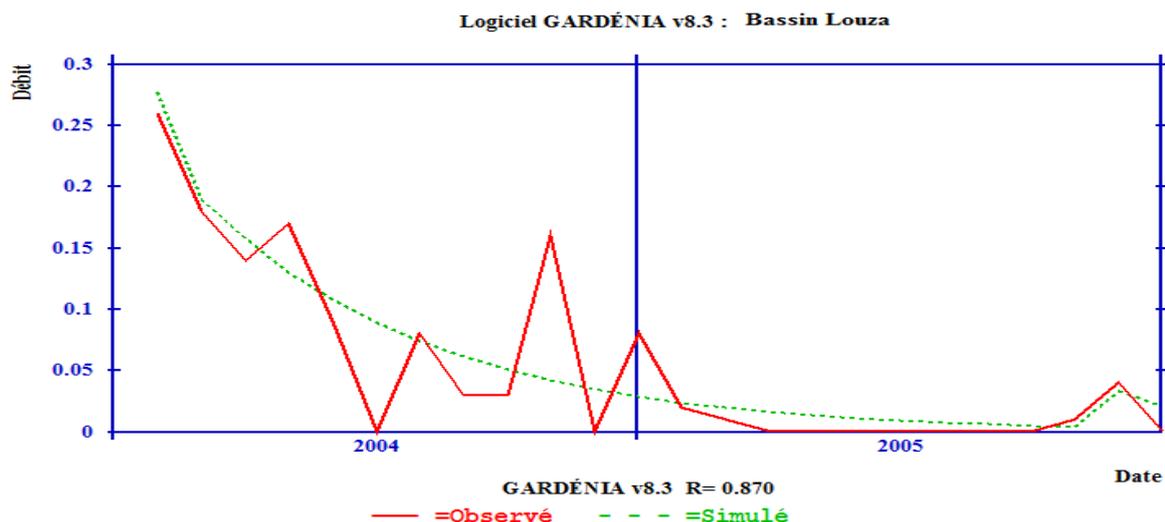


Figure 6.20: Calage sur la sous période P4 (2003-2007)

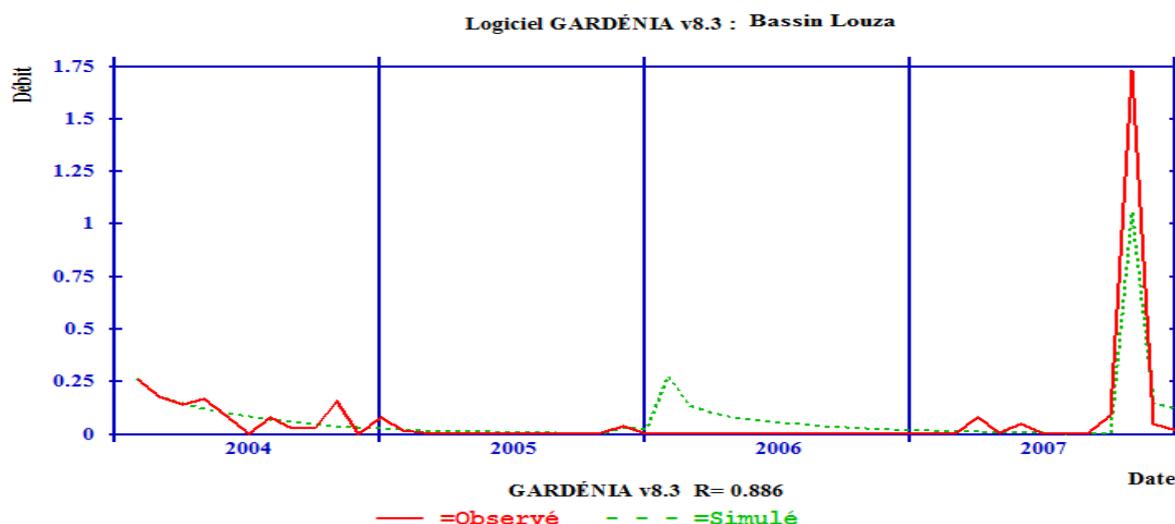


Figure 6.21: Validation sur la sous période P4 (2003-2007)

En terme global, le bilan hydrologique annuel (tableau 6.5), indique que la pluie efficace qui comprend le ruissellement et l'infiltration, varie d'une période à une autre, Le maximum (moyenne de 10.31 mm/an) est observé durant la sous-période (1993-1997) et le minimum (moyenne de 0 mm/an) durant la sous-période (1998-2002) dont 17.5% d'écoulement lent de la période (1988-1992) augmente progressivement et atteint la valeur 96.10% pour la période (2003-2007). Si on observe le temps de $\frac{1}{2}$ tarissement des sous-périodes (1993-1997) et (1998-2002), nous constatons que cet écoulement pour ces sous-périodes n'est pas réellement un écoulement lent mais peut résulter d'un débit retardé.

Le temps de demi-tarissement de la composante souterraine du débit est très rapide pour la sous-période 1993-1997 (0.32 mois) et la période 1998-2002 (0.1 mois) et normale pour la

sous-période 1988-1992 (3.85 mois) et 2003-2007 (3.68 mois). L'analyse de débit d'échange externe pour les sous-périodes (1988-1992), (1993-1997) et (1998-2002) indique une exportation d'un débit vers d'autres bassins adjacents variant entre $-0.10 \text{ m}^3/\text{s}$ et $-1.21 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tableau 6.5: Le bilan hydrologique pour les sous-périodes

Sous-période	P1 (1988-1992)	P2 (1993-1997)	P3 (1998-2002)	P4 (2003-2007)
Pluie (mm)	369.4	395.3	224.45	294.65
ETR (mm)	374.414	364.345	233.808	302.075
Pluie efficace (mm)	4.499	10.316	0	0.5539
Débit rapide (m^3/s)	2.452	6.268	0.3439	0.09722
Débit Souterrain (m^3/s)	0.5201	0.7589	0.5292	2.397
Débit d'échange (m^3/s)	-1.214	-1.162	-0.1008	0.926
% de débit souterrain	17.5	10.801	60.609	96.102
% de débit d'échange	-26.976	-11.268	0	167.17
% de débit rapide	54.503	60.757	0	17.551
Alimentation souterraine (m^3/s)	2.047	2.047	0.6293	0.4568

6.5. Identification de non-stationnarité des processus hydrologiques à travers la relation pluie-débit : Utilisation du modèle GARDENIA

La méthode des simulations croisées développée par Andreassian (2002) et Andreassian et al.(2003), récemment appliquée par Kouassi et al. (2012) est adaptée à la détection des changements progressifs comme à celle des changements brusques. Cette méthode fournit un support d'interprétation original pour les séries de calage et de contrôle proposées par Nascimento (1995). C'est l'une parmi les très peu de méthodes capables de détecter les tendances sur la relation pluie-débit, basée sur les bassins versants appariés. Selon Hewlett (1982), cette méthode consiste à sélectionner tout d'abord deux bassins versants similaires suivis simultanément durant la même période afin d'établir une relation univoque entre leurs deux comportements hydrologiques.

6.5.1. Approche par les simulations croisées

La procédure consiste à suivre les étapes suivantes :

- 1- La période d'étude est divisée en n périodes successives de longueurs égales, qui doivent permettre un calage du modèle pluie-débit. On aura ainsi n modèles de comportements du bassin versant correspondant à n périodes successives.
- 2- On utilise les pluies de chaque période comme entrées des n modèles pluie-débit optimisés, afin d'obtenir une variable de débit caractéristique sur la période correspondante.

- 3- On obtient une matrice carré ($n \times n$) où chaque cellule (i,j) correspond à la variable de débit simulé avec le modèle M_j (calé pour la période j) en utilisant les précipitations P_i

6.5.2. Test utilisant le signe des évolutions

Le tableau de simulation croisée construit qui présente de façon compacte le résultat des calages et des simulations effectuées sur des sous-périodes successives, va être exploité pour caractériser l'évolution du débit caractéristique (débit moyen).

Pour faciliter l'interprétation du tableau de la simulation croisée, Andreassian (2002) a remplacé chaque valeur par un signe, traduisant une évolution croissante ou décroissante de la variable hydrologique considérée avec le temps. La transformation des composantes de la matrice en « + » et « - » se fait de la manière suivante :

- $Q_{ii} = 0$,

- Pour $i > j$, si $Q_{ij} > Q_{ii}$, alors $Q_{ij} = (+)$ et si $Q_{ij} < Q_{ii}$ alors $Q_{ij} = (-)$,

- Pour $i < j$, si $Q_{ij} > Q_{ii}$, alors $Q_{ij} = (-)$ et si $Q_{ij} < Q_{ii}$ alors $Q_{ij} = (+)$.

La diagonale de la matrice représente la valeur la plus fiable de l'estimation du débit sur la période, le modèle ayant été calé grâce à la pluie $i=j$.

Une matrice avec une majorité de « + » traduit une augmentation progressive dans la capacité du bassin à produire le débit cible, et inversement pour une matrice à majorité de «-». Une matrice avec autant de plus que de moins traduit une certaine stabilité.

La matrice permet par exemple de distinguer une période avec des tendances par rapport à une période de stabilité. Cependant, cette matrice ne donne que les signes de variation et informe moins sur l'intensité du changement.

6.5.3. Recherche de non-stationnarité dans le comportement hydrologique du bassin versant d'oued Louza

Nous disposons de vingt années de données pluie-débit, à l'aide du modèle GARDENIA, nous pouvons analyser les tendances du comportement du bassin versant d'oued Louza, il nécessite pour cela de caler le modèle en utilisant les chroniques observées de pluie et de débit pour chaque sous-période de cinq ans. Nous obtenons des paramètres représentatifs du comportement du bassin au cours de chacune des sous-périodes (voir la section 6.4.2).

La combinaison des paramètres constitue bien un modèle du comportement du bassin pendant la période qui a servi au calage. Quatre périodes ($P1, P2, P3, P4$) et quatre modèles ($M1, M2, M3, M4$) sont obtenus. Selon Andreassian (2002), nous faisons une analogie entre ces quatre modèles et le schéma des sous bassins versants appariés : $M1, M2, M3$ et $M4$ sont des sous

bassins de référence, restés dans l'état du bassin aux périodes *P1*, *P2*, *P3* et *P4* respectivement (tableau 6.6).

Tableau 6.6 : Tableau des simulations croisées pour l'étude de l'évolution du comportement hydrologique du bassin versant d'oued Louza

“Modèles “ “périodes”	M1	M2	M3	M4
P1	Valeur calée (valeur réelle)	Valeur prédite par M2 en utilisant les pluies de la période P1	Valeur prédite par M3 en utilisant les pluies de la période P1	Valeur prédite par M4 en utilisant les pluies de la période P1
P2	Valeur prédite par M1 en utilisant les pluies de la période P2	Valeur calée (valeur réelle)	Valeur prédite par M3 en utilisant les pluies de la période P2	Valeur prédite par M4 en utilisant les pluies de la période P2
P3	Valeur prédite par M1 en utilisant les pluies de la période P3	Valeur prédite par M2 en utilisant les pluies de la période P3	Valeur calée (valeur réelle)	Valeur prédite par M4 en utilisant les pluies de la période P3
P4	Valeur prédite par M1 en utilisant les pluies de la période P4	Valeur prédite par M2 en utilisant les pluies de la période P4	Valeur prédite par M3 en utilisant les pluies de la période P4	Valeur calée (valeur réelle)

Les périodes *P1*, *P2*, *P3* et *P4* sont les mêmes périodes que celles définies précédemment (*P1* (1988-1992), *P2* (1993-1997), *P3* (1998-2002) et *P4* (2003-2007)).

D'après le tableau 6.6, la procédure est de faire un calage du modèle sur la première période en prenant pour fonction objectif le critère de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe 1970), puis validation sur chacune des autres périodes : $j = \{2, 3, 4\}$, par la suite, la procédure est répétée en faisant varier la période de calage i et ce, jusqu'à la 4^{ème} période, pour chaque période de calage i , la validation a été faite sur chaque période $j = \overline{1,4}$ avec $j \neq i$

Les résultats obtenus par les simulations croisées sont illustrés dans le tableau 6.7.

Tableau 6.7: Résultats des simulations croisées pour l'étude de l'évolution du comportement hydrologique du bassin versant d'oued Louza.

	M1	M2	M3	M4
P1	0.070	1.720	1.636	0.622
P2	0.000	0.152	0.432	0.197
P3	0.000	0.000	0.066	0.094
P4	0.000	0.000	0.071	0.076

Pour interpréter le tableau des simulations croisées, nous remplaçons chaque valeur par un signe, traduisant une évolution croissante ou décroissante de la variable hydrologique considérée avec le temps. Les résultats du test utilisant le signe des évolutions sont représentés dans le tableau 6.8.

Tableau 6.8: Résultats du test utilisant le signe des évolutions

	M1	M2	M3	M4
P1	0	+	+	-
P2	+	0	+	+
P3	+	+	0	+
P4	+	+	+	0

L'examen du tableau 6.8 montre que : le signe « + » est dominant : 11 « + » et 1 « - », cette très forte prévalence des signes « + », souligne que l'écoulement moyen dans le bassin versant d'oued Louza a une tendance à croître avec le temps.

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons cherché d'appliquer le modèle GARDENIA pour simuler les écoulements dans différentes périodes et de détecter la non-stationnarité au sein du comportement hydrologique du bassin versant d'oued Louza.

A travers l'analyse de critère de Nash, le modèle GARDENIA a montré sa robustesse de produire des simulations fiables des écoulements au pas de temps mensuel.

Son application sur différentes périodes qui comprennent à la fois des périodes sèche et humide, ou séparées, a présenté une certaine efficacité exprimée par la valeur de Nash qui reste supérieure à 70% pour l'ensemble des périodes sauf pour la période globale où le modèle n'a pas pu être calé. En phase de validation, le modèle a pu générer la série de débits pour la plus part des périodes.

En terme de bilan hydrologique, le modèle a pu quantifier les différentes composantes (l'évapotranspiration réelle, ruissellement, infiltration, recharge) et de séparer les différentes composantes de l'écoulement, en écoulement lent et écoulement rapide. L'évaluation de la recharge durant la période sèche et la période humide, nous a démontré, les effets de la variabilité climatique sur les ressources en eau. L'augmentation de la recharge en période humide par 115% qu'en période sèche, confirme que le bassin versant d'oued Louza est passé par des périodes de sécheresse extrême.

Par l'utilisation de la méthode des simulations croisées, nous sommes arrivés à identifier la non-stationnarité dans le comportement hydrologique du bassin versant d'oued Louza, traduite par une tendance croissante dans le temps de l'écoulement moyen du bassin versant d'oued Louza. La façon d'établir le bilan hydrologique par le modèle, en plus de sa robustesse, font de ce modèle un outil indispensable pour la mise en œuvre de la gestion intégrée des ressources en eau.

En comparant ces résultats avec ceux obtenus lors d'une recherche antérieure dans le cadre du magistère (Djellouli, 2012), où, nous avons appliqué les modèles GR (GR1A, GR2M et GR4J) sur le même bassin versant de la présente étude, à la même échelle de temps (mensuelle) et presque pour la même période sèche, les résultats des deux modèles sont :

- En phase de calage, les deux modèles nous donnent presque la même simulation, pour le GR2M, sur la période choisie (1989-1994), la valeur de Nash est 98.3% tandis que, pour GARDENIA, sur la période (1988-1996), la valeur de Nash est 94.84%,
- En phase de validation, la valeur de Nash se dégrade pour les deux modèles,

- Moins de paramètres à optimiser pour le modèle GR2M que pour le modèle GARDENIA,
- En absence d'un algorithme d'optimisation intégré au sein d'interface de calcul de GR2M ce qui rend le calage difficile. Contrairement, au modèle GARDENIA, un calage semi-automatique, suite à l'utilisation d'algorithme d'optimisation non-linéaire adapté de la méthode de Rosenbrock (1960),
- Pour une meilleure représentation hydrologique, et selon la complexité, l'utilisation de plusieurs zones d'aquifère et plusieurs réservoirs est possible par le modèle GARDENIA, ces réservoirs assurant la fonction de production et la fonction de transfert. Ce qui n'est pas le cas pour le modèle GR qui n'utilise que deux réservoirs,
- Malgré, le nombre de paramètres à caler pour le modèle GARDENIA, son utilisation nous a permis d'améliorer notre connaissance sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant d'oued Louza.

Les avantages majeurs que possède le modèle GARDENIA par rapport au modèle GR sont :

- Sa capacité d'établir le bilan hydrologique ainsi que l'estimation et l'évolution de la recharge naturelle de l'aquifère et de quantifier les différentes composantes du bilan hydrologique établi,
- La séparation des différentes composantes du débit (débit lent et du débit rapide),
- Les résultats du bilan du modèle GARDENIA peuvent être intégrés dans d'autres modèles hydrogéologiques.

Conclusion générale

Cette thèse s'inscrit dans le cadre de la recherche sur la persistance de la variabilité climatique et occurrence de la sécheresse. Elle a pour objectif principal la mise en évidence de la récurrence de l'occurrence de la sécheresse sur le bassin versant d'oued Louza. Ce phénomène qui s'est amplifié à partir de la moitié des années 70.

Cette thèse vise à étudier les tendances des variables hydroclimatiques, de caractériser la sécheresse météorologique et hydrologique, de quantifier l'impact de la sécheresse sur les ressources en eau et d'identifier le comportement du bassin versant d'oued Louza en utilisant le modèle hydrologique GARDENIA. Deux jeux de données sont exploités : météorologique (Pluie, température) et hydrologique (écoulement).

L'analyse de la caractérisation de la variabilité climatique du site d'étude montre :

- Une tendance à la baisse de la pluviométrie annuelle durant la période des années 80 et 90, par contre une tendance à la hausse pendant la période des années 2000. Cette tendance de reprise à la hausse est marquée par des ruptures significatives identifiées entre 2000-2007, majoritairement aux alentours de l'année 2007. Elle est affirmée par les travaux de (Khoualdia *et al.*, 2014) et (Tatar et Regad, 2015) après une période de déficit pluviométrique dès le début la moitié des années 1970.
- Pour les saisons humides qui contribuent à 90% aux précipitations annuelles, le point de rupture est détecté aux environs de l'année 2007, avec une tendance à l'augmentation des pluies. Cette évolution apparaît comme un phénomène régional qui indique un changement dans le profil des précipitations annuelles et saisonnières après une longue durée de sécheresse intensifiée durant les années 70. Ce profil est caractérisé par une augmentation des précipitations qui atteint les 57%, justifié par la transition de cycle NAO qui est entré en transition de la phase positive à la phase négative en 2008. Pour les saisons sèches, les dates de rupture sont détectées aux alentours de l'année 1997.
- Les régimes hydrologiques ont également subi de profondes modifications au cours de la période 1978/1979-2007/2008. La baisse de la pluviométrie a provoqué une diminution des apports de cours d'eau du bassin. Cette diminution est marquée par une rupture significative identifiée autour de 1987, caractérisée par un déficit hydrométrique annuel qui atteint une valeur de (68%), alors qu'il est de l'ordre de 64% pour la saison humide, et de 80%, pour la saison sèche. Ce déficit présente une rupture détectée en 1986 confirmant les constatations de Meddi et Hubert (2003) et Ghenim *et al.* (2010).

- Sur la période 1987-2015, à l'échelle annuelle, une variabilité de la température marquée par une tendance de baisse identifiée en 1989, distinguée par un refroidissement d'environ -1.2°C . Et à l'échelle mensuelle, la chronique des températures moyennes mensuelles des mois de novembre, février et mars ont des dates de rupture très significatives qui coïncident avec la date de rupture des températures moyenne annuelles.

Pour mettre en évidence la sécheresse et sa persistance, les indices SPI, EDI et SRI sont appliqués aux différentes échelles (1, 3, 9 et 12) mois pour caractériser la sécheresse (durée, ampleur, intensité) et leur impact sur le régime d'écoulement. Les résultats obtenus montrent que le bassin versant d'oued Louza a connu plusieurs séquences de sécheresse météorologique sévères, les plus longues: l'une entre mars 1983 et août 1984 et l'autre entre mars 1988 et novembre 1989. Cependant, cette sécheresse météorologique a eu une grande influence sur la réduction des ressources en eau et a engendré une sécheresse hydrologique extrême notamment en 1993.

La récurrence des problèmes posés par la variabilité climatique (sécheresse) au niveau des ressources en eau nécessite des outils plus robustes tels que les modèles hydrologiques.

Le modèle GARDENIA est testé au pas de temps mensuel sur la période globale (1988-2007), période sèche (1988-1996) et période humide (2001-2007). L'analyse des résultats de calage montre que les valeurs de Nash en phase de calage sont supérieures à 70 % pour la période sèche et la période humide, alors qu'en validation les valeurs de Nash se dégradent. Pour la période globale, le modèle simule mal les débits.

Après calage, l'analyse des différentes composantes du bilan hydrologique montre que :

- 1- Le débit de recharge de nappe phréatique en période humide ($1.16 \text{ m}^3/\text{s}$) fait augmenter le débit souterrain à $2.62 \text{ m}^3/\text{s}$ qui est estimé en période sèche à $0.182 \text{ m}^3/\text{s}$,
- 2- Le débit rapide est supérieur à 320% en période humide qu'en période sèche,
- 3- Le bon calage en période humide et sèche indique l'existence d'une exportation de débit vers d'autres bassins adjacents qui atteint son maximum ($1.13 \text{ m}^3/\text{s}$) en période humide,
- 4- L'augmentation de la recharge en période humide par 115% qu'en période sèche, confirme que le bassin versant d'oued Louza est passé par des périodes de sécheresse extrême.

Pour identifier la non – stationnarité du processus hydrologique du bassin versant, le modèle GARDENIA est calé sur quatre sous- périodes de cinq ans chacune : P1 (1988-1992), P2

(1993-1997), *P3* (1998-2002) et *P4* (2003-2007). En phase de calibration les valeurs de Nash varient entre 75.77% et 92.11% et en validation elles restent supérieures à 70% pour la plus part des périodes. Ces résultats prouvent que le modèle est robuste et capable de reproduire assez correctement les écoulements mensuels au niveau du bassin versant d'oued Louza.

L'approche de la simulation croisée est appliquée pour identifier la non-stationnarité dans le processus hydrologique par l'utilisation du modèle GARDENIA sur le bassin versant d'oued Louza. Les résultats montrent que l'écoulement moyen dans le bassin versant d'oued Louza a une tendance à croître avec le temps.

Perspectives

La réalisation de notre objectif visé qui est la caractérisation de la sécheresse, conséquence de la variabilité climatique et son impact sur les ressources en eau au niveau du bassin versant d'oued Louza nous pousse à penser dans les futures études à utiliser l'approche satellitaire pour détecter et suivre la sécheresse à l'échelle régionale (le bassin d'oued El Hammam et la Mactaa) en utilisant les indices appliqués et de nouveaux indices. En combinant cet axe avec l'utilisation des modèles semi distribués ou distribués tel que le modèle (HEC-geoHMS, HBV light) pour simuler les écoulements à l'échelle du bassin versant.

Bibliographie

Abakumova, G-M. Feigelson, E-M. Bussak, V and Stadnik, V (1996). Evaluation of long term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on the territory of the former Soviet Union, *J. Clim.*, 9. Pp 1319 – 1327

Abderrahmani, B. Haouari, M. Dobbi, A. Hadjel, M. Hassini, N. (2009). Analyse et modelisation des extremes de temperature au niveau de quelques stations types du Nord-ouest algérien *Geographia Technica*. Numéro spécial. Pp. 5-10

Adjim, H, Djedid A. Chettih, M. (2012). Variabilité climatique et secheresse: cas du bassin versant de la Tafna. *Proceedings Regards croisés Nord / Sud Actes du 1 er colloque « Eau et climat au Maghreb » Revue Eau et Climat au Maghreb N° 1*. Pp.21-33.

Agoumi, A. Senoussi, S. Yacoubi, M. Fakhredine, A. Sayouti, E-H. Mokssit, A. Chikri, N. (1999). Changements climatiques et ressources en eau. *Hydrogéologie Appliquée*. 12 (11). Pp. 163-182

Ahbari, A. (2013). Le bassin versant de Rhéraya : modélisation pluie-débit et prédiction du comportement hydrologique. Thèse de Master Université de Marrakech. 101p.

Alexander, M-A. Bladé, I. Newman, M. Lanzante, J-R. Lau, N-C. Scott, J-D. (2002). The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans, *J. Climate*, 15. Pp 2205-2231.

Alexander, L., Zhang, X., Peterson, T., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Ambenje, P., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Grifths, G., Vincent, L., Stephenson, D., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M. Vazquez- Aguirre, J. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 111 : D05109 :doi : 10.1029/2005JD006290.

Alpert, P. Ben-Gai, T. Baharad, A. Benjamini Y. Yekutieli, D. Colacino, M. Diodato, L. Ramis, C. Homar, V. Romero, R. Michaelides, S. Manes, A. (2002). The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.*, 29(11), Pp. 311-314.

Kouassi, A-M. N'guessan Bi, T-M. Kouamé, K-F. Kouamé, K-A. Okaingni, J-C. Biemi.J (2012). Application of the crossed simulations method to the analysis of trends in the rainfall-runoff relation by using the GR2M model: Case of the N'zi-Bandama watershed (Ivory Coast), *Comptesrendu – Geoscience*, 344 (5). Pp 288-296

Amara, M. (2014). Contribution à l'étude des groupements à *Pistacia atlantica* subsp. *atlantica* dans le Nord-Ouest algérien. Thèse de doctorat. Université de Tlemcen. 264p.

Ambroise, B. (1991). Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré, processus et modèles. Séminaire du Conseil Scientifique du département « Science du Sol » de l'Institut National de Recherches Agronomiques de Dijon, 26-27 mars 1991.

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

Ambroise, B. (1999). La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles, Editions HGA.

American Meteorological Society (AMS). (2004). Statement on meteorological drought. Bull. American Meteorological Society. 85. Pp.771–773.

Anderson, M-P and Woessner, W-W. (1992). Applied groundwater modeling. Simulation of flow and advective transport. Academic Press Inc., San Diego, USA.

Andréassian, V. (2002). Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Cemagref (Antony). 276p.

Andreassian, V. Parent, E. Michel, C et al. (2003). A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behavior. Water Resources Research 39(9). 1252, doi:10.1029/2003WR002081.

Arnaud, M. (1985). Contribution à l'étude stochastique markovienne des précipitations dans le bassin Adour- Garonne. Thèse de Doctorat, Institut national polytechnique de Toulouse.

Ayadi, M. (2000). Modélisation des écoulements de l'oued Miliane. Thèse de Doctorat., Université Tunis El Manar, Tunisie. 249p.

Baahmed, D. (2015). Bilan hydrique et évaluation des ressources en eau superficielle du bassin de la Macta. Thèse de doctorat, Université des Sciences et de la Technologie Mohamed Boudiaf d'Oran. 195p.

Bauwens, A. Sohier, C. Degré, A. (2013). Impacts du changement climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin de la Meuse, Biotechnol. Agron. Soc. Environ. 17(1). Pp 76-86.

Belaid, A. (2015). Les risques climatiques et leurs impacts sur l'environnement. Thèse de doctorat. Université des sciences et de technologie d'Oran Mohamed Boudiaf, Oran, Algérie. 184p.

Benadda, L. (2000). Etude d'un projet de mise en valeur pour l'irrigation du périmètre d'El-Fhoul à partir d'Oued Sikkak. Mem, Ing, Univ, Tlemcen (Algérie). 196p.

Benkhalel, A. (2011). Détection des tendances de précipitations dans le bassin de chott melghir au Sud-est de l'Algérie. 1er Séminaire International sur la Ressource en eau au sahara : Evaluation, Economie et Protection, le 19 et 20 janvier 2011(Ouargla). Pp287-293.

Bennabi, F., Hamel, L., Bouiadjra, S-E-B., Ghomari, S. (2012). Ressources hydriques sous tension et enjeux de développement durable dans la wilaya de Sidi Bel Abbas (Algérie occidentale). *Méditerranée*, 118, doi : 10.4000/mediterranee.6330

Benoit, G., et Comeau, A. (2005). Méditerranée les perspectives du Plan Bleu sur l'environnement et le développement. Document de travail, Plan Bleu.

Benslimane M., Hamimed A., El Zerey W., Khaldi A. Mederbal K. (2008). Analyse et suivi du phénomène de la désertification en Algérie du Nord. *Vertigo*, 8(3). Pp 1-9.

Berri, G-S. Ghiotto, M-A. Garcia, N-O. (2002). The influence of ENSO in the flows of the Upper Paraná River of South America over the past 100 years. *J. Hydromet.*3. Pp 57–65.

Beven, K. (1989). Changing ideas in hydrology: the case of physically-based models, *Journal of Hydrology*, 105. Pp. 157–172.

Beven, K., and Freer, J (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology, *Journal of Hydrology*, 249(1-4). Pp. 11–29.

Bhalme,H-N andMooley,D-A. (1980).Large-scaledroughts/floods andmonsooncirculation. *Mon.WeatherRev.*108. Pp. 1197–1211.

Binhui, L. Xu, M. Henderson, M. Gong, W. (2004). A spatial analysis of pan evaporation trends in China, 1955—2000. *Journal of geophysical research*. 109, D15102, doi: 10.1029/2004JD004511

Bischoff, S-A, Garcia, N-O, Vargas W-M, Jones, P-D, Conway D. (2000). Climatic variability and Uruguay River flows. *Water International* 25(3). Pp.446–456.

Bobée, B. Boucher, P. Demard, H. (1978). Demande en eau des résidences: analysestatistique des débits de pointe, Rapport scientifique No 90 LN.R.S.-Eau.

Boe, J. (2007). Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France, these de doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France. 278p.

Bolle H.-J. (2003). Climate, climate variability and impacts in the Mediterranean area: anoverview. Dans: Bolle H.-J. (Ed): *Mediterranean Climate – Variability and Trends*. SpringerVerlag, 5-86.

Benaouda, Z. (2001). Diagnostic phytoécologique et édaphique et établissement d'une relation Sol-Végétation dans les forêts de Tenira – Khodida-Touazizine. Thèse de magistère, université de Tlemcen. 116 p.

BNEDER. (2008). Etude d'inventaire forestier national ‘ wilaya de Sidi Bel Abbés’’. 84 p.

Bony S. et Dufresne J-L. (2007). Processus régissant la sensibilité climatique. La Météorologie, 56.

Borrell, V. (2004). Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Application à de petits bassins versants du Sud de la France. Thèse de Doctorat, IPN Toulouse. 254p.

Bouanani, A. Baba-Hamed, K. Mania, J. (2003). Variations climatiques et conséquences hydrologiques : cas du bassin versant de la Tafna (NW Algérie). Le Journal de l'Eau de de l'Environnement, N° 03.

Bouanani, A. (2004). Hydrologie, transport solide et modélisation : Etude de quelques Sous Bassins de la Tafna (Nw – Algérie) ; Thèse Doctorat d'Etat, Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen (Algérie). 250 p.

Bouanani, A. Baba Hamed, K. Mania, J. Bensalah, M. (2005). Le Comportement D'un Système Hydrologique En Climat Méditerranéen Par L'analyse Corrélatoire et Spectrale Des Débits et Des Pluies. Cas de Trois Sous Bassins Sud-Méditerranéens : (oued Sebdou, Moulah et Isser - Tafna - NW Algérie). Revue Des Sciences de L'eau 18, no. 2 215. doi:10.7202/705557ar.

Boudjadja, a. Messahel, m. Pauc, h. (2003). Ressources hydriques en Algérie du Nord. Revue des Sciences de l'Eau, 16 (3). Pp.285–304.

Boudhraa, H. (2007). Modélisation pluie-débit à base géomorphologique en milieu semi-aride rural tunisien : association d'approches directe et inverse. Thèse de doctorat. Institut national agronomique de Tunisie. 227p.

Bourqui, M. (2008). Impact de la variabilité spatiale des pluies sur les performances des modèles hydrologiques. Thèse de doctorat, ENGREF (Paris) / Cemagref (Antony). 333p.

Bouvier, C. (2004). De la pluie à l'inondation : contribution à la compréhension et à la prévision des événements extrêmes sur petits bassins tropicaux et méditerranéens. Mémoire HDR, Université Montpellier 2. 93p.

Bovolo, C. Blenkinsop, S. Majone, B. Zambrano, B-M. Fowler, H. Bellin, A. Burton, A. Barceló, D. Grathwohl, P. Barth, J. (2010). Climate change water resources and pollution in

the Ebro basin. towards an integrated approach, in: The Ebro River Basin. edited by Barceló, D. and Petrovic, M., Springer-Verlag.

Brohan P., Kennedy J., Harris I., Tett S-F-B. Jones P.D. (2006). Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.*, 111, D12106, doi: 10.1029/2005JD006548.

Bruneau, P. et Rassam, J-C. (1983). Application d'un modèle bavésien de détection de changements de moyennes dans une série, *Hydrol. Sci. J.* 28. Pp. 341-354.

Brunetti, M. Maugeri, M. Nanni, T. (2000). Variations of temperature and precipitations in Italy from 1866 to 1995. *Theor. Appl. Climatol.*, 65. Pp 165-174.

Buishand, T-A. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, 58. Pp.11-27

Buishand, T-A. (1984). Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *J. Hydrol.* 73. Pp. 51-69.

Byun, H-R and Wilhite, D-A. (1999). Objective quantification of drought severity and duration. *Journal of Climate*, 12. Pp 2747–2756.

Byun, H-R and Lee, D-K. (2002). Defining three rainy seasons and the hydrological summer monsoon in Korea using available water resources index. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 80, (11). Pp.33-44.

Camilloni, I. and Barros, V. (2000). The Paraná River response to El Niño 1982-83 and 1997-98 events. *Journal of Hydrometeorology* 1. Pp 412-430.

Camilloni, I. and Barros, V. (2003). Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing. *J. of Hydrology* 278. Pp. 94-106.

Carte pluviométrique : moyenne annuelle 1913-1963 / Chaumont, Paquin.- 1 : 500 000.- Université d'Alger, Faculté de sciences, 1971.- Feuilles : Oran, El Asmar, Alger, Constantine.

Cassou, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, 45, Pp. 21-32. doi : [10.4267/2042/36039](https://doi.org/10.4267/2042/36039).

CERESTA (Centre d'Enseignement et de Recherche de Statistique Appliquée). (1986). Aide-mémoire pratique des techniques statistiques pour ingénieurs et techniciens supérieurs. *Revue de statistique appliquée*, 34p, numéro spécial.

Chahinian, N. (2004). Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole. Thèse de doctorat. Université de Montpellier II. 264p.

Champagne, C. Davidson, A. Cherneski, P. L'heureux, J. Hadwen, T. (2015). Monitoring agricultural risk in Canada using L-Band passive microwave soil moisture from SMOS. *Journal of Hydrometeorology*. 16, doi : 10.1175/JHM-D-14-0039.1.

Chatfield, C. (2004). *Autoregressive processes the analysis of time series: an introduction* (Sixth edition ed., pp. Ch 3.3). Boca Raton: Chapman & Hall/CRC.

Chattopadhyay, N and Hulme, M. (1997). Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change, *Agric. For. Meteorol.*, 87(1). Pp 55 – 72.

Cherif, E-A. Errih, M et Madani Cherif, H. (2009) Modélisation statistique du transport solide du bassin versant de l'Oued Mekerra (Algérie) en zone semi-aride méditerranéenne, *Hydrological Sciences Journal*, 54:2, Pp. 338-348, doi : 10.1623/hysj.54.2.338

Choi, K-S and Byun, H-R. (2007). Definition of the onset and withdrawal of the warm season over East Asia and their Characteristics. *Journal of Korean Meteorological Society*, 43, (2). Pp. 143-159.

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

Combourieu-Nebout N, Peyron O, Dormoy I et al. (2009). Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Climate of the Past* 5. Pp. 503–521.

Cudennec, C. (2000). Description mathématique de l'organisation du réseau hydrographique et modélisation hydrologique. Thèse de Doctorat de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, France. 198p.

Dagnélie, P. (1975). *Théorie et méthodes statistiques. Applications agronomiques. II.* Les Presses Agronomiques de Gembloux. 459 p.

Dai, A. Trenberth, K-E. Karl, T-R. (1999). Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *J. Climate*, 12. Pp 2451–2473.

Dayon, G. (2015). Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies, Thèse de Doctorat, Université de Toulouse, France. 223p.

De Marsily, G. (1994). Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Revue scientifique de l'eau*. 7. Pp. 219-234.

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

Dezetter, A. (1991). Modélisation globale de la relation pluie-débit. Application en zone de savanes soudanaises (nord-ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat. Université Montpellier II. 422p.

Djellouli, F. (2012). Modélisation Pluie –Débit : Application au bassin versant d'Oued El Hammam (Mactaa-NW Algérien). Thèse de magistère. Université de Mascara. 183p

Djerbouai, S. et Souag-Gamane, D. (2016). *Water Resour Manage*. 24(45). 30 p. doi:10.1007/s11269-016-1298-6.

Dracup, J-A. Lee, K-S. Paulson, E.G. (1980). On the definition of droughts, *Water Resour. Res.*, 16. Pp. 297-302.

Düneloh A., and Jacobeit J., 2003: Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98. *Int. J. Climatol.*, 23. 1843p.

Easterling, D-R. Evans, J-L. Groisman, P-Y. Karl, T-R. Kunkel K-E. Ambenje, P. (2000). Observed variability and trends in extreme climate events. *Bull Am Meteorol Soc* 2000; 81: Pp.417– 25.

Edossa, D.C., Babel, M.S., Gupta, A.D. (2010). Drought analysis in the Awash River Basin, Ethiopia. *Water Resour. Manage*. 24. Pp. 1441–1460.

El Ghachi M., Aafir M., Bouberria A. (2011). Analyse des tendances pluviométriques dans la ville de Taza dans un contexte de variabilité climatique, Publications des actes du colloque.

El Janyani, S. (2013). Incidence des bétoires et de la karstogenèse des plateaux crayeux de la Haute-Normandie sur le fonctionnement hydrologique de l'aquifère de la craie Modélisation hydrogéologique des influences climatiques à différentes échelles spatio-temporelles. Thèse de Doctorat, université de Rouen. 238p.

Engeland, K., Xu, C.Y. Gottschalk, L. (2005). Assessing uncertainties in a conceptual water balance model using Bayesian methodology. *Hydrol. Sci. J.*, 50(1). Pp 45-63.

Erian, W-F (2010). Desertification of Drought in Arab Countries . Expert Meeting of the ASPA Countries for developing scientific and technological cooperation on climate change, organized by LASS, ACSAD, MoE in Syria, Damascus, 4-6 May

Esteban-Parra, M-J. Pozo-Vasquez, D. Rodrigo, F-S. Castro-Diez Y. (2003). Temperature and precipitation variability and trends in Northern Spain in the context of the Iberian Peninsula climate. Dans: Bolle H.-J. (Ed): Mediterranean Climate – Variability and Trends. Springer Verlag. Pp 259-276.

Farah Abdelhafid, K. (2014). Changement climatique ou variabilité climatique dans l'Est Algérien. Université de Constantine 1. Algérie. 127p.

Foley, J-C. (1957). Droughts in Australia: Review of Records from Earliest YearsofSettlement to 1955, Australian Bureau of Meteorology, Bull. Pp 43-281.

Fournier, G. (1969). L'érosion hydrique et le climat. Bulletin Technique d'Information. Météorologie et agriculture. N°237. Pp. 111-115

Frei, C and Schär, C. (2001). Detection probability of trends in rare events: theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. J Climate. 14. Pp 1568–1584

Frisch, P-C. Grodnicki, L. Welty, D. E. (2002). The Velocity Distribution of the Nearest Interstellar Gas, Astrophys. J., 574. Pp 834– 846.

Garcia, N-O. Vargas, W-M. (1998). The temporal climatic variability in the Rio de la Plata basin displayed by the river discharges. Climatic Change 38. Pp 359–379

Gardner, L-A. (1969). On detecting changes in the mean of normal variâtes. Ann. Math. Statist. Pp. 116-126.

Gaume, E. (2000). Hydrologie: Cycle de l'eau et modélisation pluie-débit, ENPC-CEREVE, Novembre.

Gaume, E. (2002). Hydrologie de versants et de bassins versants et modélisation pluie débit; Cours de DEA en Sciences et Techniques de l'environnement, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, France.

Ghenim, A-N et Megnounif, A. (2011). Caractérisation de la sécheresse par les indices SPI et SSFI (Nord-Ouest de l'Algérie). Revue scientifique et Technique. LJEE N°18 , Juin 2011. Pp 59-77.

Ghenim, A. Megnounif, A. Seddini, A. Terfous, A. (2010). Fluctuations hydropluviométriques du bassin versant de l'Oued Tafna à Béni Bahdel (Nord-Ouest Algérien). Sécheresse, 21. Pp. 115-20.

Ghenim, A-N and Megnounif, A. (2013). Spatial and temporal assessment of drought in northern Algeria. Seventeenth International Water Technology Conference, IWTC17 Istanbul, 5-7 November 2013.

Gibbs, W-J and Maher, J-V. (1967). Rainfalldeciles as drought indicators. Bureau of Meteorology Bulletin. No. 48. Commonwealth of Australia, Melbourne.

GIEC, (2007a). Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, 103 p.

GIEC. (2014). Changements climatiques 2014: Incidences, adaptation et vulnérabilité – Résumé à l'intention des décideurs. Contribution du Groupe de travail II au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [sous la direction de Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea et L.L. White]. Organisation météorologique mondiale, Genève (Suisse), 34 pages (publié en anglais, en arabe, en chinois, en espagnol, en français et en russe).

Gnouma, R. (2006). Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse de processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron. Thèse de Doctorat. INSA Lyon.

Godard, A et Tabeaud, M. (1993). Les climats ; Mécanismes et Répartition, Ed : Armand COLIN. Golubev, V-S., Lawrimore, J-H., Groisman, P-Y., Speranskaya, N-A., Zhuravin, S-A., Menne, M-J., Peterson, T-C., Malone, R-W. (2001). Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: a reassessment. Geophys. Res. Lett. 28, Pp.2665–2668.

Goodess, C-M and Jones, P-D. (2002). Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. Int. J. Climatol., 22.

Groisman, P.Y. Knight, R.W. Easterling, D.R. Karl, T.R., Hegerl, G.C. et Razuvaev, V.N. (2005). Trends in intense precipitation in the climate records. J. Climate, 18, Pp.1326–1350.

Gruza, G. Rankova, E. Razuvaev, V. Bulygina, O. (1999). Indicators of climate change for the Russian Federation. Climatic Change 42, Pp. 219–242

Gupta, H-V. Wagener, T. Y. Liu, Y. (2008). Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation, Hydrological Processes, 22(18), Pp.3802–3813, doi :10.1002/hyp.6989.

Gupta, H-V. Clark, M-P. Vrugt, J-A. Abramowitz, G.Ye.M (2012). Towards a comprehensive assessment of model structural adequacy, *Water Resources Research*, 48(8), doi :10.1029/2011WR011044.

Guttman, N-B. (1998). Comparing the Palmer Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 34 (1). Pp 113–121.

Hagman, G. (1984). Prevention better than cure: report on human and natural disasters in the Third World. Swedish Red Cross, Stockholm, Sweden.

Halimi, A. (1980). *L'Atlas Blideen: climat et étages végétaux*. O.P.U, Alger. 623p.

Hallouz, F, Meddi, M et Mahé, G. (2013). Modification du régime hydroclimatique dans le bassin de l'Oued Mina (nord-ouest d'Algérie). *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*. 26, n° 1. Pp. 33-38.

Han, S-U and Byun, H-R. (2006). The existence and the climatological characteristics of the spring rainy period in Korea. *International Journal of Climatology*, 26, (5). Pp. 637-654.

Hanson, R-L. (1991). Evapotranspiration and Droughts, in: Paulson, R.W., Chase, E.B., Roberts, R.S and Moody, D.W., Compilers, *National Water Summary 1988-89-Hydrologic Events and Floods and Droughts*, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, 2375. Pp. 99- 104.

Haouchine, A. Haouchine, F-Z. Labadi, A. (2015). Changements anthropiques : impacts sur les aquifères côtiers en Algérie. *Larhyss Journal*, 24 (2015). Pp 227-241.

Hassini, N. Abderrahmani, B. Dobbi, A. (2008). Tendances Des Précipitations et de La Sécheresse Sur Le Litoral Algérien : Impact Sur Les Réserves Hydriques.

Hassini N., Abderrahmani B., Dobbi A. (2011). Trends of Precipitation and Drought on the Algerian Littoral: Impact on the Water Reserves. *International Journal of Water Resources and Arid Environments*, 1(4), Pp. 271-275

Hayes, M-J., Svodoba, M-D., Wilhite, D.A., Vanyarkho, O-V. (1999). Monitoring the 1996 drought using the Standardized Precipitation Index. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 80. Pp. 429–438.

Hennessy, K-J. Suppiah, R, Page, C-M. (1999). Australian rainfall changes, 1910–1955. *Australian Meteorological Magazine* 48. Pp 1–13.

Hermassi, T. (2003). Modélisation des écoulements des petits bassins versants de la zone semi-aride : Utilisation d'un modèle à base physique. Mémoire de diplôme d'études approfondies à l'Institut National Agronomique de Tunisie. 92p.



Hewlett, J. D. (1982). Forests and floods in the light of recent investigation.

Hobbins, M-T. Ramírez. Brown, T-C. (2004), Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous US: Paradoxical or complementary? *Geophys. Res. Lett.*, 31(13), L13503, doi:10.1029/2004GL019846.

Horton, R-E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*. 56p.

Hubert, P. Carbonnel, J-P. Chaouche, A.(1989). Segmentation des seneshydrométéorologiques: Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.*, 110. Pp. 349-367.

Hypatie N. (2013). Les impacts du changement climatique sur les ressources en eaux en Méditerranée, Thèse de Doctorat, Université Paris-Est, France. 174p.

International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies. 2015 “World Disasters Report”. Printed by ImprimerieChirat, Lyon, France. ISBN: 978-92-9139-26-1. 270p.

Iwashima, T, Yamamoto, R. (1993). A statistical analysis of the extreme events: long-term trend of heavy daily precipitation. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 71. Pp 637–640.

Jain, V-K, Pandey, R-P, Jain, M-K, Byun, H-R. (2015). Comparison of drought indices for appraisal of drought characteristics in the Ken River Basin. *Weather and Climate Extremes*.8. p. 1–1. doi: 10.1016/J.WACE.2015.05.002.

Jensen, K. (1992). Colouredpetri nets: Basic concepts, analysis methods and practical use. In *Basic Concepts*, EATS Monographs on Theoretical Computer Science. 1. Berlin: Springer.

Jury, M-R. (2003). The coherent variability of African river flows: composite climate structure and the Atlantic circulation’ *Water SA* 29. Pp 1-10.

Kadik, B. (1986). Contribution à l’étude du Pin d’Alep (*Pinushalepensis*MILL.) en Algérie : Écologie, dendrométrie, morphologie, Office des Publications Universitaires, Alger. 580 p.

Kaiser, D-P and Qian, Y. (2002). Decreasing trends in sunshine duration over China for 1954 – 1998: Indication of increased haze pollution, *Geophys. Res. Lett.*, 29(21), 2042, doi:10.1029/2002GL016057.

Karl, T. R and Knight, R W. (1998). Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79. Pp 231 – 241.

Karoly D-J. Braganza, K. Stott, P-A. Arblaster, J-M., Meehl, G-A. Broccoli, A-J. Dixon K-W. (2003). Detection of a human influence on North American climate,

Karsili, C. (2013). Calculation of past and present water availability in the Mediterranean region and future estimates according to the Thomthwaite water-balance model. Master degree thesis, in Physical Geography and Ecosystem Analysis Department of Physical Geography and Ecosystems Science, Lund University, Sweden,

KauarkLeite, L-A. (1990). Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole. Thèse de Doctorat en Sciences et Techniques de l'Environnement - Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.

Keyantash, J., Dracup, J-A., (2002). The quantification of drought: an evaluation of drought indices. Bull. Am. Meteorol. Soc. 83. Pp. 1167–1180.

Khaldi, A. (2005) - Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien "Monts de Tlemcen - Saida". Thèse de Doctorat d'État, Université d'Oran, Algérie. 239p

Khomsî, K. (2014). Variabilité hydroclimatique dans les bassins versants du Bouregreg et du Tensidat au Maroc : Moyennes, extrêmes et projections climatiques. Thèse de Doctorat, Université Mohammed V. 218p.

Khoualdia, W. Djebbar, Y. Hammar, Y. (2014). Caractérisation de la variabilité climatique : cas du bassin versant de La Medjerda (Nord-Est algérien). Rev. Sci. Technol., Synthèse 29. Pp 6-23.

Kingumbi, A. (2006). Modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation. Cas du Merguellil en Tunisie centrale. Thèse de doctorat Université de Tunis El Manar. 218p.

Klein Tank, A-M-G, Konnen, G-P. (2003). Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–1999. Journal of Climate 16: Pp.3665–3680

Koutsoyiannis, D. and Kundzewicz, Z-W. (2007). Editorial—quantifying the impact of hydrological studies. Hydrol. Sci. J. 52(1), Pp. 3–17.

Krepper, C-M, Garcia, N-O, Jones, P-D. (2003). Interannual variability in the Uruguay River basin. International Journal of Climatology 23: Pp. 103–115.

Kunkel, K-E, Andsager, K, Easterling, D-R. (1999). Long-term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada. Journal of Climate 12: Pp. 2515–2527

Laala, A. Alatou, D. (2016). Variabilité temporelle des températures annuelles et saisonnières sans l'Est algérien. *European Scientific Journal* May 2016 edition.12, No.14 ISSN: 1857 – 7881 (Print) e - ISSN 1857- 7431.

Laborde, J-P. (1993). *Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500000*. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, projet PNUD/ALG/88/021, une carte avec notice explicative. 44 p.

Lahlah, S. (2004). Les inondations en Algérie. Actes des Journées Techniques/ Risques Naturels : Inondation, Prévision, Protection /Batna. P 43-57.

Lee, A-F-S and Heghinian S-M. (1977). A Shift of the Mean Level in a Sequence of Independent Normal Random Variables. A Bayesian Approach. *Technometrics* 19 (4). Pp. 503-506

Le Lay, M. (2006). Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydroclimatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso échelle au Bénin. Thèse de Doctorat, INPG (Grenoble). 264p.

Le Moine, N. (2008). Le bassin versant de surface vu par le souterrain : Une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit. Thèse de Doctorat. Université Pierre et Marie Curie/Cemagref. 348p.

Letreuch-Belarouci. N. (1995). Réflexion autour du développement *du* forestier : les zones à potentiel de production les objectifs O.P.U. Algérie. 69p.

Lettenmaier, D-P. (1976) Detection of trends in water quality data from records with dependent observations. *Water Resour. Res.* 12(5). Pp.1037–1046

Liebmann, B-C. Vera, L. Carvalho, L. Camilloni, I. Hoerling, M. Allured, D. Barros, V. Baez, J et Bidegain, M. (2004). An observed trend in Central South American precipitation. *J. Clim.* 17: Pp.4357-4367.

Liepert, B-G. (2002). Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophysical Research Letters* 29: doi: 10.1029/2002GL014910. issn: 0094-8276.

Liepert, B. Feichter, J. Lohmann, U. Roeckner, E. (2004), Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world?, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06207, doi:10.1029/2003GL019060.

Linsley, R-K. Kohler, M-A. Paulhus, J. (1975). *Hydrology for Engineers* (second edition), McGraw-Hill, New York, USA. 482p

Loehle Cand Scafetta, N. (2011). Climate Change Attribution Using Empirical Decomposition of Climatic Data. *The Open Atmospheric Science Journal* 5, Pp. 74-86, doi : 10.2174/1874282301105010074.

Loumagne, C. Normand M. Michel, C. (1991). Etat hydrique du sol et prévision des débits. *Journal of Hydrology*, 1 (23). Pp 1-17.

Loumagne, C. (2001). Observation spatiale et modélisation hydrologique pour la gestion des ressources en eau. Thèse Ph.D. Université de Paris-Sud Centre Scientifique d'Orsay. 100p

Lubès, H., Masson, J-M., Servat, E., Paturel, J-E., Kouamé, B., Boyer, J-F. (1994). Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par application de tests statistiques—Etude bibliographique. ORSTOM, Montpellier, Programme ICCARE, Rapport no. 3.

Lubèse Niel H et al. (1998). Variabilité climatique et statistique : étude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité des chroniques. *Revue des sciences de l'eau* n3. Pp. 383-408.

Maftai, C-P. (2002). Etudes concernant les écoulements superficiels modélisation spatialisée de l'écoulement sur le bassin versant de Voinesti-Roumanie.

Magand, C. (2014). Influence de la représentation des processus nivaux sur l'hydrologie de la Durance et sa réponse au changement climatique, these de doctorat, Université Pierre Et Marie Curie, Sorbone, France. 349p.

Mahtab; S., Maryam, D-M. Mohamed, D-M. (2013). Study of drought with SPI index (case study: Ghareh Chai and Karkheh basins). *International Research Journal of Applied and Basic Sciences*, 4, (9). Pp.2638-2644.

Makhlouf, Z. (1994). Compléments sur le modèle pluie débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, dép. GMA, Cemagref (Antony), Université Paris XI Orsay. 434p.

Marchandise, A. (2007). Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze ; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. Thèse de Doctorat, Montpellier II. 214p.

Margat, J et Treyer, S. (2004). L'eau des Méditerranéens : situations and perspectives, Document de travail 158, PNUE/PAM.

Mardily, G. (2009). L'eau, un trésor en partage. Dunod, Paris. 256 p.

Matari, A., Kerrouche, M., Bousid H., Douguedroit A. (1999). Sécheresse dans l'ouest algérien. Publications de l'association internationale de climatologie, 12.

Matari, A et Dougudroit, A. (1995). Chronologie des précipitations et des sécheresses dans L'ouest algérien. 9e conférence Afro asiatique sur l'irrigation et le drainage. Alger.

MATE. (2010). Seconde communication nationale de l'Algerie sur les changements climatiques à la CCNUCC, projet GEF/PNUD 00039149. 2010

Mathevet, T. (2005). Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants, Thèse Ph.D. Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, Paris.

Mchirgui, R. (2000). Incertitudes des modèles pluie-débit : Incertitudes des données d'entrée. Mémoire de diplôme d'études approfondies à l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis. 105p.

Mckee, T-B., Doesken, N-J. Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales, In: McKee, T.B., Doesken, N.J. and Kleist, J. (eds.), Preprints, 8th Conference on Applied Climatology, 179–84. 17–22 January 1993, Anaheim, Calif., Boston, Mass., American Meteorological Society.

Meddi, H et Meddi, M. (2004). Sécheresse et spatialisation des précipitations ans le nord-ouest de l'Algérie. Proceedings Colloque International « TERRE et EAU » Annaba, 21, 22 & 23 Novembre 2004. 31P.

Meddi, M. et Humbert, J. (2000). Etude des potentialités de l'écoulement fluvial dans le nord de l'Algérie en vue d'une réalimentation des aquifères. "Eaux sauvages, eaux domestiquées. Hommage à Lucette DAVY. Publications de l'Université de Provence - France.

Meddi, H. et Meddi, M. (2009). Variabilité des précipitations annuelles du nord-ouest de l'Algérie. Sécheresse, 20. Pp. 57-65.

Meddi, H et Meddi, M. (2009). Etude de la persistance de la sécheresse au niveau de sept plaines algériennes par utilisation des chaines de Markov (1930-2003)0 Courrier du Savoir – N°09, Mars 2009. Pp.39-48.

Meddi, M. (2003). Etude de la variabilité interannuelle des pluies dans le nord de l'Algérie. EDIL INFO-EAU, Trimestriel International de Liaison Eau Environnement. Soumis.

Meddi, M. et Hubert, P. (2003). Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. In : *Hydrology of the mediterranean and semiarid regions*, IAHS publication, n°278. Pp.229-235.

Meddi, M, Talia A, Martin C. (2009). Evolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (nord-ouest de l'Algérie). *Géographie Physique et Environnement (Physio-Géo)* 3. Pp. 61-84.

Meddi, M., Assani, A-A., Meddi, H. (2010). Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, Northwestern Algeria, *Water Resour. Manage.*, 24, Pp.3817–3833.

Meddi, M. Toumi, S. Mehaiguene, M. (2013). Hydrological drought in Tafnabassin Algeria. *Proceedings of the 13th International Conference of Environmental Science and Technology Athens, Greece, 5-7 September 2013.*

Meddi, H., Meddi, M. Assani, A-A. (2014). Study of Drought in Seven Algerian Plains. *Arab J Sci Eng* (2014) 39: 339. doi:10.1007/s13369-013-0827-3.

Medejerab. A. (2009). Les inondations catastrophiques du mois d'octobre 2008 à Ghardaïa-Algerie *Geographia Technica*. Numéro spécial. Pp 311-316.

Medejerab, A et Henia, L. (2011). Variations spatio-temporelles de la sécheresse climatiques en Algérie nord occidentales. *Courrier du Savoir – N°11, Mars 2011.* pp.71-79.

Melanie, J. (2011). Sécheresse, changements climatiques et vulnérabilités : le défi environnemental de l'Australie. Mémoire pour l'obtention du grade maître, Université Laval, Québec, p 96.

Mestre, O. (2000). Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques. Thèse de Doctorat de l'université Paul-Sabatier (Toulouse III).

Meyn, S et Tweedie, R. L. (1993). *Markov Models Markov Chains and Stochastic Stability*: Springer-Verlag.

Milly, P-C-D and Dunne, K-A. (2001). Trends in evaporation and surface cooling in the Mississippi River basin *Geophys. Res. Lett.* 28 1219–22

Moberg, A. and Jones, P-D. (2005). Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in central and western Europe, 1901-99, *Int. J. Climatol.*, 25, Pp.1149-1171.

Montgomery, D-C. (1991). *Design and analysis of experiments*. John Wiley & Sons. 649p.

Morel, J. (2007). Water resources on ground (origin, use and prospects in the context Climate change). *International laboratory of Economy of the Production and Integration, CNRS France*. N°2. Pp. 1-17.

Morid, S. Smakhtin, V. Moghaddasi, M. (2006). Comparison of seven meteorological indices for drought monitoring in Iran. *International Journal of Climatology* 26, (8). Pp. 971-985.

Musy, A. (2003). Cours d'hydrologie EPFL. 195 p. <http://www.Echo.epfl.ch/edrologie/>.

Nalbantis, I and Tsakiris, G. (2008). Assessment of Hydrological Drought Revisited. *Water Resour. Manage.*; doi: 10.1007/s11269-008-9305-1

Narasimhan, R. and Srinivasan, R. (2005). Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring, *Agr. Forest Meteorol.*, 133. Pp. 69-88.

Nascimento, N-O. (1995). *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-debit à l'échelle du bassin versant.* Thèse de Doctorat, CERGRENE / ENPC, Paris, France. 550p.

Nash, J-E. et Sutcliffe, J-V. (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I-A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 10. Pp. 282-290.

Nezzal, F et Iftini- Belaid, Z. (2013). Variabilité climatiques et impacts anthropiques sur la nappe alluviale de la Mitidja orientale (Baie d'Alger). *Revue scientifique et technique LJEE N°21 et 22. Spécial colloque CIREDD'2013.* Pp 56-64.

Nicholson, SE. (1993). An overview of African rainfall fluctuations of the last decade. *J Clim*;6: 6.

Narrant, C. and Douguédroit, A. (2005). Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000). *Theor. Appl. Climatol.*,83. Pp. 89-106.

Obassi, G-O. (1994). WMO's Role in the International Decade for Natural Disaster Reduction. *Bulletin of American Meteorological Society*, 75-9, Pp.1655-1661.

Ondo, J-C. (2002). *Etude comparative des tests de stationnarité.* Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiaeductor (Ph.D.) en Sciences de l'Eau Spécialité : Hydrologie Statistique. Université du Québec INRS-Eau Terre et Environnement (ETE).

Oreskes, N. Schrader-Frechette, K. Belitz, K. (1994). Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences, *Science*, 263. Pp. 641-644.

Organisation Meteorologique Mondiale (OMM), 2005. *Le climat et la dégradation des sols.* n° 989.

- Oudin, L. (2004). Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris) / Cemagref (Antony). 495p.
- Pall, P. Allen, M. R. Stone, D-A. (2006). Testing the Clausius–Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming, *Clim. Dyn.*, 28, Pp.351–363, doi:10.1007/s00382-006-0180-2.
- Palmer, W-C. (1965). Meteorological Drought, Weather Bureau, Research Paper, 45, U.S Dept. of Commerce, Washington, DC. 58p.
- Palmer, W-C. (1968). Keeping track of crop moisture conditions nation wide: the new crop moisture index. *Weather wise*. 21. Pp. 156–161.
- Panu, U-S and Sharma, T-C. (2002). Challenges in drought research: some perspectives and future directions, *Hydrol. Sci. J.*, 47 (SI): Pp. 519-530.
- Patel, N-R., Chopra, P., Dadhwal, V-K., (2007). Analyzing spatial patterns of meteorological drought using standardized precipitation index. *Meteorol. Appl.* 14. Pp. 329–336.
- Paulo, A-A., Rosa, R-D., Pereira, L-S. (2012). Climate trends and behaviour of drought indices based on precipitation and evapotranspiration in Portugal, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12. Pp. 1481-1491, doi :10.5194/nhess-12-1481-2012.
- Payan, J-L. (2007). Prise en compte de barrages-réservoirs dans un modèle global pluie-débit. Thèse de doctorat. Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts. 256p.
- Perrin, C. (2000). Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit, Thèse Ph.D. Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Peterson, T-C. Golubev, V-S. Groisman, P-Y. (1995). Evaporation losing its strength, *Nature*, 377. Pp 687-688.
- Pettitt, A-N. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 28. Pp. 126–135.
- PNUE/PAM/PLAN BLEU. (2004). L'eau des Méditerranéens: situations et perspectives. No 158 de la Série des rapports techniques du PAM, PNUE/PAM. Athènes. 336p.
- Puech, C, Dartus, D et al. (2003). Hydrologie distribuée, télédétection et problèmes d'échelle. *Société française de photographie et télédétection* 172. Pp. 11-21.

Qian, T. Dai, A-G. Trenberth, K-E et. Oleson, K-W. (2006). Simulation of global land surface conditions from 1948 to 2004. Part I: Forcing data and evaluations, *J. Hydrometeorol.*, 7, 953–975, doi:10.1175/JHM540.1.

Rakotomalala, R. (2011). Tests de normalité Techniques empiriques et tests statistiques (Version 2.0), Université Lumière Lyon 2. 59p

Refsgaard, J-C and Storm, B. (1995). Construction, Calibration and Validation of hydrological models, in *Global Environmental Change and Land Surface Processes in Hydrology: the trial and Tribulations of modeling and measuring*, NATO ASI ser. I, 46. Springer-Verlag, New York. Pp. 17-39

Refsgaard, J-C. (1996). Terminology, modeling protocol and classification of hydrological model codes. In: *Distributed Hydrological Modelling*(ed. by J.C. Refsgaard J & M.B. Abbott). Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.

Refsgaard, J-C and Storm, B. (1996). Construction, calibration and validation of hydrological models. In: *Distributed Hydrological Modelling* (ed. by J.C. Refsgaard J & M.B. Abbott). Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. Pp. 41-54.

Robock, A. Vinnikov, K-Y. Srinivasan, G. Entin, J-K . Hollinger, S E. Speranskaya, N A. Liu, S. Namkhai, A. (2000). The global soil moisture data bank *BULLETIN-AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY*. 81, no 6, p. 1281–1300.

Robock A. Mu, M. Vinnikov, K. Trofimova, I-V. Adamenko, T-I. (2005) Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine: No summer dessication (yet). *Geophys. Res. Letters*, 32, L03401, doi : 10.1029/2004GL021914.

Roche, M. (1963). *Hydrologie de surface* ORSTOM - Gauthier-Villars - Paris.

Roche, P-A et Thiéry, D. (1984). Simulation globale de bassins hydrologiques. Introduction à la modélisation et description du modèle GARDÉNIA. Rapport BRGM 84 SGN 337 EAU.

Roderick M-L and Farquhar G-D. (2004) Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002. *International Journal of Climatology*, 24, Pp. 1077-1090.

Rosenbrock, H-H. (1960). An automatic method for finding the greatest or the least value of a function. *Computer journal* 3.3. Pp. 175-184.

Rosenberg, N-J. (1978). North American droughts: AAAS [American Association for the Advancement of Science] Symposium, Denver, Colorado, February 1977. Boulder, Colorado, Westview Press.

Rossi, G. (200). Drought mitigation measures. a comprehensive frame work. In Drought and Drought Mitigation in Europe. Somma (eds), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. Pp.233-246.

Safi, H. (1990). Essai sur l'économie de la sécheresse au Maroc 1493-1986, passé présent et perspectives. Thèse université Mohamed V, Rabat. 190 p.

Salameh, T. (2008). Modelisation multi-echelles de la circulation atmospherique sur le bassin mediterraneen. Mathematics. EcolePolytechnique X.Scholten, H., Van Waveren, R-H. Groot, S., Van Geer, F-C., Worsten J-H-M., Koeze R-D.,

Noort J-J. (2001). Improving the quality of model-based decision support: good modelling practice in water management. Proc. Maastricht'2001 symposium on the Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics. IAHS Publ. 269. Pp. 223-230.

Seltzer, P. (1946). Le climat de l'Algérie Impr. "La Typo-litho" & J. Carbonel. 219p.

Semari, K. (2016). Forme des lits pour les cours d'eau du bassin versant de la Macta. Thèse de doctorat, Université de Mustapha Stambouli– Mascara. 147p.

Shafer, B-A and Dezman, L-E. (1982).Developmentofasurfacewatersupplyindex (SWSI) to assess these verity of drought conditions in snow pack runoff areas. Western Snow Conference, Reno,NV, Colorado State University. Pp.164–175.

Shinoda, T. Hendon, H. Glick, J.(1999).Intraseasonal surface fluxes in the tropical western Pacific and Indian Oceans from NCEP reanalyses. Mon. Wea. Rev., 127, Pp.678–693

Singh, V.P. (1995). Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications. 1130p.

Shukla, S and Wood, A-W. (2008). Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic 316 drought. Geophysical Research Letters, 35, L02405, <http://dx.doi.org/10.1029>.

Smakhtin, V. Hughes, D-A. (2007). Automated estimation and analyses of meteorological drought characteristics from monthly rainfall data. Environmental Modelling & Software,22. Pp. 880-890.

Sogreah. (1967). Etude générale des aires d'irrigation et d'assainissement agricole en Algérie. Dossier, Ministère de l'agriculture et de la réforme agraire, Algérie.

Solomon, S., Qin D., Manning M., Alley R-B., Berntsen T., Bindoff N-L., Chen Z., Chidthaisong A., Gregory J-M., Hegerl G-C., Heimann M., Hewitson B., Hoskins B-J., Joos F., Jouzel J., Kattsov V., Lohmann U., Matsuno T., Molina M., Nicholls N., Overpeck J.,

Raga G., Ramaswamy V., Ren J., Rusticucci M., Somerville R., Stocker T-F., Whetton P., Wood R-A. Wratt D. (2007). Résumé technique. In: Bilan 2007 des changements climatiques 2007: Les bases scientifiques. Contribution du groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur les changements climatiques [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, New York, NY, USA.

Squires, V-R. (2001) "Dust and Sandstorms: an early warning of impending disaster. In Yang Youlin, Squires V, Lu Qi (ed.) Global alarm: dust and sandstorms from the World's Drylands, Asia RCU of the UNCCD, Bangkok.

Stepánek P-M. (2008). AnClim—Software for Time Series Analysis. Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB.

Stricevic, R., Djurovica, N., Djurovic, Z. (2011). Drought classification in Northern Serbia based on SPI and statistical pattern recognition. Meteorol. Appl. 18. Pp. 60–69

Szczypta, C. (2012). Hydrologie Spatiale pour le suivi des sécheresses du bassin méditerranéen. Thèse de doctorat, université de Toulouse. 197 p.

Taabni. M et Moulay-Driss. E. (2012). Eau et changement climatique au Maghreb : quelles stratégies d'adaptation ? Les Cahiers d'Outre-Mer, n° 260, p. 493-518.

Tabet Aoul M., (2008). Impacts du changement climatique sur les agricultures et les ressources hydriques au Maghreb, note d'alerte du CIHEAM, N° 48.

Talia, A. (2003). *Évolution des régimes pluviométrique et hydrologique du Nord de l'Algérie*. Mémoire de Magister, Université de Mascara.

Talia, A. et Meddi, M. (2004). La pluvio-variabilité dans le Nord de l'Algérie. *Actes du colloque "Terre et Eau"* (Annaba, 2004). Pp. 477-480.

Tallaksen, L-M. Madsen, H. Clausen, B. (1997). On the definition and modelling of streamflow drought duration and deficit volume, Hydrol. Sci. J., 42, 1. Pp. 15-33.

Tallaksen, L-M. Henny A-J. Van, L. (2004.). Hydrological drought: processes and estimation methods for streamflow and groundwater. Vol. 48. Elsevier.

Tarhule A and Woo M. (1998). Changes in rainfall characteristics in northern Nigeria. Int J Climatol;18: Pp.1261– 1271.

Tate, E-L., and Gustard, A. (2000). Drought definition: a hydrological perspective, in: Drought and Drought Mitigation in Europe, edited by: Vogt, J. J. and Somma, F., Kluwer Acad. Publ., Dordrecht. Pp. 23-48.

Tatar, H et Regad, N. (2015). Variabilité climatique et ressources en eau en milieu semi-aride: cas des bassins versants des oueds chemora, reboa et gueiss (hauts plateaux constantinois,Algerie). Analele Universității București: Geografie <http://www. Annalsreview .geo.unibuc.ro / 2015/Tatar.pdf>.

Tebakari, T. Yoshitani,J et Suvanpimol, C. (2005). Time-space trend analysis in pan evaporation over Kingdom of Thailand, J. Hydrol. Eng., 10(3), Pp.205 – 215.

Thiéry D. (1991). Lumped modelling of river catchments. Version 3.2. Reference Manual. BRGM/R32 209-EN. 139 p.

Thiéry D. (2003). Logiciel GARDÉNIA, version 6.0. Guide d'utilisation. BRGM/RP-52832-FR, 102 p., 42 fig., 3 ann.

Thiéry, D. (2004). Plaquette de présentation du code de calcul GARDÉNIA du BRGM. Note technique. NT EAU.

Thiéry, D. (2009). Modèles à réservoirs en hydrogéologie. In Traité d'hydraulique environnementale – Volume 4 - Modèles mathématiques en hydraulique maritime et modèles de transport. Tanguy J.M. (Ed.) - Éditions Hermès - Lavoisier. Chapitre 7. Pp. 239-249. ISBN 978-2-7462-2006-5.

Thiéry, D. (2010) .Modélisation des écoulements souterrains en milieu poreux avec MARTHE. In Traité d'hydraulique environnementale – Volume 9 – Logiciels d'ingénierie du cycle de l'eau. Tanguy J.M. (Ed.) - Éditions Hermès - Lavoisier. Chapitre 4. Pp. 77-94. ISBN 978-2-7462-2339-4.

Thiéry, D. (2011). Plaquette de présentation du code de calcul du BRGM GARDÉNIA v8.1. Notetechnique NT EAU 2011/05. http://www.brgm.fr/sites/default/files/logicie_l_gardenia .pdf .

Thiéry, D. (2013). Didacticiel du code de calcul Gardénia v8.1. Vos premières modélisations. Rapport BRGM/RP-61720-FR, 130 p., 93 fig.

Thiéry, D. (2014). Logiciel GARDÉNIA, version 8.2. Guide d'utilisation. Rapport BRGM/RP-62797-FR, 126 p., 65 fig., 2 ann.

Thiéry, D. (2015a). Validation du code de calcul GARDÉNIA par modélisations physiques comparatives. Rapport BRGM/RP-64500-FR, 48 p., 28 fig.

<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-64500-FR.pdf>. (Accès Juin 2016).

Thiessen, A-H. (1911). Precipitation for large area. *MonWeather. Rev.*, 39: Pp.1082-1984

Thirriot, C. (1983). Étude de la variabilité des séries suivant une chaîne de Markov binaire. Rapport interne. Institut de mécanique des fluides de Toulouse, CT. 584, juillet 1983.

Thirriot, C. (1986) : Simplicité et efficacité des chaînes de Markov comme modèle de la pluviométrie. *Arch Hydrot* 23. Pp. 1-2

Todini, E. (1988). Rainfall-runoff modelling - Past, present and future. *Journal of Hydrology*,100. Pp. 341-352.

Touaibia, B. (2000). Erosion – Transport solide impact sur les inondations torrentielles. Cours de perfectionnement. Vibo. Valantia. Italie du 25 au 30 juin 2000.

Touchan et al (2010). Spatiotemporal drought variability in northwestern Africa over the last nine centuries. *Climate Dynamics*, 2010; DOI:[10.1007/s00382-010-0804-4](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0804-4)

Trenberth, K-E. (1998). Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates with climate change. *Climatic Change*, 39, Pp.667–694.

Trenberth, K-E. et al. (2007), Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. et al (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Trigo I-F., Trevor T-D. Bigg G-R. (2000). Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, 27, Pp. 2913-2916.

Tsakiris, G. Pangalou, D. Vangelis, H. (2007). Regional drought assessment based on the reconnaissance drought index (RDI). *Water Resource Management*. 21. Pp.821-833.

Turc, L. (1955). Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agr.*, 6. Pp. 5-131.

Turc, L. (1961). Évaluation des besoins en eau d'irrigation. Évapotranspiration potentielle. *Ann. Agronom.*

Van den Dool. H. Huang, J. Fan, Y. (2003). Performance and analysis of the constructed analogue method applied to U.S. soil moisture over 1981–2001. *journal of geophysical research*, VOL. 108, NO. D16, 8617, doi:[10.1029/2002JD003114](https://doi.org/10.1029/2002JD003114).

Varado, N. (2004). Contribution au développement d'une modélisation hydrologique distribuée. Application au bassin versant de la Dongo, Bénin. Thèse de Doctorat, INPG/Grenoble. 320p.

Yahiaoui, A. (2012). Inondations Torrentielles Cartographie des Zones Vulnérables en Algérie du Nord (Cas de l'oued Mekerra, Wilaya de Sidi Bel Abbès). Thèse de doctorat, Ecole Nationale Polytechnique, Algerie. 210p.

Vicente-Serrano, S-M., Beguería, S et López-Moreno, J-I. (2010). A Multi-scalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index – SPEI, *J. Climate*, 23, 7, Pp.1696-1718, doi: 10.1175/2009JCLI2909.1.

Jain, V-K., Pandey, V-k., Jain, M-K., Byun, H-R. (2015). Comparison of drought indices for appraisal of drought characteristics in the Ken River Basin. *Weather and ClimateExtremes* 8(2015). Pp. 1–11.

Vischel, T. (2006). Impacte de la variabilité pluviométrique de méso-échelle sur la réponse des systèmes hydrologiques sahélien : modélisation, simulation et désagrégation. Thèse de Doctorat, INPG (Grenoble). 289p.

Wald, A. and Wolfowitz, J. (1943). An exact test for randomness in the nonparametric case based on serial correlation. *Annals of Mathematical Statistics*, 14. Pp. 378-388.

Wang, X-L-L. Wen, Q-H. Wu, Y H. (2007). Penalized maximal t test for detecting undocumented mean change in climate data series. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 46 (6). Pp. 916-931.

Watson, R-T. Zinyowera, M-C. Moss, R-H. Dokken, D-J. (1996). *Climate Change 1995: Impacts, Adaptations, and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses*. Published for Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, 878 p.

Wilhelmi, O-V. Hubbard, K-G. Wilhite, D-A. (2002). Spatial representation of agroclimatology in a study of agricultural drought, *Int. J. Climatol.*, 22. Pp. 1399–1414. doi: 10.1002/joc.796.

Wilhite, D-A., Glantz, M-H. (1985). Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. *Water Int.* 10. Pp. 111–120.

W.M.O. (World Climate Programme). (1988). *Analyzing long Time Series of hydrological data with respect to climate variability and change WCAP-3, WMO/TD - No. 224*, World Meteorological Organization.

Worsley, K-J. (1979). On the like lihood ratio test for shift in location of normal populations. J. Am. Stat. Assoc., 74. Pp.365-367.

Wu,H. Hayes,M-J. Weiss,A. Hu,Q-I.(2001). An evaluation of the standardized precipitation index, the china-Z index and the statistical Z-Score. Int. J. Climatol. 21, Pp.745–758. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.658>.

Yamaguchi, Y. Shinoda, M. (2002). Soil moisture modeling based on multi year observations in the Sahel. Journal of Applied Meteorology, 41, (11). Pp. 1140–1146.

Yang, D. Kane, D-L. Hinzman, L-D. Zhang, X. Zhang, T. Ye, H. (2002), Siberian Lena river hydrologic regime and recent change, J. Geophys. Res., 107(D23), 4694, doi:10.1029/2002JD002542

Xoplaki, E., Gonzàlez-Rouco, J-F., Luterbacher, J. Wanner, H. (2004). Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. Clim. Dyn.,23, 63-78, doi: 10.1007/s00382-004-0422-0.

Zella, L. (2007). *L'eau (Pénurie ou incurie)*.Office des Publications Universitaires, Alger, 121 p

Zhao, L., Lyu, A., Wu, J., Hayes, M., Tang, Z., He, Bin., Liu, J., Liu, M. (2014). Impact of meteorological drought on streamflow drought in Jinghe River Basin of China. Chinese Geographical Science, 24(6): Pp.694–705. doi:10.1007/s11769-014-0726-x.

Annexes

ANNEXE 01: Schéma de fonctionnement du modèle GARDÉNIA

ÉQUATIONS DE VIDANGE

Le réservoir H est caractérisé par un temps de demi-vidange THG et par une hauteur caractéristique d'écoulement rapide RUIPER.

Les réservoirs G1 et G2 sont caractérisés chacun par un temps de demi-vidange TG1 et TG2.

Les équations de vidanges sont les suivantes, en notant G1 et G2 les niveaux des réservoirs et tg1 et tg2 les constantes de temps de tarissement :

$$\frac{dG_1}{dt} = -G_1/tg_1 \quad \text{Eq (1)}$$

$$\frac{dG_2}{dt} = -G_2/tg_2 \quad \text{Eq (2)}$$

$$\frac{dH}{dt} = -H/(thg - H)/(thgRUIPER/H) \quad \text{Eq (3)}$$

En notant :

$$tg_1 = TG1/Ln(2);$$

$$tg_2 = TG2/Ln(2);$$

Ln = logarithme Népérien

RÉSERSOIRS G1 ET G2

Pour G1 et G2, la solution de l'équation différentielle (1) ou (2) donne le niveau G(t) en fonction du temps

$$G(t) = G_0 \cdot e^{-t/tg} \quad \text{Eq (4)}$$

Soit : $G(d) = G_0 \cdot e^{-d/tg}$ à la fin d'un pas de temps de durée d.

D'après l'équation (1) ou (2) le débit instantané qg par unité de superficie est donné par :

$$qg = -\frac{dG}{dt} = G/tg \text{ soit } qg = \frac{G_0 \cdot e^{-t/tg}}{tg}$$

D'où on obtient, par intégration entre les temps 0 et d, le volume QG écoulé pendant un pas de temps de durée d :

$$QG = G_0 \cdot (1 - e^{-d/tg}) ; \text{ soit } QG = G_0/TGM \quad \text{Eq(5)}$$

$$TGM = 1/(1 - e^{-d/tg}) = 1/(1 - e^{-(d \ln 2)/TG}) \quad \text{Eq(6)}$$

En posant :

TGM = constante de temps du modèle exprimée en pas de temps du modèle.

NIVEAU DANS LE RÉSERVOIR H

Deux types de vidanges se font simultanément :

$$\text{- écoulement rapide (non linéaire) : } \quad q_r = H^2 / (thg \cdot RUIPER) \quad \text{Eq(7)}$$

$$\text{- percolation vers G1 : } \quad q_i = H / thg \quad \text{Eq(8)}$$

On voit que : $q_r / q_i = H / RUIPER$.

La hauteur RUIPER est donc la hauteur de H pour laquelle les deux vidanges (percolation et écoulement rapide) sont égales :

- quand $H > RUIPER$, l'écoulement rapide q_r est prépondérant,

- quand $H < RUIPER$, la percolation q_i est prépondérante.

Pour supprimer l'écoulement rapide il suffit donc d'imposer une très forte valeur de RUIPER égale à l'infini (en pratique, on impose la valeur code de 9999 mm).

SOLUTION ANALYTIQUE

$$\frac{dH}{dt} = -q_r - q_i$$

$$\frac{dH}{dt} = - \left(\frac{H^2}{thg RUIPER} + \frac{H}{thg} \right) \quad \text{Eq (9)}$$

D'où on obtient par intégration la solution :

$$H(t) = \frac{C \cdot RUIPER e^{-t/tg}}{1 - C \cdot e^{-t/tg}} \quad \text{Eq(10)}$$

$$C = 1 / (1 + RUIPER / H_0) \quad \text{Eq(11)}$$

Avec : $H_0 = H(t = 0)$

ILLUSTRATION DE LA COURBE DE DÉCROISSANCE DES DÉBITS SORTANT DU RÉSERVOIR H (composante rapide)

$$q_r(t) = \frac{H^2}{thg \cdot RUIPER}$$

D'après Eq(7) on obtient d'après (10) :

$$q_r(t) = \frac{C_2 \cdot RUIPER}{thg} \cdot \frac{e^{-2t/tg}}{(1 - C \cdot e^{-t/tg})^2} \quad \text{Eq(12)}$$

Soit en notant Q_0 le débit au temps initial :

$$\frac{qr(t)}{Q_0} = \frac{(1-C)^2}{(1-C \cdot e^{-t/thg})^2} \cdot e^{-2t/thg} \quad \text{Eq(13)}$$

À titre d'illustration, on a tracé (cf. graphiques ci-contre) les courbes d'évolution de qr / Q_0 en fonction de la valeur initiale $H_0 / RUIPER$ du niveau dans le réservoir H.

Les courbes ont été calculées pour neuf valeurs :

- de $H_0 / RUIPER = 0.1$ (courbe la plus haute ayant la décroissance la plus lente),
- à $H_0 / RUIPER = 10$ (courbe ayant la décroissance la plus rapide).

La non-linéarité est évidente : plus la crue est forte, plus la décroissance est rapide.

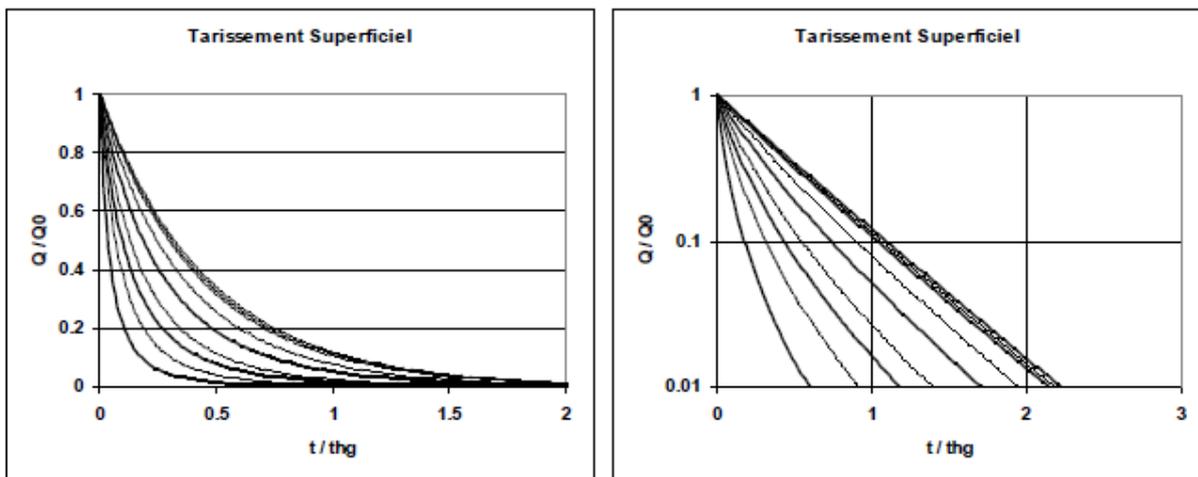


Figure 1 : Courbes de décroissance (non linéaires) du débit sortant du réservoir H pour différents états de remplissages : de $H_0/RUIPER = 0.1$ (tarissement lent à droite) à $H_0/RUIPER = 10$ (tarissement rapide à gauche).

DÉBIT ÉCOULÉ PENDANT UN PAS DE TEMPS

Débit de percolation

En intégrant q_i donné par l'équation (8) entre les temps 0 et d , on obtient le volume Q_1 écoulé pendant un pas de temps de durée d . En utilisant l'expression (10) de H , on obtient par intégration :

$$Q_1 = RUIPER \cdot \text{Ln} \left(\frac{1 - C \cdot e^{-d/thg}}{1 - C} \right)$$

$$Q_1 = RUIPER \cdot \text{Ln} \left(1 + \frac{H_0}{RUIPER} \cdot (1 - C \cdot e^{-d/thg}) \right) \quad \text{Eq (14)}$$

$$Q_1 = RUIPER \cdot \ln \left(1 + \frac{H_0}{RUIPER \cdot THGM} \right) \text{ avec : } THGM = 1/1((1 - e^{-d/thg}) \quad \text{Eq (15)}$$

Écoulement rapide

Par conservation de la masse, on a :

$$QR = (H_0 - H(d)) - QI$$

Soit en remplaçant H(d) et QI par leurs valeurs :

$$QR = H_0 - H_0 \cdot \frac{THGM-1}{THGM+H_0/RUIPER} - RUIPER \cdot \ln \left(1 + \frac{H_0}{RUIPER \cdot THGM} \right) \quad \text{Eq (16)}$$

Soit en remplaçant H(d) et QI par leurs valeurs :

MISE EN ÉQUILIBRE DANS LE RÉSERVOIR H

Dans cette implémentation de GARDENIA, on pratique un « apport brutal » sous forme d'un Dirac, c'est-à-dire qu'on apporte instantanément le volume d'alimentation ALIMH en début de pas de temps.

Soit H le niveau à la fin d'un pas de temps, on a $H_0 = H + ALIMH$. Comme on est à l'équilibre, on doit avoir à la fin d'un nouveau pas de temps : $H(d) = H$.

On a vu que :

$$H(d) = H_0 \cdot \frac{THGM - 1}{THGM + H_0/RUIPER}$$

Soit en remplaçant H_0 par $H + ALIMH$:

$$H = (H + ALIMH) \cdot \frac{THGM - 1}{THGM + (H + ALIMH)/RUIPER}$$

D'où une équation du 2^e degré de solution :

$$H_{equ} = 0.5 \cdot (ALIMH + RUIPER) \left(\sqrt{1 + 4 \cdot \frac{ALIMH \cdot RUIPER \cdot (THGM-1)}{(ALIM+RUIPER)^2}} - 1 \right) \quad \text{Eq (17)}$$

Il convient de remarquer que dans une implémentation avec un flux constant QALIMH, au lieu d'un apport brutal de volume ALIMH, on obtiendrait :

$$H_{equ_Continu} = 0.5 \cdot RUIPER \cdot \left(\sqrt{1 + 4 \cdot Q \cdot ALIMH \cdot thg/RUIPER} - 1 \right) \quad \text{Eq (18)}$$