

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Ibn Khaldoun –Tiaret–
Faculté Sciences de la Nature et de la Vie
Département Nutrition et Technologie Agro Alimentaire



Mémoire de fin d'études
En vue de l'obtention du diplôme de Master académique
Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers
Filière : Géologie
Spécialité : Hydrogéologie

Présenté par :

KOURA MHAMED

LAGRAA ABDELKARIM

BOUSSOUAR AMEL

Thème

Estimation de la recharge à l'aide d'un Modèle hydrologique "GARDENIA". Application au bassin versant d'oued Sebdou (Haute Tafna).

Soutenu publiquement le 14/07/2021

Jury:

Président: Mr. MEBARKI Kaddour

Encadrant: Mr. OTMANE Abdelkader

Examineur: Mr. SABOUA Toufik

Année universitaire 2020-2021

« L'eau est la force conductrice de la
nature »

Léonard de Vinci

Nous savons très bien qu'il n'y a pas de **vie** sans **eau** :
malheureusement beaucoup de gens ignore cette réalité: il suffit
de les voir se laver les mains ou se brosser au lavabo.

Ils ne pensent pas aux étapes qu'a traversées cette eau pour
arriver jusqu'à chez eux.

Ils ne connaîtront la valeur de cette eau que le jour où ils
ouvriront le robinet et qu'aucune goutte ne tombe.

Nous devons apprendre à nos enfants et à tout le monde de
respecter l'eau, ne pas la gaspiller inutilement.

L'eau nous a toujours servi et c'est à notre tour de la servir.

Dédicaces

Ce message est dédié à :

Toutes nos familles généreuses et ceux qui nous aiment et dont

l'amour

est inculqué dans nos cœurs

Remerciements

Au nom d'ALLAH tout puissant, Tout d'abord, nous tenons à remercier le Dieu Tout-Puissant et Miséricordieux qui nous a donné la force et la patience pour faire cet humble travail.

Nous tenons à exprimer notre gratitude à toutes les personnes qui nous ont permis de faire cet humble travail.

Nous exprimons également nos sincères remerciements à notre encadreur, Dr. OTMANE Abdelkader, pour la confiance qu'il nous a accordée en acceptant de diriger cette recherche et de nous accompagner vers sa réalisation. Enseignants du Département des Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université de Tiaret. Enfin, nous tenons à remercier l'honorable famille et tous les amis qui nous ont aidés et encouragés à réaliser ce travail.

Résumé

Le sous bassin versant d'oued Sebdou est situé au Nord-ouest de l'Algérie, est un affluent du grand bassin de la Tafna, jouit d'un climat semi-aride. Ce bassin s'étend sur une superficie de 616.8 km², a reçu une pluie moyenne annuelle de 414.4mm sur une période de 41 années (1975/1976-2015/2016). Durant cette étude, différents tests et analyse sont adoptés.

En effet, La région d'étude a fait l'objet d'une modélisation pluie-débit, en utilisant d'un modèle conceptuel global « GARDENIA », en vue de l'estimation de la lame d'eau rechargée à l'échelle annuelle et mensuelle pendant une période allant de 1975/76 à 2015/16.

L'application du modèle sur les données du bassin versant d'oued Sebdou, pour les différents pas du temps retenus (annuel et mensuel), montre des résultats satisfaisants, particulièrement pour la période de calage (Nash > 70%). La performance du modèle durant cette période (1976/77-2004/05), nous a permis de déterminer l'évolution temporelle des différents termes du bilan hydrologiques, dont la recharge est la composante principale. En effet, la variabilité annuelle de la recharge montre clairement l'impact du phénomène karstique qui caractérise la région. Ainsi, l'évolution mensuelle de la recharge fait apparaitre que la recharge se fait uniquement dans la période de haute eau avec un maximum de 13.20mm en mois de janvier.

Mots clés : Bassin versant, Sebdou, modélisation hydrologique, évolution temporelle, recharge

Abstract

The Oued Sebdoou sub-basin is located in the north-west of Algeria, is a tributary of the large Tafna basin, enjoys a semi-arid climate. This basin covers an area of 616.8 km², received an average annual rainfall of 414.4mm over a period of 41 years (1975 / 1976-2015 / 2016). During this study, various tests and analyzes are adopted.

In fact, the study region was the subject of a rainfall-flow modeling, using a global conceptual model "GARDENIA", with a view to estimating the layer of water recharged at the scale. annual and monthly for a period from 1975/76 to 2015/16.

The application of the model on the data of the Oued Sebdoou watershed, for the different time steps selected (annual and monthly), shows satisfactory results, particularly for the calibration period (Nash > 70%). The performance of the model during this period (1976 / 77-2004 / 05), allowed us to determine the temporal evolution of the various terms of the hydrological balance, of which recharge is the main component. Indeed, the annual variability of recharge clearly shows the impact of the karst phenomenon that characterizes the region. Thus, the monthly evolution of the recharge shows that the recharge is done only in the period of high water with a maximum of 13.20mm in January.

Key words: Catchment area, Sebdoou, hydrological modeling, temporal evolution, recharge

الملخص

قع حوض واد سبدو في الشمال الغربي للجزائر ، وهو أحد روافد حوض تافنة الكبير ، ويتمتع بمناخ شبه جاف. يغطي هذا الحوض مساحة 616.8 كيلومتر مربع ، وتلقى متوسط هطول الأمطار السنوي 414.4 ملم على مدى 41 عامًا (1975 / 1976-2015 / 2016). خلال هذه الدراسة ، تم اعتماد العديد من الاختبارات والتحليلات.

في الواقع ، كانت منطقة الدراسة موضوعًا لنمذجة تدفق الأمطار ، باستخدام نموذج مفاهيمي عالمي "GARDENIA" ، بهدف تقدير طبقة المياه التي يتم تغذيتها على النطاق. سنويًا وشهريًا لفترة من 1975/76 إلى 2015/16.

إن تطبيق النموذج على بيانات مستجمعات مياه واد سبدو للخطوات الزمنية المختلفة المختارة (سنوية وشهرية) يظهر نتائج مرضية ، خاصة لفترة المعايرة (ناش < 70٪). لقد سمح لنا أداء النموذج خلال هذه الفترة (1976 / 2004-77 / 05) بتحديد التطور الزمني لمختلف شروط التوازن الهيدرولوجي ، والذي يعد التغذية المكون الرئيسي له. في الواقع ، فإن التباين السنوي للتغذية يظهر بوضوح تأثير الظاهرة الكارستية التي تميز المنطقة. وبالتالي ، فإن التطور الشهري لإعادة الشحن يظهر أن إعادة الشحن تتم فقط في فترة ارتفاع المياه بحد أقصى 13.20 ملم في يناير.

الكلمات المفتاحية: منطقة التجمّع ، السبدو ، النمذجة الهيدرولوجية ، التطور الزمني ، التغذية

Table des matières

| | |
|--|-----|
| Dédicaces | I |
| Remerciements..... | II |
| Résumé..... | III |
| Abstract..... | IV |
| المخلص..... | V |
| Table des matières..... | VI |
| Liste des figures | XII |
| Liste des tableaux..... | XV |
| Introduction..... | 1 |
| Cette étude s’articule en Cinq chapitres successivement :..... | 3 |

Chapitre I : Etat de l’art de la modélisation hydrologique

| | |
|--|---|
| 1. Introduction | 5 |
| 2. La modélisation hydrologique | 5 |
| 3. Classification des modèles hydrologiques..... | 5 |
| 3.1. Modèle déterministe..... | 6 |
| 3.2. Modèle stochastique..... | 6 |
| 3.3. Model à base physique | 6 |
| 3.4. Modèle paramétrique..... | 7 |
| 3.6. Modèle analytique | 7 |
| 3.7. Modèles empiriques | 7 |
| 3.8. Modèle global ou distribué..... | 8 |
| 4. Méthodes de calage des modèles hydrologiques..... | 8 |
| 5. Choix d'un modèle..... | 8 |
| 6. Modèle GARDENIA | 8 |

| | | |
|--------|---|----|
| 6.1. | Les entrées et les sorties du modèle | 9 |
| 6.2. | Domaines d'application..... | 9 |
| 6.3. | Fonctionnement du modèle | 10 |
| 6.4. | Bilan dans le réservoir superficiel | 11 |
| 6.5. | Transfert dans les réservoirs intermédiaires et souterrains | 12 |
| 6.5.1. | Réservoir intermédiaire H..... | 12 |
| 6.5.2. | Réservoir souterrain G1 | 13 |
| 6.7. | Fonction de production et fonction de transfert | 15 |
| 6.8. | Données nécessaires..... | 16 |
| 6.9. | Calage et validation du modèle GARDÉNIA | 16 |
| 7. | Conclusion..... | 17 |

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

| | | |
|--------|---|----|
| 1. | Introduction | 19 |
| 2. | Situation géographique | 19 |
| 2.1. | Cadre orographique | 20 |
| 2.2. | Situation géographique du sous bassin versant de Sebdou | 21 |
| 3. | Caractéristiques morphométriques | 22 |
| 3.1. | Indice de compacité de Gravelius | 22 |
| 3.2. | Rectangle équivalent | 23 |
| 3.3. | Modèle Numérique de Terrain (MNT)..... | 23 |
| 3.4. | Répartition altimétrique..... | 24 |
| 3.5. | Indices de pente | 26 |
| 3.5.1. | Indice de pente de Roche | 26 |
| 3.5.2. | Indice de pente globale | 27 |

| | | |
|---------|--|----|
| 3.5.3. | Indice de pente moyenne | 27 |
| 4. | Caractéristiques hydrographiques du bassin versant | 27 |
| 4.1. | Hiérarchisation du réseau : | 28 |
| 4.2. | Profil en long | 29 |
| 4.3. | Densité de drainage | 30 |
| 4.4. | Fréquence des thalwegs d'ordre 1 | 31 |
| 4.5. | Fréquence des cours d'eau | 31 |
| 4.6. | Coefficient de torrencialité | 31 |
| 4.7. | Coefficient d'allongement..... | 31 |
| 4.8. | Rapport de confluence..... | 32 |
| 4.9. | Rapport des longueurs | 32 |
| 4.10. | Temps de concentration..... | 32 |
| 4.10.1. | Formule de Giandotti (1937) | 32 |
| 4.10.2. | Formule de Kirpich (1940) | 33 |
| 4.10.3. | Formule d'Izzard-Meunier (1991) | 33 |
| 4.10.4. | Formule de Basso (1973)..... | 33 |
| 4.10.5. | Formule de Passini (Morin, 1998) | 33 |
| 5. | Occupation du sol de bassin de Sebdou..... | 34 |
| 6. | Conclusion..... | 36 |

| |
|---|
| Chapitre III : Géologie et hydrogéologie |
|---|

| | | |
|------|--|----|
| 1. | Introduction | 38 |
| 2. | Géologie du bassin versant de la Tafna | 38 |
| 3. | Litho-stratigraphie | 40 |
| 3.1. | Séries anciennes | 40 |

| | | |
|------|---|----|
| 3.2. | Séries récentes | 42 |
| 3.3. | Log Litho-stratigraphique | 43 |
| 4. | Cadre structural..... | 45 |
| 4.1. | Analyse structurale..... | 45 |
| 5. | Hydrogéologie de la région d'étude..... | 46 |
| 5.1. | Aquifère | 46 |
| 6 | Conclusion..... | 53 |

Chapitre IV : Etude hydro pluviométrique

| | | |
|--------|--|----|
| 1. | Introduction | 55 |
| 2. | Etude de précipitations | 55 |
| 2.1. | Réseau pluviométrique et séries d'observation..... | 55 |
| 2.2. | Contrôle de la fiabilité des séries pluviométriques | 56 |
| 2.3. | Les variations spatiales et temporelles sur le bassin | 57 |
| 2.4. | Evaluation de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin | 58 |
| 2.4.1. | Moyenne arithmétique | 59 |
| 2.4.2. | Méthode de Thiessen | 59 |
| 2.4.3. | Méthode des isohyètes | 61 |
| 2.5. | Précipitations mensuelles et les régimes saisonniers | 62 |
| 2.5.1. | Variabilité mensuelle des précipitations | 62 |
| 2.5.2. | Régime pluviométrique saisonnier | 63 |
| 3. | Température d'air | 64 |
| 4. | Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls (1952)..... | 66 |
| 5. | Évapotranspiration..... | 67 |
| 5.1. | Evapotranspiration potentielle..... | 67 |

| | | |
|--------|--|----|
| 5.1.1. | Formule de Thornthwaite..... | 68 |
| 5.1.2. | Formule de Turc..... | 68 |
| 5.2. | Evapotranspiration réelle..... | 69 |
| 5.2.1. | Formule de Turc (1961)..... | 70 |
| 5.2.2. | Méthode de Bilan hydrique simplifié selon W.C. Thornthwaite..... | 70 |
| 6. | Régime climatique..... | 71 |
| 6.1. | Indice d'aridité de De Martonne (1926)..... | 71 |
| 6.2. | Indice d'aridité de la FAO..... | 72 |
| 7. | Bilan hydrologique..... | 73 |
| 7.1. | Estimation du ruissellement..... | 73 |
| 7.2. | Estimation de l'infiltration..... | 73 |
| 8. | Etude des débits..... | 74 |
| 8.1. | Variation interannuelle des débits..... | 75 |
| 8.2. | Lames d'eau écoulées :..... | 76 |
| 9. | Conclusion..... | 78 |

Chapitre V : Application du modèle Gardénia et l'estimation de la recharge

| | | |
|------|--|----|
| 1. | Introduction..... | 80 |
| 2. | Initialisation du modèle..... | 80 |
| 3. | Méthodologie adoptée..... | 80 |
| 4.1. | Calage..... | 82 |
| 4.2. | Validation..... | 82 |
| 4.3. | Résultats du calage et de la validation..... | 83 |
| 5. | Composantes du bilan hydrologique..... | 86 |
| 6. | Calcul de la recharge..... | 88 |

| | |
|--|----|
| 6.1. Evaluation de la recharge moyenne annuelle | 88 |
| 6.2. Evaluation de la recharge moyenne mensuelle | 88 |
| 6.3. Corrélation entre recharge, pluie et débit | 89 |
| 7. Conclusion..... | 91 |
| Conclusion générale..... | 92 |
| Références bibliographiques..... | 95 |

Liste des figures

Chapitre I : Etat de l'art de la modélisation hydrologique

| | |
|---|----|
| Figure I. 1: Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002) | 6 |
| Figure I. 2: Principe du modèle hydrologique global GARDÉNIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique (Thiéry, 2004) | 10 |
| Figure I. 3: Schéma simple : un seul réservoir souterrain (Thiéry, 2014) | 11 |
| Figure I. 4: Schéma complexe : deux réservoirs souterrains (Thiéry, 2014) | 11 |
| Figure I. 5: Réservoir superficiel (Thiéry, 2014) | 12 |
| Figure I. 6: Schéma du réservoir intermédiaire (Thiéry, 2014) | 13 |
| Figure I. 7: Schéma du réservoir souterrain G1 (Thiéry, 2014) | 14 |
| Figure I. 8: Schéma du réservoir souterrain profond G2 (Thiéry, 2014) | 14 |

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

| | |
|--|----|
| Figure I. 1: Situation géographique du Bassin versant de la Tafna | 19 |
| Figure I. 2: Cadre orographique du bassin de la Tafna | 21 |
| Figure I. 3: Situation géographique du bassin versant d'Oued Sebdou | 22 |
| Figure I. 4: Modèle numérique du terrain du bassin versant d'Oued sebdou | 24 |
| Figure I. 5: Carte et courbe hypsométrique du bassin versant d'Oued Sebdou | 25 |
| Figure I. 6 Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Sebdou | 29 |
| Figure I. 7: Profil en long du cours d'eau principal d'oued Sebdou | 30 |
| Figure I. 8: Carte d'occupation du sol du bassin de Sebdou | 35 |
| Figure I. 9: Superficie des différentes classes d'occupation du sol | 35 |

Chapitre III : Géologie et hydrogéologie

| | |
|---|----|
| Figure I. 1: (A) : Coupe géologique à travers la vallée de la moyenne Tafna. In (Aimé et al.1988). (B) Extrait de carte structurale Bonnet (1967) in Azzaz (2008) | 39 |
| Figure III. 2: Carte structurale de l'Oranie nord –occidentale (Thomas, 1985). | 40 |
| Figure III. 3: Log stratigraphique du fossé de Sebdou (Baba Hamed & Kerzabi, 1991) | 44 |

| | |
|--|----|
| Figure III. 4: Coupe structurale au niveau du fossé d'effondrement de Sebdou (Auclair et Biehler, 1967) | 45 |
| Figure III. 5: Carte de répartition du faciès carbonaté dans le bassin de la Tafna Collignon (1986) cité par Azzaz et al. (2008) | 47 |
| Figure III. 6: Localisation des aquifères dans la zone d'étude (Collignon, 1984)..... | 49 |
| Figure III. 7: Coupe transversale aux Monts de Tlemcen, illustrant les principaux types | 50 |
| Figure III. 8: Répartition des points d'eau au niveau du fossé de Sebdou..... | 51 |
| Figure III. 9: Carte piézométrique de la nappe du Fossé de Sebdou (Mai, 1990) | 52 |

Chapitre IV : Etude hydro pluviométrique

| | |
|---|----|
| Figure IV. 1: Variation des précipitations annuelles dans le bassin d'oued Sebdou | 58 |
| Figure IV. 2: Répartition spatiale de la pluie par la méthode de Thiessen | 60 |
| Figure IV. 3: Carte en isohyètes du bassin d'oued Sebdou (1975-1976 / 2015-2016)..... | 61 |
| Figure IV. 4 : Variation mensuelle de la pluviométrie dans le bassin d'oued Sebdou | 63 |
| Figure IV. 5 : Variation saisonnière des précipitations (1975/1976 – 2015/2016)..... | 64 |
| Figure IV. 6 : Variation des températures moyennes annuelles à la station de Béni Bahdel | 65 |
| Figure IV. 7 : Variation des températures moyennes mensuelles à la station de Beni Bahdel (1975/76 – 2015/2016)..... | 66 |
| Figure IV. 8 : Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls pour le bassin d'oued Sebdou (1975/76 – 2015/16)..... | 67 |
| Figure IV. 9: Variation annuelle des ETP de Turc et Thornthwaite à la station de Beni bahdel (1975/76 – 2015/16)..... | 69 |
| Figure IV. 10: Abaque de DE MARTONNE..... | 72 |
| Figure IV. 11: Variation des débits annuels à la station de Beni Bahdel (1975/76-2015/16) | 76 |
| Figure IV. 12: Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1975/76 – 2015/16) | 77 |

Chapitre V : Application du modèle Gardénia et l'estimation de la recharge

| | |
|--|----|
| Figure V. 1 : Calage du modèle à pas du temps annuel (1976/77-2004/05)..... | 84 |
| Figure V. 2 : Calage du modèle à pas du temps mensuel (1976/77-2004/05)..... | 85 |
| Figure V. 3 : Variation interannuelle des différentes composantes du bilan hydrologique simulées avec Gardénia durant la période (1976/77-2004/05) | 87 |

| | |
|--|----|
| Figure V. 4 : Variation interannuelle des différentes composantes du bilan hydrologique simulées avec Gardénia durant la période (1976/77-2004/05) | 87 |
| Figure V. 5 : Recharge moyenne annuelle simulée avec Gardénia (1976/77-2004/05) | 88 |
| Figure V.6 :Recharge moyenne mensuelle simulée avec Gardénia (1975/76-2005/06) | 89 |
| Figure V.7 : Corrélation entre recharge, pluie, débit et pluie efficace (1976/77-2004/05) | 89 |

Liste des tableaux

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

| | |
|--|----|
| Tableau II.1: Paramètres de forme..... | 23 |
| Tableau II. 2: La répartition altimétrique des surfaces partielles..... | 25 |
| Tableau II. 3: Altitudes caractéristiques du bassin versant d'oued sebdou | 26 |
| Tableau II. 4: Données pour le calcul de l'indice de pente de ROCHE | 26 |
| Tableau II. 5: Classification du relief selon O.R.S.T.O.M | 27 |
| Tableau II. 6: Classification du réseau hydrographique | 28 |
| TableauII. 7: Rapport de confluence..... | 32 |
| Tableau II. 8: Rapport de longueur | 32 |
| Tableau II. 9: Résultats d'estimation du temps de concentration | 34 |
| Tableau II. 10 : Récapitulatif des caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Sebdu | 36 |

Chapitre IV : Etude hydro pluviométrique

| | |
|--|----|
| Tableau IV. 1: Caractéristiques des stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Sebdu | 56 |
| Tableau IV. 2: Cumuls pluviométriques annuels (mm) pour les trois stations retenues | 57 |
| Tableau IV. 3: Application de la méthode de Thiessen au calcul de la pluie moyenne annuelle (1975/76-2015/16) | 60 |
| Tableau IV. 4: Pluie moyenne annuelle calculée par la méthode des isohyètes..... | 62 |
| Tableau IV. 5: Moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1975/76-2015/16) pour les différentes stations du bassin | 62 |
| Tableau IV. 6: Répartition saisonnière des pluies au niveau des stations du bassin d'oued Sebdu (1975/76-2015/16) | 63 |
| Tableau IV. 7: Valeurs moyennes interannuelles des températures à la station de Beni Bahdal (1975/76-2015/76) | 65 |
| Tableau IV. 8: Valeurs moyennes mensuelles des températures à la station de Beni Bahdel (1975/76 – 2015/16)..... | 65 |

| | |
|---|----|
| Tableau IV. 9: Précipitations et températures moyennes mensuelles dans le bassin de Sebdou (1975/76 – 2015/16)..... | 66 |
| Tableau IV.10: Calcul de l’ETP d’après la Méthode de Turc et Thornthwaite | 69 |
| Tableau IV.11: Estimation de l’ETP par la méthode de Thornthwaite (1975/76-2015/16) | 71 |
| Tableau IV.12: Bilan hydrique pour le bassin versant d’oued Sebdou selon Thornthwaite..... | 71 |
| Tableau IV.13: Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique de la station de Sebdou (1975/76 - 2015/16) | 74 |
| Tableau IV.14 : Distribution interannuelle des débits de la station de Beni bahdel..... | 75 |
| Tableau IV.15: Lames d’eau écoulées à la station de Beni Bahdel. | 76 |

Chapitre V : Application du modèle Gardénia et l’estimation de la recharge

| | |
|---|----|
| Tableau V.1: Résultats des paramètres d’optimisation du calage et de la validation des différents pas de temps durant la période (1975/76-2015/16) avec le modèle GARDENIA..... | 83 |
| Tableau V.2 : Bilan hydrologique pour les pas du temps annuel et mensuel durant la période de calage (1976/77-2004/05) | 86 |

Introduction

La recharge des eaux souterraines, le drainage profond ou la percolation profonde est un processus hydrologique au cours duquel l'eau descend des eaux de surface vers les eaux souterraines. La recharge est la principale méthode par laquelle l'eau pénètre dans un aquifère. Ce processus se produit généralement dans la zone vadose sous les racines des plantes et est souvent exprimé sous forme de flux vers la surface de la nappe phréatique. La recharge des eaux souterraines comprend également l'eau qui s'éloigne de la nappe phréatique plus loin dans la zone saturée. La recharge se produit à la fois naturellement (par le biais du cycle de l'eau) et par des processus anthropiques (c-à-d, « Recharge artificielle des eaux souterraines »), où l'eau de pluie et / ou l'eau récupérée est acheminée vers le sous-sol.

Connaître le débit des rivières, c'est une évidence, de première importance pour la gestion de la ressource en eau et la maîtrise du risque hydrologique. La modélisation pluie-débit constitue un substitut efficace à des mesures de débits fastidieuses, quand elles sont possibles, elle a pris une dimension tellement importante qu'on la surnomme le "cœur" même de l'hydrologie.

De nombreux modèles hydrologiques ont vu le jour au cours de ces vingt dernières années, surtout en regard de la relation pluie - débit, offrant ainsi beaucoup de flexibilité dans la manipulation, beaucoup de gain en temps, matériel, etc.

La modélisation hydrologique est devenue un outil indispensable pour divers domaines : résoudre les problèmes de gestion de ressources d'eau (irrigation), prédétermination des crues et aménagement de l'environnement (édification de barrage) ou de protection de l'environnement (évolution due à la pression anthropique) et de prévision de catastrophes naturelles (simulations de crues à court terme, prévision d'étiages) .Il s'agit d'une représentation mathématique simplifiée de tout ou partie des processus du cycle hydrologique par un ensemble de concepts hydrologiques exprimés en langage mathématique et reliés entre eux dans des séquences temporelles et spatiales correspondant à celles que l'on observe dans la nature .(GHERISSI. 2018)

Estimer la recharge des eaux souterraines constitue un défi majeur dans le but d'assurer une gestion durable des aquifères. Beaucoup de méthodes d'estimation de la recharge sont disponibles. Cependant il s'agit essentiellement d'approches indirectes entraînant d'importantes incertitudes qui sont de plus difficilement quantifiables. (Huet Maryline.2015)

Le code de calcul GARDÉNIA (modèle Global A Réservoirs pour la simulation des DÉbits et des Niveaux Aquifères) (Thiéry, 2009, 2013, 2015a) est un modèle hydrologique global à réservoirs pour la simulation des débits et niveaux piézométriques au niveau d'un bassin versant. En effet, le modèle une fois calibré, on peut reconstituer les différentes composantes du bilan hydrologiques pour un bassin versant donné.

Dans ce travail, nous essaierons d'appliquer le modèle GARDENIA sur les données du sous bassin versant d'oued Sebdou pour simuler les débits à l'exutoire d'une part, et l'estimation de la lame d'eau rechargée d'autre part.

Cette étude s'articule en Cinq chapitres successivement :

- **Le premier chapitre :**

Présente des généralités sur la modélisation hydrologique et aborde une description détaillée du modèle à utiliser.

- **Le deuxième chapitre :**

Aborde la présentation de la zone d'étude.

- **Le troisième chapitre :**

Traite la géologie et l'hydrogéologie de la région d'étude qui serviront à connaître les principales unités litho stratigraphiques et hydrodynamiques reconnues dans la zone d'étude.

- **Le quatrième chapitre :**

Présente l'étude hydro pluviométrique

- **Le Dernier chapitre :**

Le cinquième chapitre est consacré à l'application du model GARDENIA et l'estimation de la recharge.

- **Conclusion générale :**

Enfin, et en guise de conclusion, nous terminerons notre travail par une conclusion générale dans laquelle, nous synthétiserons les résultats trouvés et tenterons de donner quelques perspectives.

Chapitre I

Etat de l'art de la modélisation Hydrologique.

1. Introduction

L'étude de la modélisation hydrologique est l'une des sciences les plus importantes qui étudie la relation entre les précipitations et les débits. C'est d'abord une relation mathématique et physique qui n'a pas donné au début une vision globale de cette relation. Par conséquent, les scientifiques ont développé plusieurs modèles pour étudier cette relation. Plusieurs questions parviennent à l'esprit !

- Qu'est-ce qu'un modèle ?
- Quelles sont les composants d'un modèle ?
- Quelles sont les étapes d'un modèle ?
- Quelle est l'importance d'un modèle ?

Nous essayerons dans ce chapitre de répondre à toutes ces questions. (OUICI. 2018)

2. La 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).

3. Classification des modèles hydrologiques

Le premier modèle hydrologique était dû à Perreault en 1674. Il était annuel, global sur le bassin versant de la Seine à Paris. Il annonçait que l'écoulement correspondait au sixième de la pluie. Depuis, la modélisation hydrologique s'est largement développée et l'on peut différencier les modèles disponibles selon le type d'approche utilisé pour représenter le cycle hydrologique. Nous avons repris la classification de Kauark Leite (1990), qui résume en trois groupes les différentes autres classifications existant dans la littérature.

- Modèle mécaniste :

- Modèle basé physiquement ;
- Modèle théorique ;
- Modèle déterministe.
- Modèle conceptuel :
 - Modèle paramétrique ;
 - Modèle quasi déterministe.
- Modèle empirique :
 - Modèle boîte noire ;
 - Modèle analytique.

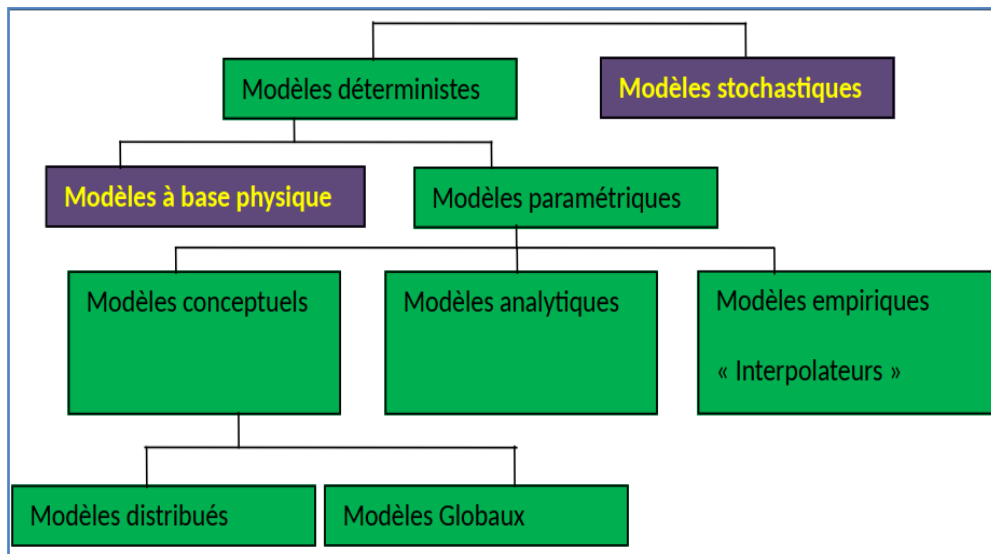


Figure I. 1: Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002)

3.1. Modèle déterministe

Modèle qui associe à chaque jeu de variables de forçage, de variables d'état et de paramètres, une valeur réalisation unique des variables de sortie (Maftai, 2002).

3.2. Modèle stochastique

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. La reconstitution de la distribution des variables de sortie nécessite des simulations répétées en tirant aléatoirement la valeur de la variable d'entrée. On parle de simulation de Monte Carlo (Vauclin, 1991).

3.3. Model à base physique

Les modèles physiques, quant à eux, utilisent les équations de mouvement et de continuité pour représenter les différents processus du cycle hydrologique.

En théorie, un modèle physique est construit de manière à ce que l'ensemble de ses paramètres soit mesurable et devrait pouvoir être utilisé sans calibration (bien que ce ne soit pas possible en pratique, Beven, 2011). L'information sur laquelle reposent ces modèles provient majoritairement d'essais en laboratoire (permettant de connaître la nature des sols ou ces propriétés physiques) ou de campagnes d'acquisition de données au site d'étude, et cette information est ensuite extrapolée à plus grande échelle. Bien qu'en théorie, les modèles physiques ne requièrent que des données mesurables, lorsque considérées à l'échelle des bassins versants entiers, ces données qui ne sont mesurées que ponctuellement ne permettent pas de connaître entièrement l'hétérogénéité du bassin versant (Wheater, 2002).

3.4.Modèle paramétrique

Modèle incluant des paramètres dont la valeur doit être estimée par calage. (Boursali, 2016)

3.5.Modèle conceptuel ou « modèle conceptuel à réservoirs »

La transformation des pluies en débits est décomposée à l'aide de réservoirs se vidangeant les uns dans les autres et dont le fonctionnement est réglé par un certain nombre de paramètres. Ces modèles présentent divers inconvénients : leurs paramètres n'ont pas une signification physique évidente, ils ne peuvent pas intégrer de façon immédiate les changements d'occupation des sols des bassins et ne fournissent pas de résultats concernant le fonctionnement interne du bassin. Cependant ils ont un avantage majeur : ils sont robustes, performants et leur mise en œuvre est facilitée par le fait qu'ils ne nécessitent que peu de données. (ODDOS,2002)

3.6.Modèle analytique

Modèle pour lequel les relations entre les variables de sortie et les variables de forçage ont été établies par analyse de séries de données mesurées. L'exemple type est celui des modèles linéaires : les paramètres du modèle sont liés aux coefficients de corrélation entre les variables. Notons que l'analyse des données peut conduire au choix de relations non linéaires entre les variables (Vauclin, 1991).

3.7.Modèles empiriques

Le type de fonctions reliant les variables est fixé a priori (fonctions polynomiales, fonctions sigmoïdes). Le niveau de complexité (nombre de fonctions à utiliser, ordre du polynôme) étant fixe, le calage consiste alors à déterminer la combinaison de fonctions s'ajustant le mieux aux données mesurées. Les réseaux de neurones sont l'exemple le plus répandu de ce type de modèles en hydrologie. Les outils d'interpolation s'avèrent généralement être de piètres extrapolateurs. Ils sont donc à utiliser avec prudence en dehors de la gamme de valeurs pour laquelle ils ont été calés. (Vauclin, 1991).

Modèle empirique  Modèle boîte noire

3.8. Modèle global ou distribué

Selon comment sont considérés le territoire étudié et les processus hydrologiques, on parle de modèle global ou de modèle distribué. Le bassin est considéré comme une seule entité qui réagit dans son ensemble. Les caractéristiques physiques et les grandeurs météorologiques sont considérées comme uniformes à l'échelle du bassin versant assimilés à une unité ponctuelle. Il s'agit de valeurs moyennes applicables à tout le bassin versant. Les processus hydrologiques sont simulés pour l'ensemble du bassin versant.

4. 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.

5. Choix d'un modèle

Le choix d'un modèle hydrologique se fait en fonction des éléments suivants :

- Objectif de l'étude hydrologique : Les objectifs de l'étude hydrologique sont multiples selon lesquels on peut négliger ou simplifier certains paramètres dans la modélisation ;
- Disponibilité de données : En dépit des incertitudes que présentent des modèles par rapport à d'autres, le manque de données nous contraint à les utiliser ;
- Nature du modèle, la robustesse et la simplicité du modèle influencent le choix en particulier dans le cas où le temps ou le coût présentent une contrainte.

On a choisi le modèle de GARDENIA, car il est complet et simple, donc adapté théoriquement à n'importe quel type de climat et notamment à celui de zone aride, en plus il a la capacité de simuler aussi les pertes, l'écoulement de surface et l'écoulement souterrain.

6. Modèle GARDENIA

Son développement a été initié au BRGM à la fin des années 1980 (Roche et Thiéry, 1984) avec des objectifs d'application dans le domaine des ressources en eau.

Le modèle GARDENIA 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 GARDENIA capable de simuler les principaux mécanismes du cycle de l'eau, il fait intervenir plusieurs paramètres globaux (réserve utile, temps de tarissement...., etc) définis 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.

6.1. Les entrées et les sorties du modèle

Le modèle hydrologique à réservoirs, possède une entrée globale à savoir : les précipitations, l'évapotranspiration et débit (ou niveaux piézométriques). Après plusieurs essais et un meilleur calage du modèle on obtient les résultats suivants : la recharge qui est la sortie fondamentale du modèle, qui nous informe sur la lame d'eau infiltrée dans l'aquifère, Ainsi que, la pluie efficace déterminée à partir du premier réservoir, qui est la somme de l'écoulement et l'infiltration. Enfin, le modèle permet de ressortir le débit à l'exutoire du bassin versant.

6.2. 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 :
 - o 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).

6.3.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.

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 l

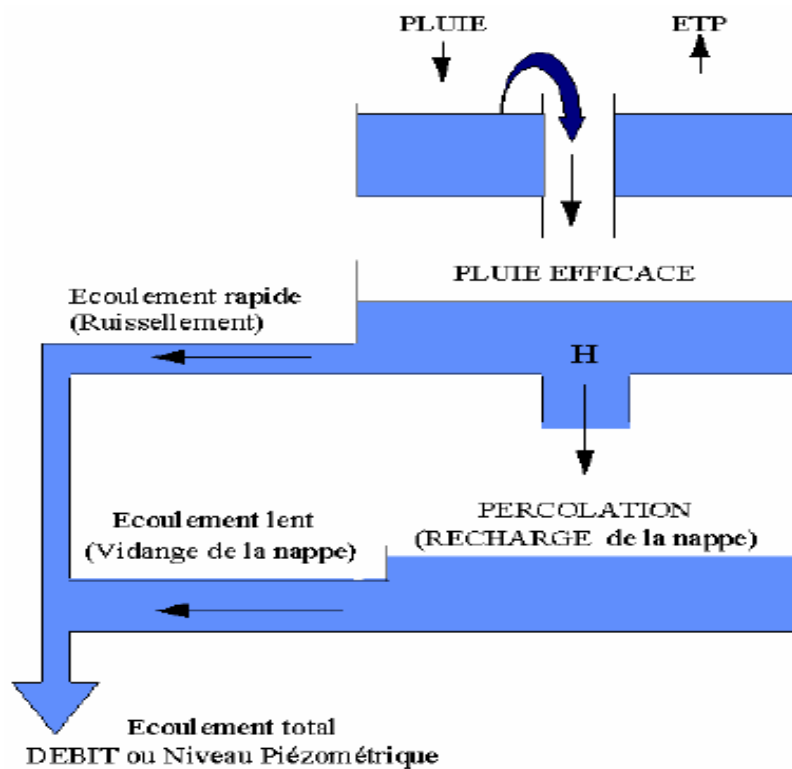


Figure I. 2: Principe du modèle hydrologique global GARDÉNIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique (Thiéry, 2004)

Il est possible d'utiliser un schéma simplifié ne faisant intervenir que deux ou trois réservoirs. Le schéma des réservoirs est précisé sur les deux figures suivantes :

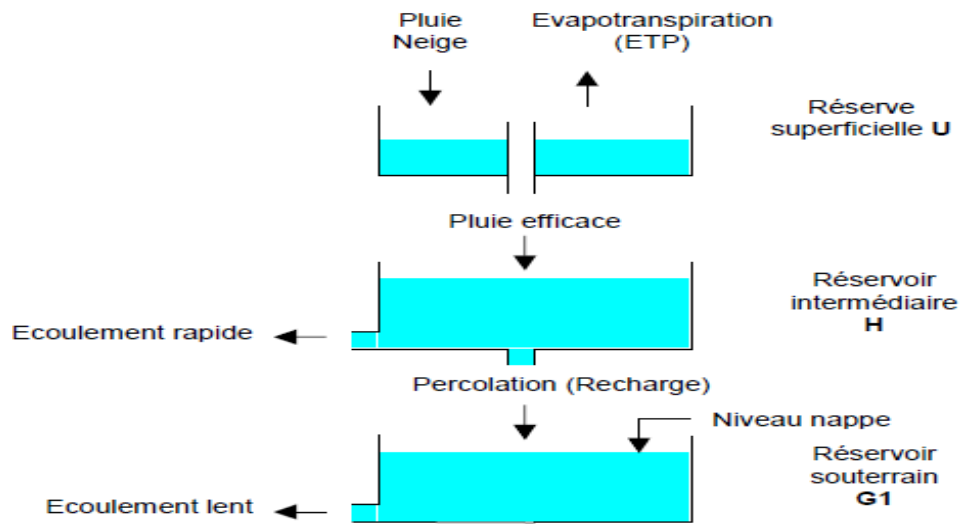


Figure I. 3: Schéma simple : un seul réservoir souterrain (Thiéry, 2014)

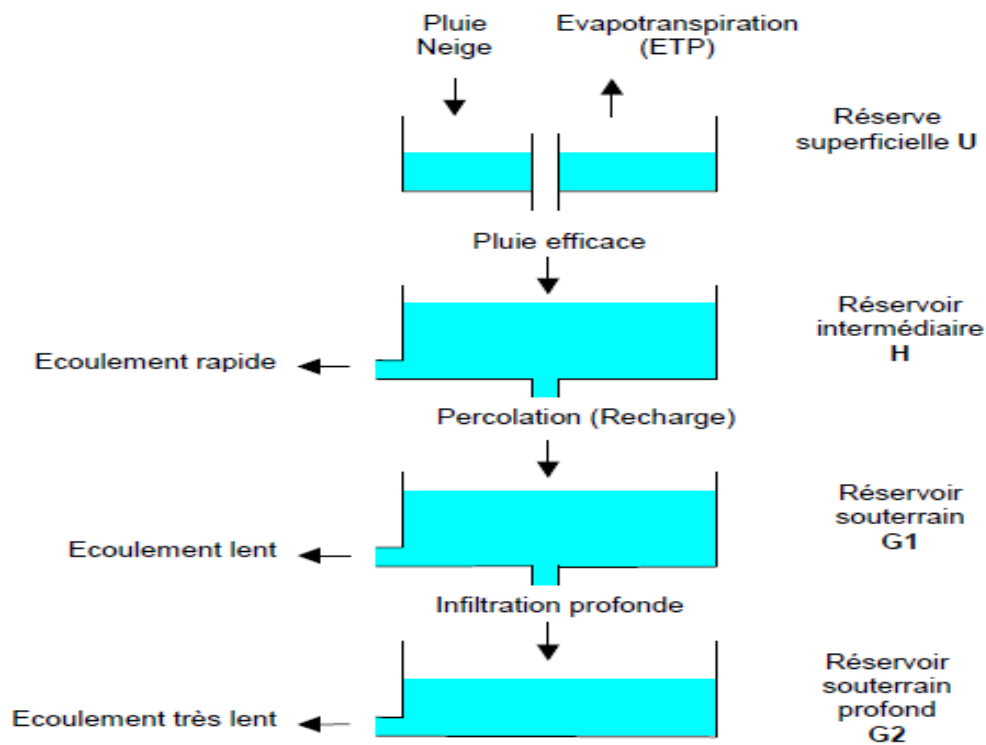


Figure I. 4: Schéma complexe : deux réservoirs souterrains (Thiéry, 2014)

6.4. 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. I.5). La fonction « Production » est réalisée uniquement dans le réservoir superficiel.

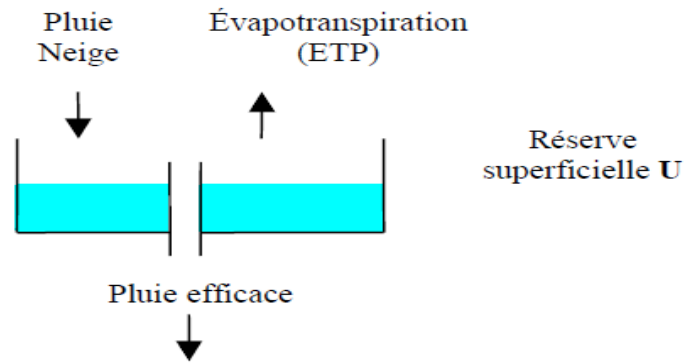


Figure I. 5: Réservoir superficiel (Thiéry, 2014)

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 :

$$Satur = \text{Remplissage du réservoir} / \text{Capacité du réservoir} \quad (\text{Eq I.1})$$

- o Si la pluie est supérieure à l'ETP :

$$\text{Pluie Nette} = (\text{Pluie} - \text{ETP}) * Satur^2 \quad (\text{Eq I.2})$$

- o Si l'ETP est supérieur à la pluie :

$$\text{ETR} = (\text{ETP} - \text{Pluie}) * Satur * (2 - Satur) \quad (\text{Eq I.3})$$

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

- o 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.

- o Si l'ETP est supérieur 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

6.5. Transfert dans les réservoirs intermédiaires et souterrains

6.5.1. Réservoir intermédiaire H

Ce réservoir représente la zone non saturée (Fig. I.6). 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 :

$$\text{ALIMG} = H * dt / \text{THG} \quad (\text{Eq I.4})$$

dt : durée du pas de temps

- Écoulement 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 :

$$QH = H * dt / (THG * RUIPER / H). \quad (\text{Eq I.5})$$

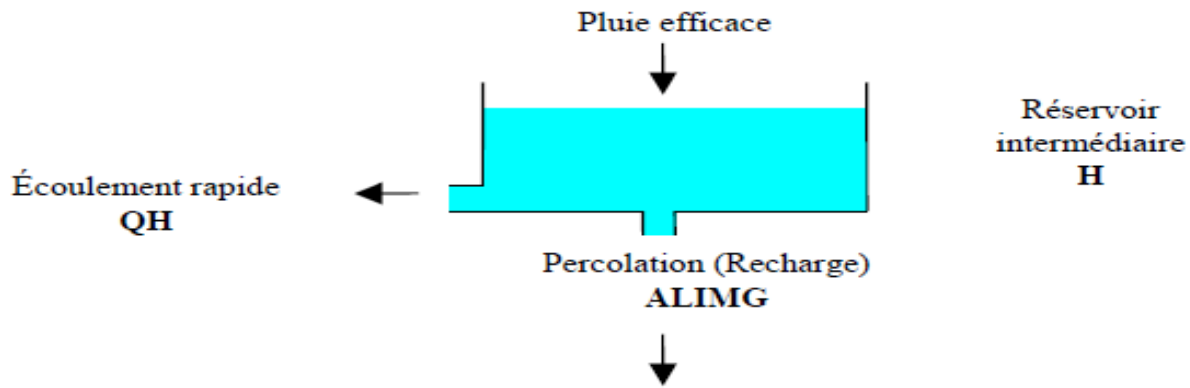


Figure I. 6: Schéma du réservoir intermédiaire (Thiéry, 2014)

6.5.2. 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. I.7).

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 :

$$QG1 = G1 * dt / TG1 \quad (\text{Eq I.6})$$

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 :

$$ALIMG2 = G1 . dt / TG12 \quad (\text{Eq I.7})$$

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).

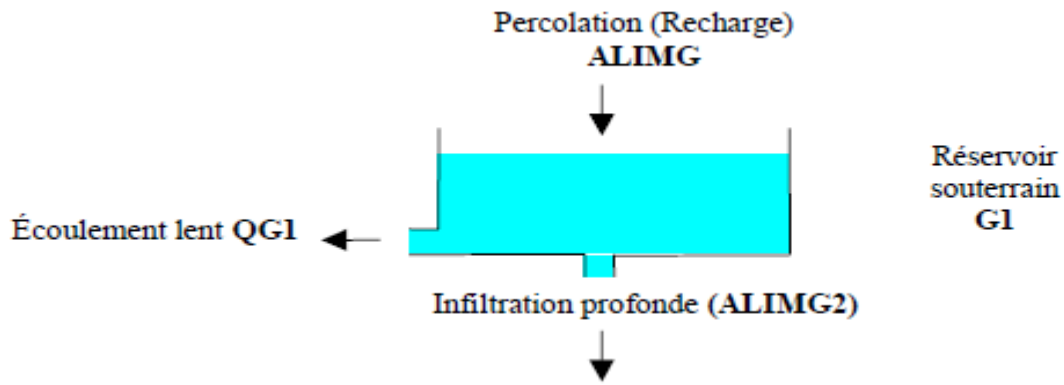


Figure I. 7: Schéma du réservoir souterrain G1 (Thiéry, 2014)

6.5.2.1. 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. I.8).

Sur option, Il est possible de décider que ce débit très lent QG2 s'infiltrate 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.

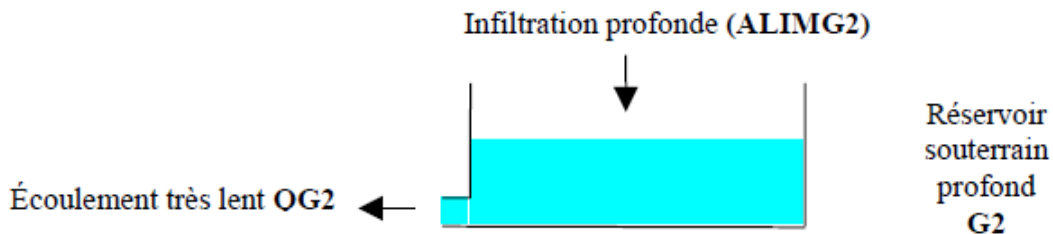


Figure I. 8: Schéma du réservoir souterrain profond G2 (Thiéry, 2014)

6.5.2.2. 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

$$Q_{Echang_Souterr} = Fact_Echang * QG1_Avant_Echang \quad (Eq\ I.8)$$

Soit :

$$Q_{Echang_Souterr} = QG1 * Fact_Echang / (1 + Fact_Echang) \quad (Eq\ I.9)$$

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

$$Q_{Echang_Souterr} = QG2 * Fact_Echang / (1 + Fact_Echang) \quad (Eq\ I.10)$$

6.6. 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 ½ 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 %.

6.7. 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.

6.8. Données nécessaires

Pour ajuster le modèle, il est indispensable de disposer des données suivantes :

- Une série de précipitations (continue) ;
- Une série d'évapotranspiration potentielle (continue) ;
- Une série de débits à l'exutoire du bassin ou de niveaux en un piézomètre (pas forcément continue).

Ces trois séries doivent être disponibles sur la même période d'observations pour que le modèle fonctionne correctement, et il est bon de disposer de précipitations et d'évapotranspirations potentielles (ETP) pendant au moins un an avant les mesures des débits afin de faciliter l'utilisation du modèle.

6.9. 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 mensuelle.

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.

7. Conclusion

Le logiciel GARDENIA est exploité de façon courante pour l'extension de données, tant dans l'espace que dans le temps. Il permet les fonctionnalités suivantes (Gaaloul, 1992 ; Gaaloul et al., 2002) :

- Génération de longues séries de débits ou de niveaux piézométriques à partir d'historiques de pluies, après calage sur une période relativement courte ;
- Analyse de cohérence entre observations climatiques et observations de débits ou de niveaux piézométriques ;
- Analyse des différents termes du cycle hydrologique (recharge, évapotranspiration, écoulements).

Les paramètres doivent être ajustés sur une période d'observation commune des pluies et des débits (ou de niveaux). Cette phase de calage du modèle est réalisée automatiquement par le logiciel sous contrôle de l'utilisateur.

A l'issue du calage, GARDENIA permet (Gaaloul et al., 2008) :

- De reconstituer, pour un bassin versant donné, les débits d'une rivière ou d'une source, ou le niveau piézométrique d'une nappe, durant une période pendant laquelle on ne possède pas de mesures.
- De simuler au choix :
 - o Des débits résultant de périodes de sécheresse (débits d'étiage ou dimensionnement de barrage) ou de séquences de précipitations exceptionnelles (dimensionnement de fondations, de parkings) ;
 - o Des niveaux piézométriques ponctuels de nappe à partir de précipitations effectivement observées, prolongées par des scénarios de précipitations prévisionnelles (Sécheresses, périodes de hautes eaux).

Enfin, le logiciel GARDENIA est conçu pour enchaîner le traitement de plusieurs bassins avec des options communes. Il constitue donc un outil tout particulièrement adapté aux synthèses régionales pour lesquelles on désire réaliser, avec une certaine cohérence, l'analyse de plusieurs bassins versants.

Chapitre II

Présentation de la zone d'étude.

1. Introduction

La région de Tlemcen est occupée en grande partie par le grand bassin versant de la Tafna. Actuellement il dispose de cinq barrages fonctionnels (Beni Bahdel, Meffrouche, Sidi Abdelli, Hammam Bouhrara et le barrage de Sikkak). En effet, toutes les études d'aménagement des ouvrages ont été basées sur une analyse détaillée du bassin versant. Elle est très intéressante pour comprendre le comportement hydrologique d'un oued.

Dans cette perspective, nous avons choisi un des sous bassins versants de la Tafna (Sebdou) pour faire apparaître les différents paramètres influençant l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire.

2. Situation géographique

Le bassin versant de la Tafna, situé au Nord-ouest du territoire algérien, s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen avec une superficie de 7245 km² (Fig. II 1).

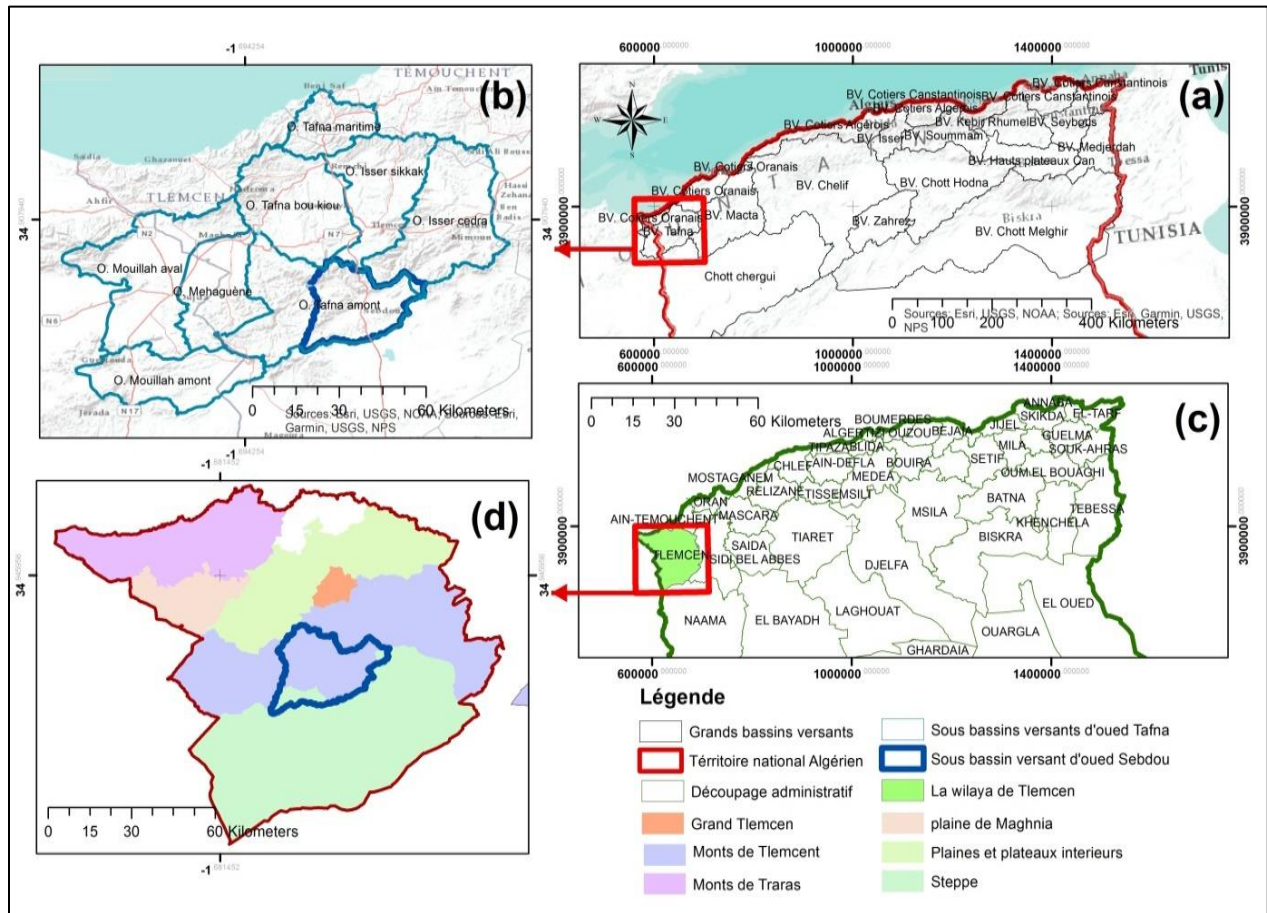


Figure II. 1: Situation géographique du Bassin versant de la Tafna

Le bassin versant de la Tafna est limité par (Fig. II.1) :

- La mer Méditerranée au nord ;
- Le Maroc à l'ouest ;

- Le bassin versant de la Macta et le côtier Oranais à l'est ;
- Les hauts plateaux Oranais au sud.

2.1. Cadre orographique

Les monts des Traras : c'est une chaîne montagneuse côtière de 1250 km² située au Nord-ouest du bassin (Fig. II 2). Ils dressent une barrière entre le bassin et la mer, ils correspondent à une série de crêtes de direction NE – SW. Son altitude moyenne varie de 500 à 1000 m, culminant à 1081 m au niveau de djebel Fillaoucène.

Les monts de Sebaa Chioukh : c'est une chaîne montagneuse de 250 km² située au Nord Est du bassin, d'une altitude moyenne comprise entre 600 et 800 m (Fig. II 2).

Les monts de Tlemcen : c'est une chaîne montagneuse située au Sud du bassin. Elle s'étend à l'Ouest jusqu'au royaume marocain et à l'Est jusqu'aux monts du Tessala (Fig. II 2). Son altitude moyenne varie entre 1200 et 1500 m culminant à 1843 m à Djebel Tenouchfi. Elle est relativement bien arrosée avec des précipitations variant de 500 à 700 mm/an.

Les plaines et plateaux intérieurs : qui se situent au centre du bassin versant de la Tafna entre les zones montagneuses. On distingue:

- Le plateau d'Hennaya : limitée au Sud par les piémonts Nord de Tlemcen et au Nord par le plateau de Zenata ;
- Le plateau de Zenata-Ouled Riah : situé au Nord-Ouest de la plaine d'Hennaya ;
- Le plateau de Sidi Abdelli – Ain Nehala : situé sur la rive droite de l'Oued Isser au Nord d'Ouled Mimoun.

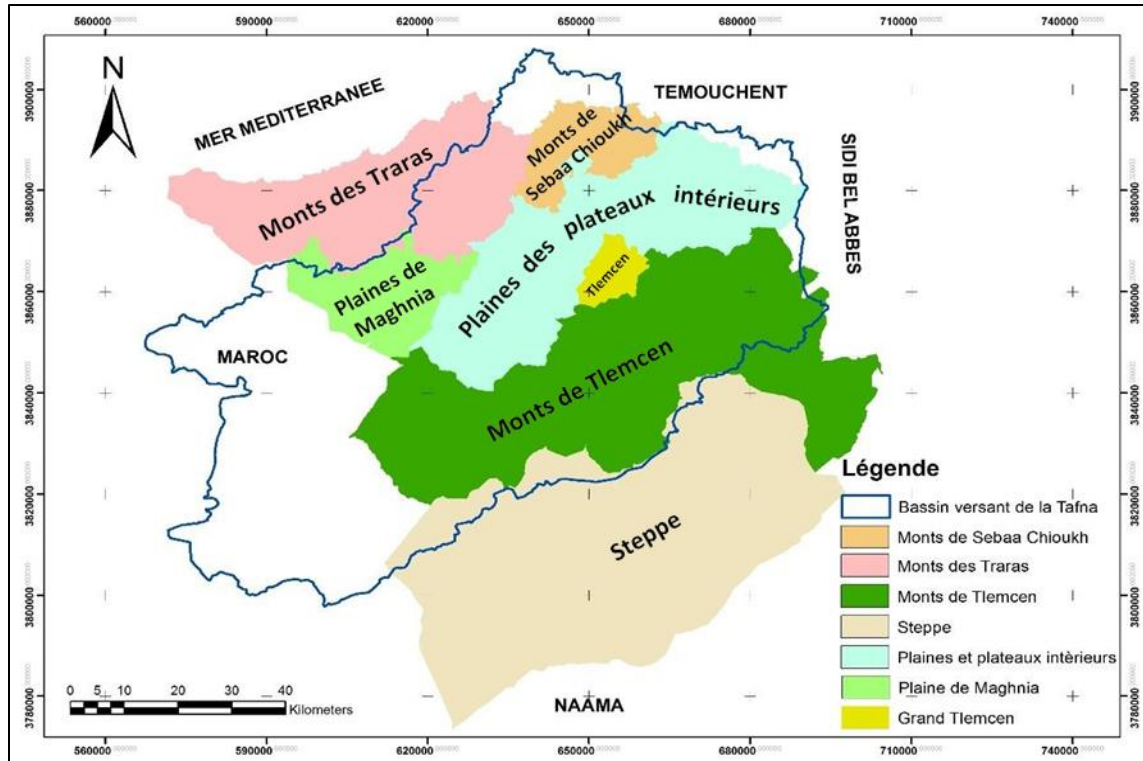


Figure II. 2: Cadre orographique du bassin de la Tafna

2.2.Situation géographique du sous bassin versant de Sebdou

Le bassin versant d'oued Sebdou fait partie du bassin versant de la haute Tafna en amont du barrage de Béni Bahdel (Fig. II.3). Il est limité par :

- Beni Behdel, Oued Chouly, Beni Semiel au nord ;
- Sidi Djillali, El Aricha au sud ;
- El Gor, Ain Tallou à l'est ;
- Le plateau des Azaïls, Ain Ghoraba à l'ouest.

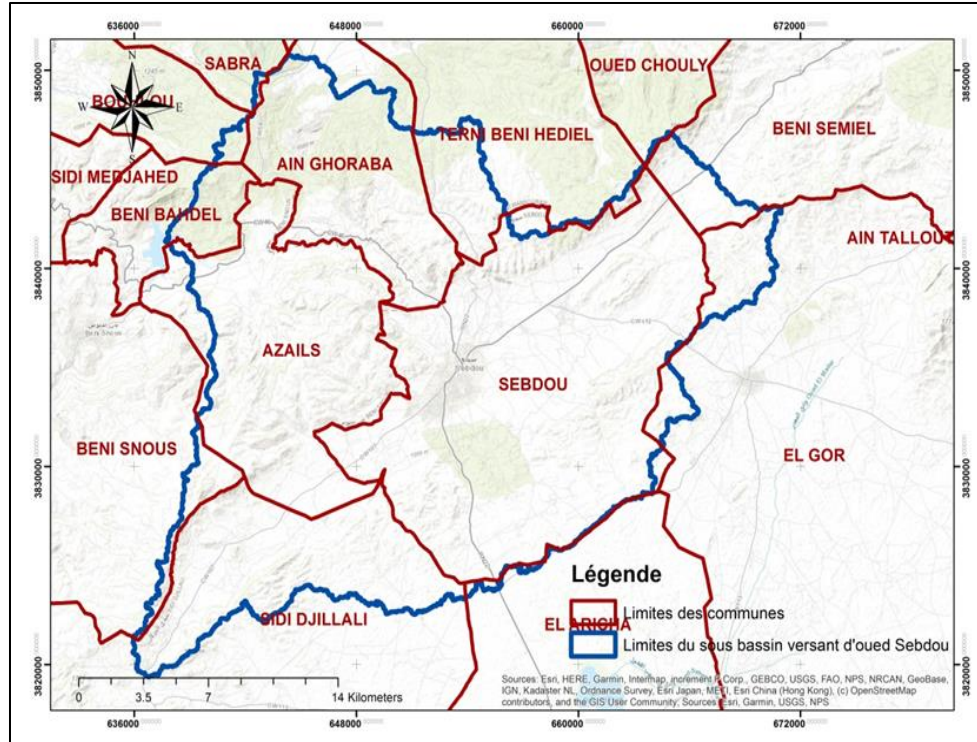


Figure II. 3: Situation géographique du bassin versant d'Oued Sebdu

3. Caractéristiques morphométriques

3.1. Indice de compacité de Gravelius

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue. En revanche, les bassins en forme d'éventail, présentant un temps de concentration plus court et auront ainsi les plus forts débits de pointe.

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple, l'indice de compacité de Gravelius K_c (1914). Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant même surface (appelée aussi coefficient de compacité) :

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \tag{Eq II. 1}$$

Avec :

P : Périmètre du bassin versant (km) ;

S : Surface du bassin versant (km²).

3.2. Rectangle équivalent

On définit le rectangle équivalent comme le rectangle de longueur L et de largeur l qui a même surface et même périmètre que le bassin versant. Les dimensions du rectangle équivalent sont données par les relations suivantes :

- Longueur (L)

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

- Largeur (l)

$$l = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{S} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.128}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{Eq II. 3})$$

L : Longueur du rectangle équivalent [km] ;

l : Largeur du rectangle équivalent [km] ;

Kc : Coefficient de compacité.

Les paramètres de forme sont représentés dans le tableau suivant :

Tableau II.1: Paramètres de forme

| Bassin | Superficie (Km ²) | Périmètre (Km) | K _c | Longueur (Km) | Largeur (Km) |
|--------|-------------------------------|----------------|----------------|---------------|--------------|
| Sebdou | 616.8 | 200.76 | 2.26 | 93.64 | 6.58 |

K_c Étant supérieur à 1,12 pour le bassin d'oued Sebdou, leur confère une forme allongée qui leur implique un temps de concentration des eaux lent.

3.3. Modèle Numérique de Terrain (MNT)

La détermination des différentes variables physiographiques caractéristiques du bassin versant étudié est obtenue en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques du terrain (MNT) qui permettent la numérisation des différentes variables physiques.

Un modèle numérique de terrain (MNT) est une représentation numérique simplifiée de la surface d'un territoire, en coordonnées altimétriques et planimétriques, calée dans un repère géographique.

Pour cette étude, nous avons utilisé un modèle numérique de terrain ASTER d'une résolution spatiale de 30 m (Fig. II. 4), qui nous a permis de créer des cartes thématiques au moyen de SIG (système d'information géographique). Dans notre cas, on a utilisé cette technique pour déterminer la topographie, la pente, le réseau hydrographique, la carte hypsométrique et les limites du bassin versant.

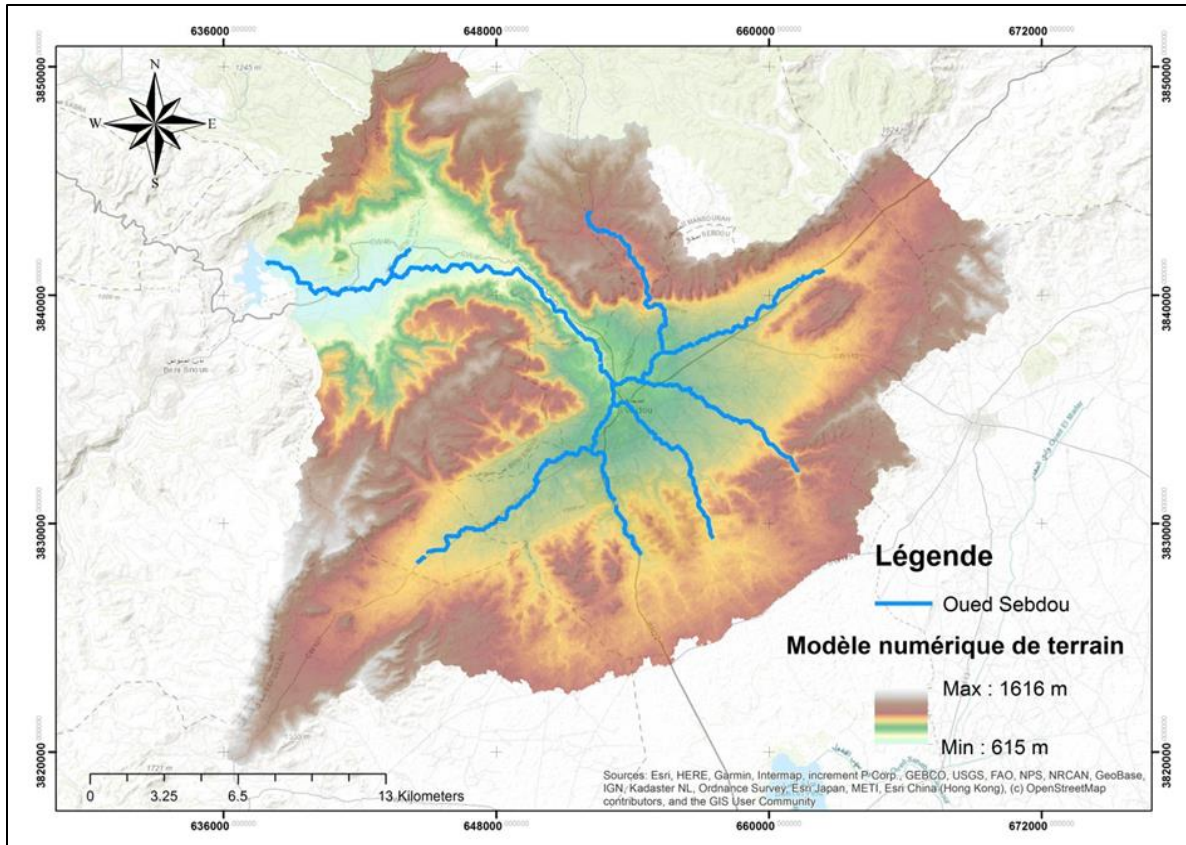


Figure II. 4: Modèle numérique du terrain du bassin versant d'Oued sebdou

3.4.Répartition altimétrique

Le relief est souvent caractérisé par la courbe hypsométrique. Celle-ci est obtenue en planimétrant les surfaces comprises entre les courbes de niveau. Chaque tranche d'altitude correspond à une superficie et un pourcentage de la surface totale du bassin versant. On établit un diagramme des fréquences altimétriques sur lesquelles on porte les tranches d'altitudes en ordonnée et les superficies cumulées correspondant en abscisse (Fig. II. 5). On peut considérer cette courbe comme sorte de profil du bassin et grâce à elle on peut déduire l'altitude moyenne, l'altitude médiane et l'altitude la plus fréquente comme il est démontré plus en bas.

Tableau II. 2: La répartition altimétrique des surfaces partielles

| Altitude (m) | Surface partielles (Km ²) | Surface partielles cumulées (Km ²) | Surface partielles (%) | Surface partielles cumulées (%) |
|--------------|---------------------------------------|--|------------------------|---------------------------------|
| 1600-1700 | 0.009888 | 0.009888 | 0.0016 | 0.0016 |
| 1500- 1600 | 1.0601799 | 1.0700679 | 0.1718 | 0.1734 |
| 1400-1500 | 10.8762999 | 11.9463678 | 1.7633 | 1.9367 |
| 1300- 1400 | 55.4271011 | 67.3734689 | 8.9862 | 10.9229 |
| 1200- 1300 | 89.868103 | 157.241572 | 14.5700 | 25.4929 |
| 1100-1200 | 149.156006 | 306.397578 | 24.1822 | 49.6751 |
| 1000-1100 | 154.766007 | 461.163585 | 25.0917 | 74.7668 |
| 900- 1000 | 94.7661972 | 555.929782 | 15.3641 | 90.1309 |
| 800- 900 | 28.5331993 | 584.462981 | 4.6260 | 94.7569 |
| 700- 800 | 24.7924995 | 609.255481 | 4.0195 | 98.7764 |
| 615- 700 | 7.5188699 | 616.774351 | 1.2190 | 100 |

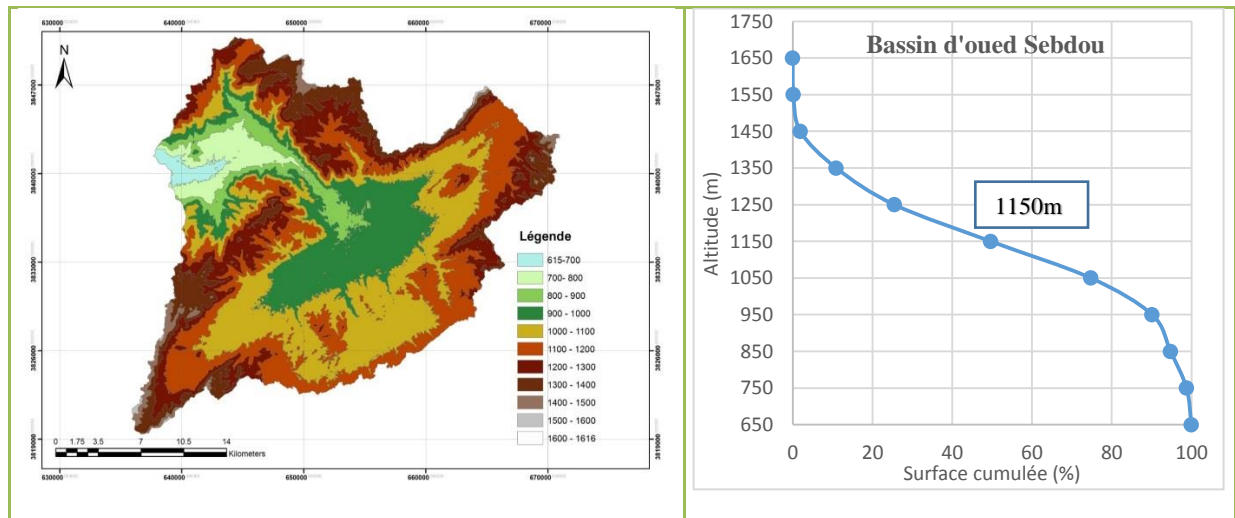


Figure II. 5: Carte et courbe hypsométrique du bassin versant d'Oued Sebdou

Altitude moyenne : C'est le rapport de la somme des surfaces élémentaires par les altitudes moyennes correspondantes sur la surface totale du bassin versa

$$H_{moy} = \frac{\sum(H_i \cdot a_i)}{A} = 1096.7 \text{ m} \quad (\text{Eq II. 4})$$

Avec :

H_i : L'altitude moyenne entre deux courbes de niveau ;

a_i : Surface entre deux courbes de niveau en Km² ;

A : Surface totale du bassin versant (616.8 Km²).

Tableau II. 3: Altitudes caractéristiques du bassin versant d'oued sebdou

| Altitude (m) | Hmax | Hmin | Hmoy | H5% | H50% | H95% | Altitude la plus fréquente |
|--------------|------|------|--------|------|------|------|----------------------------|
| BV Sebdou | 1616 | 615 | 1096.7 | 1400 | 1150 | 850 | 1000-1200 |

3.5.Indices de pente

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

3.5.1. Indice de pente de Roche

C'est un indice proposé par Roche (1964), il correspond à la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent et pondérée par les surfaces. Il s'exprime en pourcentage.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{A_i(H_i - (H_{i-1}))} = 2.24 \% \quad (\text{Eq II. 5})$$

Avec :

A_i : Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les cotes H_i et H_{i-1} ;

L : Longueur du rectangle équivalent (m),

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

Tableau II. 4: Données pour le calcul de l'indice de pente de ROCHE

| Tranches d'altitude (m) | A_i (Km ²) | $(H_i - H_{i-1})$ en (m) | $\sqrt{A_i(H_i - H_{i-1})}$ |
|-------------------------|--------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| 1600-1700 | 0.009888 | 100 | 0.994 |
| 1500- 1600 | 1.0601799 | 100 | 10.296 |
| 1400-1500 | 10.8762999 | 100 | 32.979 |
| 1300- 1400 | 55.4271011 | 100 | 74.449 |
| 1200- 1300 | 89.868103 | 100 | 94.798 |
| 1100-1200 | 149.156006 | 100 | 122.129 |
| 1000-1100 | 154.766007 | 100 | 124.404 |
| 900- 1000 | 94.7661972 | 100 | 97.347 |
| 800- 900 | 28.5331993 | 100 | 53.416 |
| 700- 800 | 24.7924995 | 100 | 49.792 |
| 615- 700 | 7.5188699 | 85 | 25.280 |
| | | | $\Sigma = 685.884$ |

3.5.2. Indice de pente globale

L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer, on a proposé un indice encore plus simple : la pente globale.

$$I_g = \frac{(H_{95\%} - H_{5\%})}{L} = \frac{1400 - 850}{93.64} \quad (\text{Eq II. 6})$$

$$I_g = 5.87 \text{ m/Km} = 0.0058\text{m}$$

D : Dénivelée H5% - H95 %, définie sur la courbe hypsométrique ou même directement à l'œil sur la carte topographique ;

L : Longueur du rectangle équivalent..

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

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

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

3.5.3. Indice de pente moyenne

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

$$I_{pm} = \frac{H_{max} - H_{min}}{L} = 1.07 \% \quad (\text{Eq II. 7})$$

4. Caractéristiques hydrographiques du bassin versant

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

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

4.1. Hiérarchisation du réseau :

La classification topologique du réseau hydrographique est effectuée sur une méthode proposée initialement par Horton en 1945 puis modifiée par Strehler en 1947 (Tableau II.6). Elle est la plus utilisée aujourd'hui, son principe est comme suit :

- Tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre (1) ;
- Au confluent de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $n+1$;
- Un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

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

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

Tableau II. 6: Classification du réseau hydrographique

| Ordre | Nombre | Longueur (km) | Longueur moyenne (km) |
|--------------|---------------|----------------------|------------------------------|
| 1 | 391 | 405.334015 | 1.03 |
| 2 | 103 | 211.923996 | 2.05 |
| 3 | 22 | 78.2527008 | 3.55 |
| 4 | 7 | 56.0477982 | 8.006 |
| 5 | 2 | 6.8541002 | 3.42 |
| 6 | 1 | 21.5165997 | 21.51 |
| Total | 526 | 779.929394 | 39.566 |

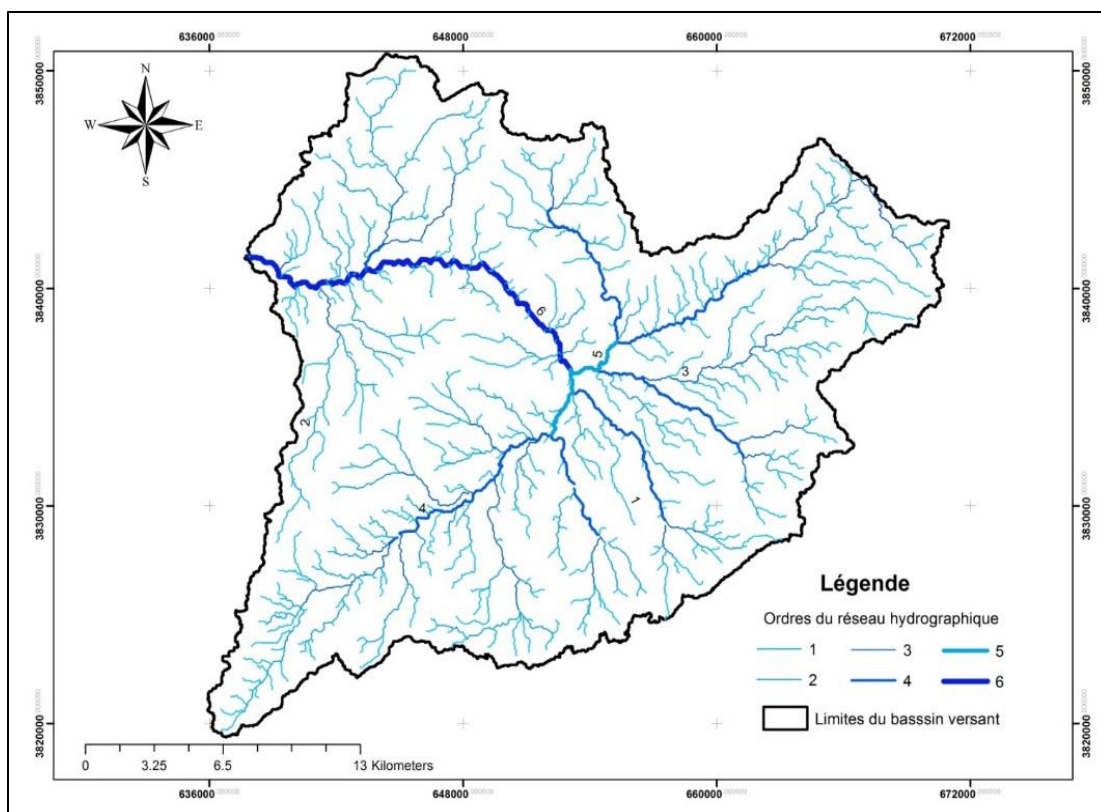


Figure II. 6. Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Sebdu

4.2.Profil en long

Le profil en long relatif au cours d'eau principal de l'Oued Sebdu et ses principaux affluents permettent d'apporter des éléments complémentaires à la densité de drainage, au vu du rôle déterminant de la pente (Fig. II 7).

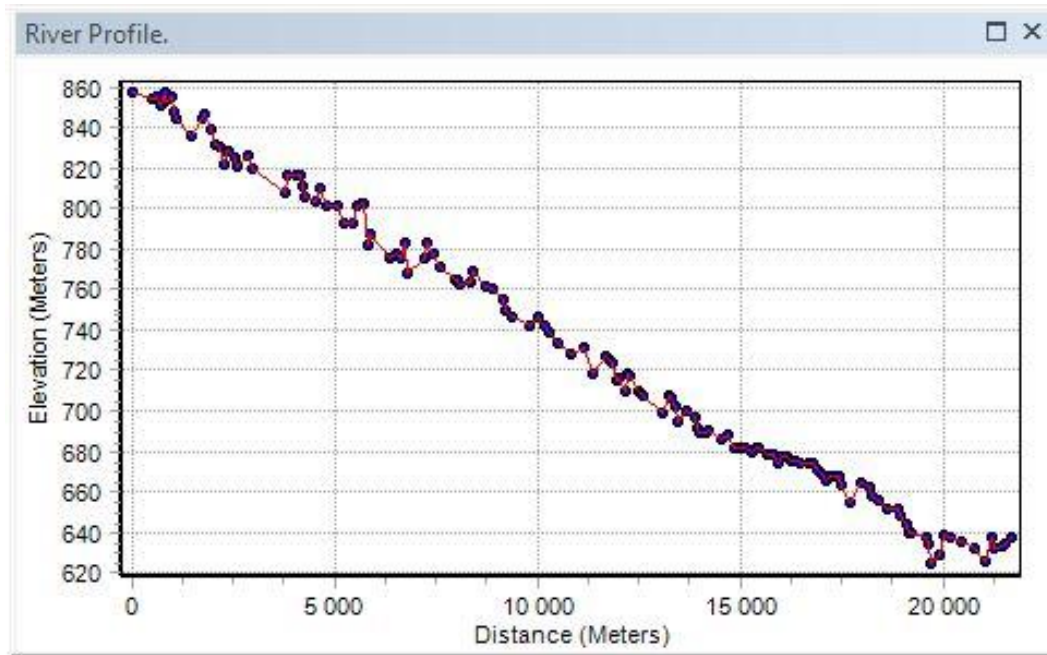


Figure II. 7: Profil en long du cours d'eau principal d'oued Sebdu

La pente moyenne du cours d'eau principal est exprimée par le rapport d'altitude sur la distance

$$P_{moy} = \frac{\Delta H}{D} = \frac{860-630}{20000} = 0.0115 = 1.15\% \quad (\text{Eq II. 8})$$

4.3. Densité de drainage

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

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

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{A} = 1.26 \text{ km/km}^2 \quad (\text{Eq II. 9})$$

La densité de drainage est généralement faible (1.26 km/km^2) pour le bassin de l'oued Sebdu ce qui est une caractéristique des régions semi-arides, elle résulte à l'échelle zonale de l'intensité des précipitations et leur répartition saisonnière, de l'état du couvert végétal et l'absence des sols.

4.4.Fréquence des thalwegs d'ordre 1

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

$$F_1 = N_1/A = 0.63 \text{ Km}^{-2} \quad (\text{Eq II. 10})$$

Avec :

N_1 : Nombre total des cours d'eau d'ordre 1 ;

A : Surface (Km^2).

4.5.Fréquence des cours d'eau

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

$$F_s = N_t/A = 0.85 \text{ km}^{-2} \quad (\text{Eq II. 11})$$

Avec

N_t : Nombre total des cours d'eau ;

A: Surface (Km^2).

4.6.Coefficient de torrentialité

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

$$C_t = D_d \cdot F_1 = D_d \cdot N_1/A = 0.79 \quad (\text{Eq II. 12})$$

Avec :

D_d : Densité de drainage ;

F_1 : Fréquence des thalwegs d'ordre 1.

4.7.Coefficient d'allongement

Il est donné par la relation suivante

$$C_a = \frac{[2 \cdot (A \cdot \pi)^{1/2}]}{L_0} \text{ et } L_0 = \frac{\sum L_m}{n} \quad (\text{Eq II. 13})$$

$$C_a = 13.35$$

C_a : Coefficient d'allongement ;

A : Superficie du bassin versant en km^2 ;

L_0 : Longueur moyenne des thalwegs ;

n : nombre d'ordre ;

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

4.8. Rapport de confluence

Il est donné par la relation suivante :

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad (\text{Eq II. 14})$$

Avec :

N_n : Nombre de thalwegs d'ordre n ;

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

Tableau II. 7: Rapport de confluence

| Ordre | 1/2 | 2/3 | 3/4 | 4/5 | 5/6 | Moyenne |
|-----------------------|------|------|------|-----|-----|---------|
| Rapport de confluence | 3.79 | 4.68 | 3.14 | 3.5 | 2 | 3.42 |

4.9. Rapport des longueurs

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

$$R_l = \frac{L_{n+1}}{L_n} \quad (\text{Eq II. 15})$$

Avec :

R_l : rapport de longueur ;

L_n : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n ;

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

Tableau II. 8: Rapport de longueur

| Ordre | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | Moyenne |
|-----------------------------|------|------|------|-------|------|-------|---------|
| Longueur moyenne de thalweg | 1.03 | 2.05 | 3.55 | 8.006 | 3.42 | 21.51 | |
| Rapport de longueur | 1.99 | 1.73 | 2.25 | 0.42 | 6.28 | - | 2.53 |

4.10. Temps de concentration

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

4.10.1. Formule de Giandotti (1937)

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

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 L}{0.8 \sqrt{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}} = 13.65 \text{ h} \quad (\text{Eq II. 16})$$

Avec :

t_c : Temps de concentration (heure) ;

A : Superficie du bassin (km^2) ;

L : longueur du thalweg principal (km) ;

H_{moy} : Altitude moyenne (m) ;

H_{min} : Altitude minimale (m).

4.10.2. Formule de Kirpich (1940)

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

$$t_c = 0.6615 L^{0.77} I_g^{0.385} = 3.016 \text{ h} \quad (\text{Eq II. 17})$$

L : Longueur du bassin versant (km) ;

I_g : Indice de la pente globale.

4.10.3. Formule d'Izzard-Meunier (1991)

$$t_c = \beta \frac{A^{0.312}}{I^{0.325}} = 1418.49 \text{ min} = 23.64 \text{ h} \quad (\text{Eq II. 18})$$

Avec :

A : Surface du bassin-versant (km^2) ;

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

I : Pente moyenne le long du thalweg principal en %.

4.10.4. Formule de Basso (1973)

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

$$t_c = 0.067 \cdot \frac{L^{1.155}}{(H_{\text{max}} - H_{\text{min}})^{0.385}} = 2.32 \text{ h} \quad (\text{Eq II. 19})$$

L : Longueur du thalweg principal (km).

H_{max} : Altitude maximale (km).

H_{min} : Altitude minimale (km).

4.10.5. Formule de Passini (Morin, 1998)

$$t_c = \frac{0.108(A*L)^{1/3}}{I^{1/2}} = 23.4 \text{ h} \quad (\text{Eq II. 20})$$

Avec

L : Longueur du plus long thalweg (m) ;

I : Pente moyenne (%) ;

A : Aire du bassin versant (km²).

Tableau II. 9: Résultats d'estimation du temps de concentration

| Méthode | Giandotti | Kirpich | Izzard-Meunier | Basso | Passini | Moyenne |
|--------------------------|-----------|---------|----------------|-------|---------|---------|
| T_c (h) | 13.65 | 3.016 | 23.64 | 2.32 | 23.4 | 13.20 |

D'après le Tableau II. 9, la seule formule qui semble donner une valeur acceptable du temps de concentration pour le bassin d'oued Sebdou est la méthode de Giandotti. Le temps de concentration estimé par les formules d'Izzard-Meunier et Passini nous semble relativement exagéré alors que celles de Basso et Kirpich sont sous-estimées.

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

D'une manière générale, le bassin versant d'oued Sebdou présente un temps de concentration plus long : 13 heures, en raison de la surface du bassin et sa forme allongée.

5. Occupation du sol de bassin de Sebdou

La carte d'occupation du sol (Fig. II 8) a été réalisée à l'aide du logiciel ENVI 5, à partir de données spatiales issues du capteur Landsat 8 le 14/03/2016. Selon notre problématique nous avons utilisé deux canaux du domaine visible : bande 2 (bleu) et bande 3 (vert) dont le domaine spectral est respectivement 0,452-0,512 μm et 0,636-0,673 μm , ainsi que l'infrarouge bande 5 (0,851-0,879 μm) (BANNARI et al., 2004).

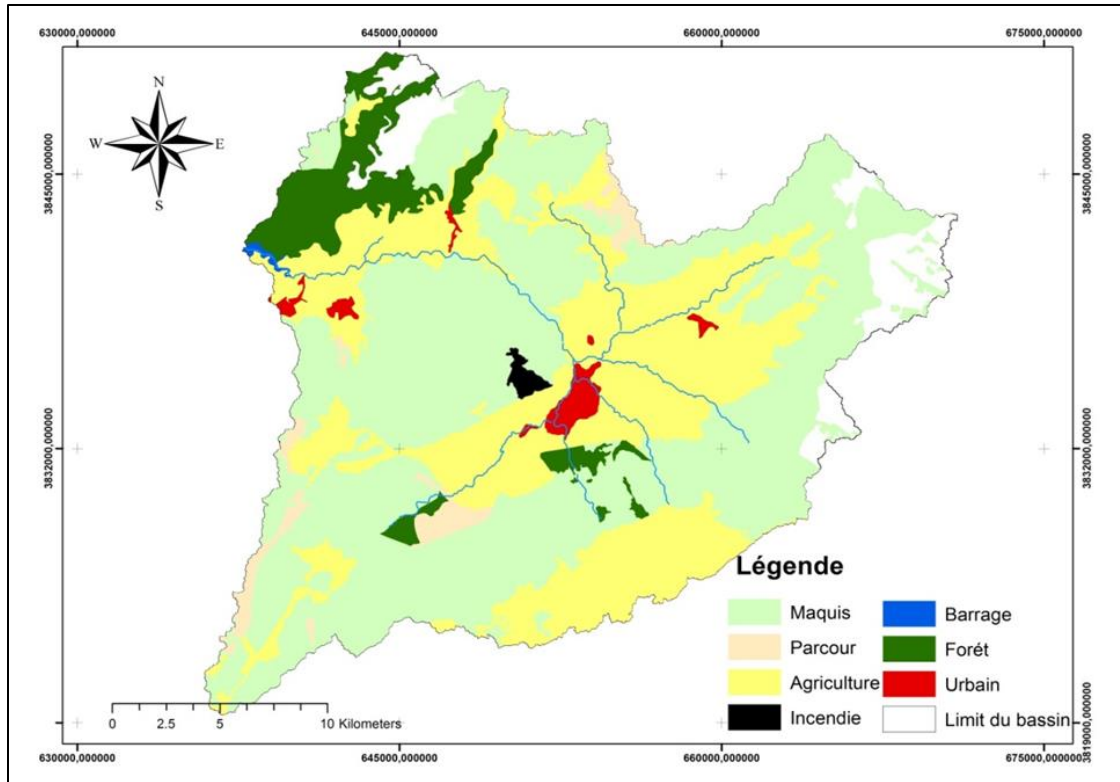


Figure II. 8: Carte d'occupation du sol du bassin de Sebdoou

La carte d'occupation du sol fait apparaître la prédominance des classes : Agriculture et parcoures respectivement avec des superficies de 193.01 km² et 329.32 km² (Fig. II 9).

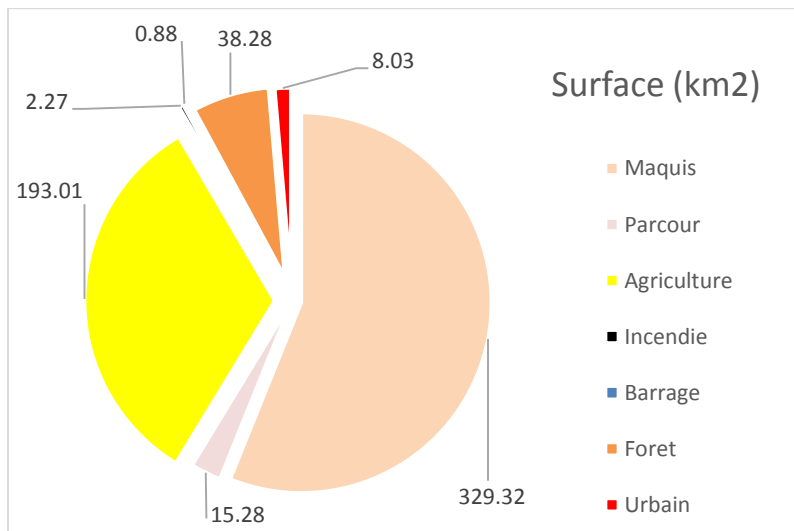


Figure II. 9: Superficie des différentes classes d'occupation du sol

6. Conclusion

La connaissance des paramètres morphométriques ainsi que leur comparaison sont importantes. Ils interviennent souvent de façon combinée pour commander les modalités de l'écoulement. Ces paramètres sont résumés dans le tableau suivant :

Tableau II. 10 : Récapitulatif des caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Sebdou

| Paramètre | | Sebdou | Unité |
|----------------------------------|--------------------------|--------|--------------------|
| Superficie | | 616.8 | km ² |
| Périmètre | | 200.76 | Km |
| Longueur du talweg principal | | 21.51 | Km |
| Pente du thalweg principal | | 1.15 | % |
| Indice de compacité | | 2.26 | - |
| Rectangle équivalent | Longueur | 93.64 | Km |
| | Largeur | 6.58 | Km |
| Altitudes caractéristiques | Maximale | 1616 | m |
| | Moyenne | 1096.7 | m |
| | Médiane | 1150 | m |
| | Minimale | 615 | m |
| Indices de pente | Indice de pente de Roche | 2.24 | % |
| | Indice de pente globale | 0.587 | % |
| | Indice de pente moyenne | 1.07 | % |
| Dénivelée | | 1001 | m |
| Densité de drainage | | 1.26 | Km/km ² |
| Coefficient de torrentialité | | 0.79 | - |
| Coefficient d'allongement | | 13.35 | - |
| Fréquence des cours d'eau | | 0.85 | km ⁻² |
| Fréquence des thalwegs d'ordre 1 | | 0.63 | km ⁻² |
| Temps de concentration des eaux | | 13.2 | h |
| Rapport de confluence | | 3.42 | - |
| Rapport de longueur | | 2.53 | - |

Généralement, la forme allongée du bassin versant d'Oued Sebdou, la faiblesse de la pente et la fragilité du sol liées à l'irrégularité du couvert végétal sont autant de facteurs qui favorisent le phénomène de l'érosion et de la sédimentation.

Chapitre III

Géologie et hydrogéologie.

1. Introduction

La connaissance de la géologie d'un bassin versant s'avère importante pour cerner l'influence des caractéristiques physiographiques. La géologie du substratum influe non seulement sur l'écoulement de l'eau souterraine mais également sur le ruissellement de surface. Dans ce dernier cas, les caractères géologiques principaux à considérer sont la lithologie et la structure tectonique. La lithologie joue un rôle important sur le ruissellement, l'infiltration, l'érosion et le transport solide. En effet la perméabilité d'un bassin versant intervient sur la vitesse de montée des crues, sur leur volume et sur le soutien apporté aux débits d'étiage par les nappes souterraines. Les divers types de roches et leurs structures donnent une indication précieuse sur la capacité d'infiltration des zones occupées par les roches et par les sols et en conséquence sur la quantité de terre susceptible d'être érodée (FAO,1994 ; DEMMAK,1982). Les argiles, les marnes, les schistes, les basaltes et les gneiss sont très vulnérables au ravinement (Roose,1994). Dans ce chapitre, nous allons présenter quelques caractères généraux sur la géologie de la Tafna et passer ensuite à une structure géologique montrant des formations rencontrées au niveau du bassin versant qui fait l'objet de cette étude.

2. Géologie du bassin versant de la Tafna

La géologie du bassin de la Tafna a été étudiée dans une série de travaux qui ont débuté par les travaux de Gentil (1903) et ont continué avec Elmi (1972), Benest (1986), Collignon (1986 et 1993). Ces travaux ont contribué à l'identification des grands ensembles stratigraphiques avec lesquels il a été possible de retracer l'histoire géologique de la région ainsi que sa structure. Le bassin de la Tafna est caractérisé par l'abondance de deux faciès, le premier carbonaté d'âge secondaire dominant le secteur d'étude et le second marneux du Miocène moins abondant. (Benest, 1986) (Fig. III.1). Les formations carbonatées sont représentées par des calcaires et des dolomies très karstifiées qui donnent une certaine spécificité à cette partie de l'ouest algérien. Le bassin de la Tafna dispose d'une structure contrastée, qui se manifeste tantôt par des reliefs abrupts et tantôt par des zones de plaines ou des fossés d'effondrement. Les faciès carbonatés sont localisés principalement dans deux parties : au Nord du bassin dans les monts des Traras et à Djebel Fellaoucène et dans la partie Sud au niveau de la région Khémis, Sikkak et de Sebdu. Le Miocène occupe pour sa part, le domaine des plaines. Ses dépôts surmontent initialement les formations carbonatées mais le plus souvent, on les retrouve sous les massifs calcaires à la suite

de la tectonique intense qui a affecté la région. Une structure y est sous forme de horst et de grabens avec des rejets des failles pouvant atteindre les 1000m (Benest, 1986).

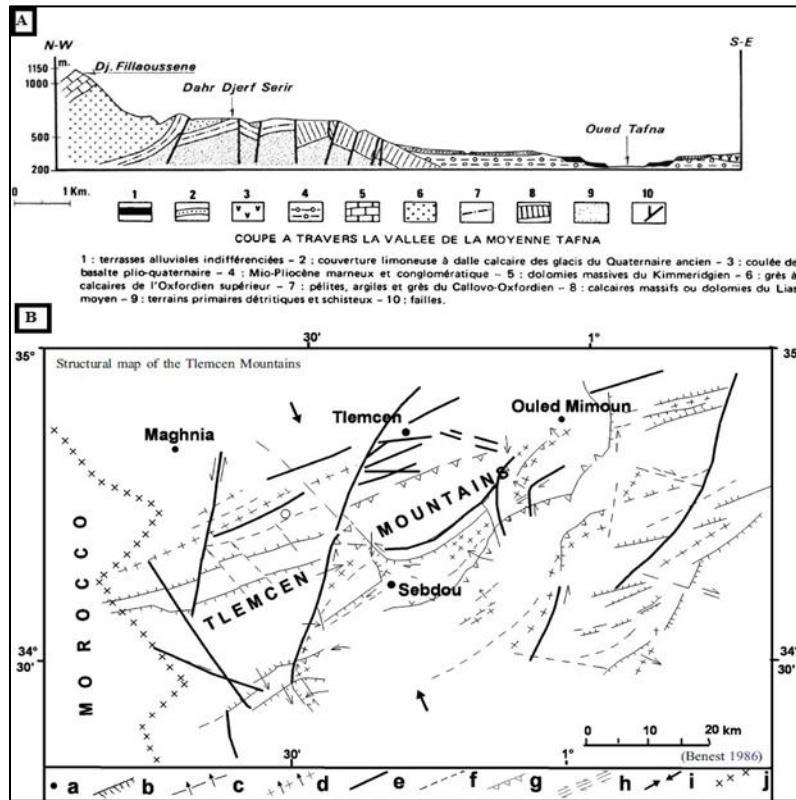


Figure III. 1: (A) : Coupe géologique à travers la vallée de la moyenne Tafna. In (Aimé et al.1988). (B) Extrait de carte structurale Bonnet (1967) in Azzaz (2008)

Les Monts de Tlemcen constituent un édifice régulier comportant essentiellement des terrains mésozoïques et cénozoïques. Les assises sédimentaires attribuées au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur sont principalement formées de carbonates (Fig.III.2). Cet ensemble constitue la bordure méridionale des Monts de Tlemcen, situé dans le couloir délimité à l'Ouest par l'accident de la Tafna et à l'Est par celui d'Oued Chouly (Baba-HamedK. & Kerzabi R., 1991).

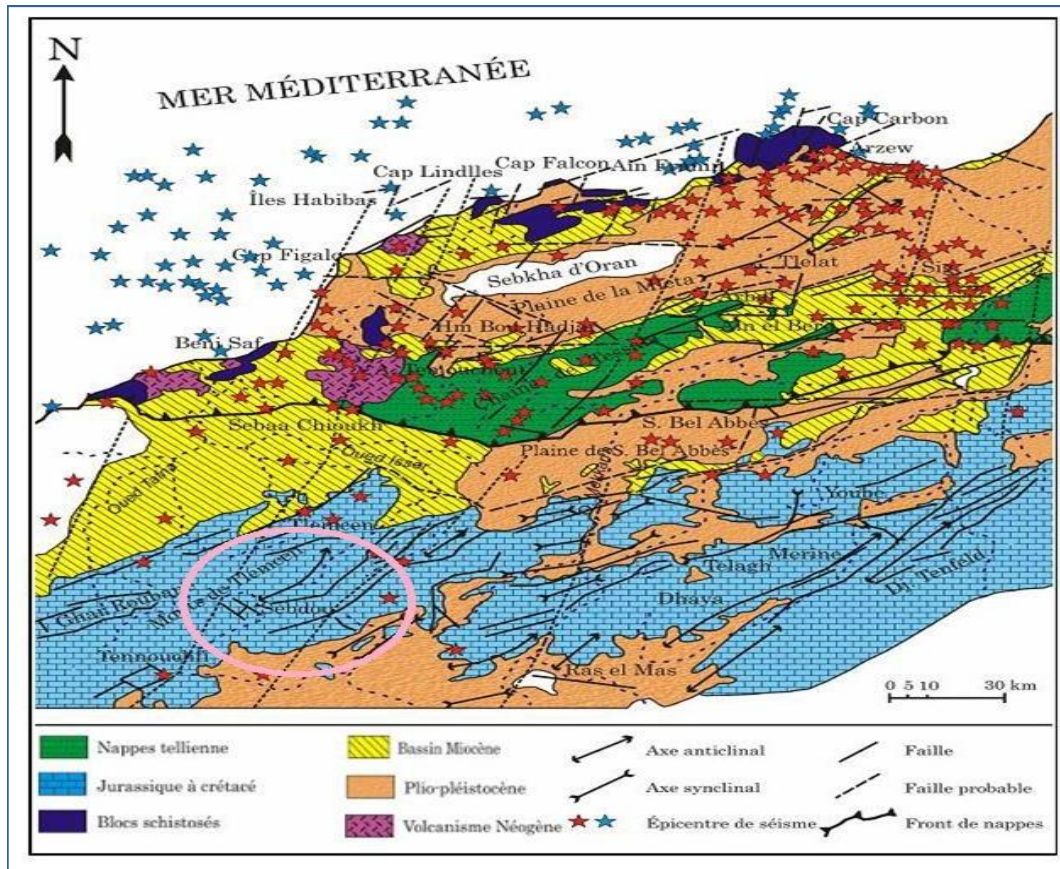


Figure III. 2: Carte structurale de l'Oranie nord-occidentale (Thomas, 1985).

3. Litho-stratigraphie

Cette étude est extraite du travail réalisé par Baba Hamed K. et Kerzabi R. en 1991 sur la région de Sebdu.

La dépression de Sebdu se trouve entourée par des terrains appartenant essentiellement au Jurassique supérieur. L'évolution verticale des terrains rencontrés va du Jurassique inférieur au Plio-quaternaire (Fig.III.3) montre deux grandes séries litho-stratigraphiques distinctes, qui sont décrites de bas en haut :

- Les séries anciennes (Oxfordien supérieur – Crétacé basal) ;
- Les séries récentes (Plio-quaternaire).

3.1. Séries anciennes

Sont représentées par les unités litho-stratigraphiques suivantes :

- a) **Les grès de Boumediène** : D'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, il s'agit d'un ensemble à dominance gréseuse, avec des passées argileuses masquées le plus souvent, par des éboulis ou la végétation. Ces grès, à ciment calcaires, se présentent en

bancs assez durs dont les épaisseurs varient de quelques centimètres à quelques mètres. Ces grès sont particulièrement développés au NW de notre secteur dans la région de Béni-Hassoune au niveau de Teltemda, ou ils sont riches en figures sédimentaires ;

- b) **Les calcaires de Zarifet** : Il s'agit de bancs calcaires séparés par de minces intercalations de calcaires marneux écailleux, parfois quelque peu fossilifères, marquant presque partout la base très nette du Kimméridgien et reposent directement en concordance sur les grès de Boumediène formant les falaises des environs de Tlemcen. L'épaisseur de cette formation peut atteindre 25 m au col de Zarifet ;
- c) **Dolomies de Tlemcen** : D'âge Kimméridgien moyen-Kimméridgien supérieur, il s'agit de dolomies cristallines grises, avec de nombreuses cavités remplies de calcite. Elles affleurent autour d'Ain Fezza, dans la forêt de Zarifet, au Nord de Tlemcen, dans les djebels Teffatisset, Ain El Hout et sur le plateau de Terny. Elles peuvent être surmontées par les calcaires de Stah épargnés de la dolomitisation ;
- d) **Marno-calcaires de Raouraï** : Ce sont des marnes grises, blanchâtres en surface, intercalées de nombreux lits et bancs de calcaires marneux durs, cette formation est limitée à sa base par les lits calcaires de Stah et au sommet par les calcaires de Lato, ou les premières assises des dolomies de Terny. Elle affleure particulièrement sur le plateau de Terny dans le djebel Lato ;
- e) **Dolomies de Terny** : Elles correspondent à des dolomies parfois vacuolaires avec de nombreuses stratifications obliques et un aspect très massif, qui permet de bien les distinguer des dolomies de Tlemcen. Elles sont développées au niveau du plateau des Azaïls, de Terny et près du barrage Meffrouche, leur épaisseur est de l'ordre de 100 m dans le plateau de Terny. Elles sont bien représentées au niveau des bassins de l'oued Sebdou. Ces trois formations précédentes sont attribuées au Tithonique inférieur ;
- f) **Marno-calcaires de Hariga** : D'âge Tithonique moyen, il s'agit d'une alternance de marnes et de Calcaires. Elles sont bien exposées au djebel Hariga avec une épaisseur de 165 m dans le bassin de Sebdou ;
- g) **Marno-calcaires d'Ouled Mimoun « Tithonique supérieur »** : Cette formation renferme les couches de passage du Jurassique au Crétacé, elle est limitée à sa base par les "grès de Merchiche", dans le secteur de Merchiche, sur le rebord sud du plateau de Terny. Elle affleure nettement au niveau de la bordure nord du fossé de Sebdou ;

- h) **Argiles de Lamoricière (Berriasien-Valanginien)** : C'est une formation argilo-gréseuse, nettement calcaire au sommet. Elle affleure au niveau de Hassi Zerga dans le bassin de Sebdou ;
- i) **Grès de Berthelot (Hauterivien)** : Caractérisés par une récurrence de la smectite et surtout par l'apparition de la chlorite (10 à 15 m). La base est riche en stratifications obliques, marquée par des bancs de dolomies pulvérulentes.

3.2. Séries récentes

Elles comportent de bas vers le haut d'après la synthèse tirée du travail de Baba Hamed et Kerzabi (1991) :

- a) **Formation de Sebou** : Le Nord et le Nord - Est du bassin versant correspondent à un horst jurassique principalement carbonaté. Au Sud et à l'Est, on trouve un graben rempli de sédiments Plio-quadernaires représentant le Fossé de Sebdou, et correspond à une série à éléments hétérométriques et hétérogènes, formant des couches redressées. Ce sont des dépôts conglomératiques, des calcaires blancs et vacuolaires, qui recouvrent la plupart des terrains anciens, ces dépôts ne sont pas consolidés et forment parfois des sols arables ;
- b) **Formation Quaternaire** : On considère ici aussi bien les alluvions anciennes formées le long des oueds que les terrasses, les formations de pentes et les croûtes calcaires du Quaternaire ancien. Ce sont des dépôts continentaux formant la bordure des massifs secondaires, soulignée par des éboulis de piémont plus ou moins encroûtés. Ces dépôts comprennent des éléments roulés, centimétriques ou décimétriques plus rarement métriques, au sein d'un ciment calcaire ou dolomitique ferrugineux.
Bien que leur épaisseur soit généralement faible, ces formations ont une extension spatiale considérable, ce qui permet l'existence de nappes phréatiques plus ou moins continues et facilement exploitables. Elles sont d'une grande extension dans le fossé de Sebdou, paradoxalement là où les précipitations sont les plus faibles ;
- c) **Travertins** : Anciens et récents, constituent de puissants dépôts disposés en masse et s'avancant en hautes falaises à pic, aux abords des grandes sources disparues ou actuelles, originaires du Kimméridgien. Ce sont des dépôts de sources, formés en un laps de temps relativement court à l'échelle géologique, et qui sont le plus souvent associés à des émergences thermales : c'est le cas, par exemple, d'Ain El Hammam, où ils

atteignent une épaisseur variant de 35 à 50 m. il a été difficile de dater ces dépôts, dépourvus de faune bien caractéristique. Toutefois, Pallary, les a attribués au Pleistocène inférieur à Lalla Setti et Ouchba (faunes de mollusques terrestres) (S. M. Hayane, 1983) ;

- d) Alluvions récentes** : Constituées par des dépôts récents indifférenciés, essentiellement dans les vallées et sur les pentes des reliefs, ce sont des limons qui occupent les fonds des oueds.

3.3. Log Litho-stratigraphique

Pour la reconstitution du log litho-stratigraphique on a basé sur la description apportée par les sondages, forages et les travaux de M. Benest (1985) (Fig. III.3) :





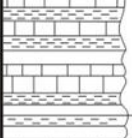



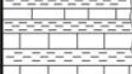
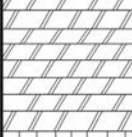
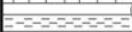
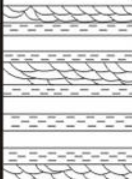
| Age | Colonne lithologique | Formations rencontrées | Description |
|--|---|---|---|
| Quaternaire |  | Formation conglomératique | Alluvions, croûte calcaires et dépôts continentaux avec au sommet des couches marneuses |
| Plio-Quaternaire |  | Formation de Sebdu | Dépôts de conglomérats redressés Calcaires lacustres vacuolaires |
| Barremien |  | Grès de Berthelot | Grès avec de la chlorite |
| Berriasien supérieur |  | Argiles de Lamoricière | Argiles avec des passées gréseuses |
| Tithonique supérieur Berriasien inférieur |  | Marno-calcaires d'Ouled Mimoun | Grès, calcaires et marnes souvent biodétritiques |
| |  | Grès de Merchiche | |
| Kimmeridgien |  | Marno-calcaires de Hariga | Alternance de marnes et calcaires |
| |  | Dolomies de Terny | Dolomies vacuolaires à patine rousse avec des stratifications obliques |
| |  | Calcaire de Lato Marno-calcaires de Raourai Calcaires de Stah | Micrite et pelmicrite, alternance de marnes grises verdâtres et de calcaires |
| |  | Dolomies de Tlemcen | Dolomies cristallines grises à patine rousse, dans les dolomies on observe des lentilles stromatolitiques |
| |  | Calcaires de Zarifet | Calcaires bleux |
| Oxfordien supérieur |  | Grès de Boumédine | Grès bruns en gros bancs séparés par des interlits argileux Au sommet, on trouve quelques passées marneuses et calcaires |

Figure III. 3: Log stratigraphique du fossé de Sebdu (Baba Hamed & Kerzabi, 1991)

4. Cadre structural

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

- Le domaine Tellien ;
- Les Monts de Tlemcen parfois qualifiés de Meseta Oranaise ;
- Le domaine atlasique ;
- Le domaine saharien.

Les Monts de Tlemcen, domaine intracratonique plissé, s'interposent entre :

- Le domaine nappé du Tell au Nord ;
- Le domaine stable des hautes plaines oranaises, au Sud (Baba Hamed & Kerzabi, 1991).

4.1. Analyse structurale

L'étude structurale des monts de Tlemcen et celle du fossé de Seb dou en particulier, met en évidence la présence de deux systèmes de décrochements, parfois conjugués :

- L'un senestre, sensiblement NS et lié à de nombreux chevauchements vers le NW ;
- L'autre dextre, en moyenne EW. ($N 50^\circ - N110^\circ$) fréquemment impliqué dans le rejet des failles les plus récentes (Plio-Quaternaire) (Fig.III.4).

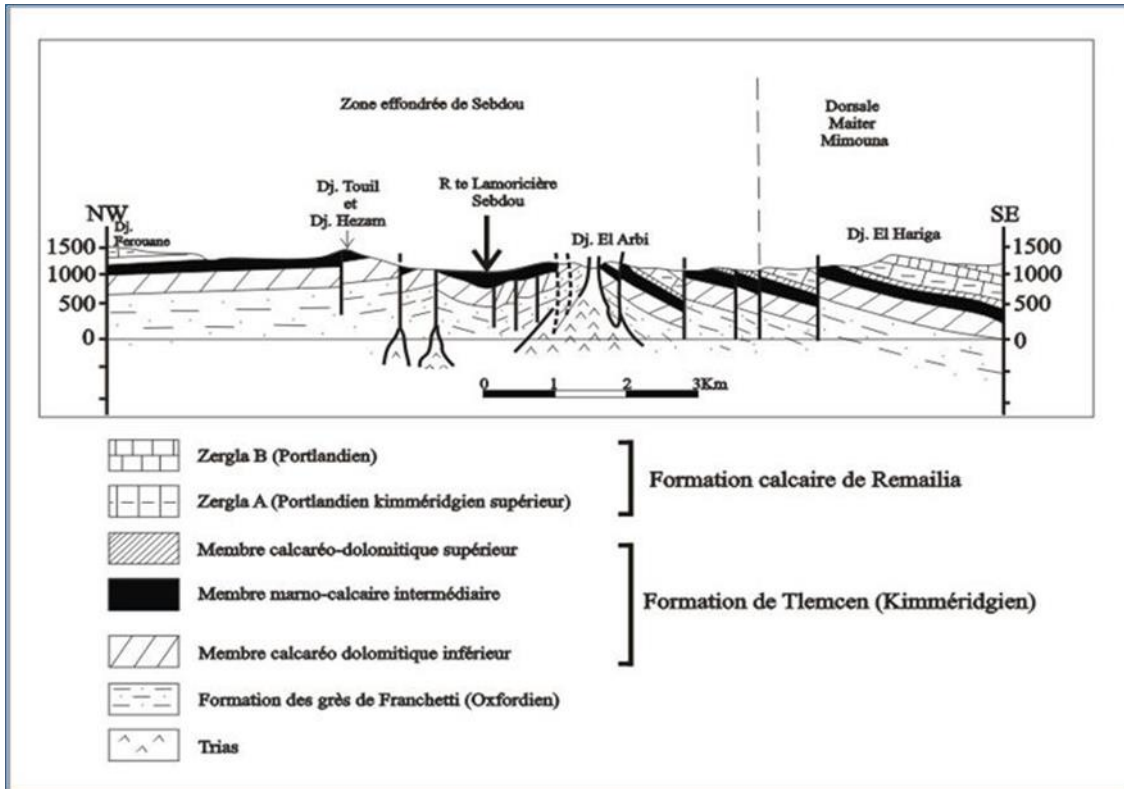


Figure III. 4: Coupe structurale au niveau du fossé d'effondrement de Seb dou (Auclair et Biehler, 1967)

5. Hydrogéologie de la région d'étude

Dans cette partie nous allons faire ressortir les grands traits des conditions hydrogéologiques qui caractérisent notre région d'étude. Cette étude devra nous permettre de différencier toutes les aquifères en fonction des paramètres lithologique et hydrodynamique (niveau de perméabilité) qui conditionnent l'écoulement des eaux souterraines au niveau du bassin versant de la Tafna et la vallée d'oued Sebdou en particulier.

Le sous bassin versant d'oued Sebdou présente un manque de connaissances sur le plan hydrogéologique. Notre travail se limitera à déterminer les principales caractéristiques hydrogéologiques.

Il n'est prévu d'exploiter ici que les éléments des études existantes, telle que les travaux de Collignon (1986) et Baba Hamed & Kerzabi (1991).

5.1. Aquifère

La structure et la nature lithologique des formations géologiques constituant le bassin de la Tafna ont permis d'individualiser plusieurs types d'aquifères. On retrouve

- a) Les aquifères de type phréatique caractérisant les formations poreuses (gréseuses) occupant des zones restreintes dans le bassin étudié ;
- b) Les aquifères karstiques le plus souvent perchés dominant les zones de reliefs (Khemis, Tlemcen, Sebdou) ;
- c) Les aquifères captifs représentés aussi par les formations carbonatées mais qui passent en profondeur sous les marnes du Sérravallien. L'abondance des failles dans le secteur d'étude serait la cause principale du compartimentage des différents systèmes aquifères et la première source aussi des différentes résurgences existant dans le bassin de la Tafna. Ces accidents tectoniques sont aussi responsables de la distribution spatialement hétérogène de la majorité de ces systèmes.

La plus grande concentration des formations perméables fortement karstifiées se localise principalement au niveau des sous bassins de la haute Tafna (Figure III.5) : Khemis, Sebdou ou Béni-Bahdel avec plus de 85%. Les autres formations peu perméables avec absence ou peu de karstification occupent presque 78% de la plaine de Maghnia, Zenata (Azzaz et al. 2008).

La répartition des sols dans le bassin de la Tafna semble très dépendante de la nature lithologique des affleurements dominant les parties du bassin. Au niveau de la haute Tafna ce sont les sols calcaires qui abondent avec la présence des terra rossa ou les argiles de décalcification qui favorisent parfois le développement des couverts forestiers comme au niveau du bassin de Béni-Bahdel (Bouanani, 2004).

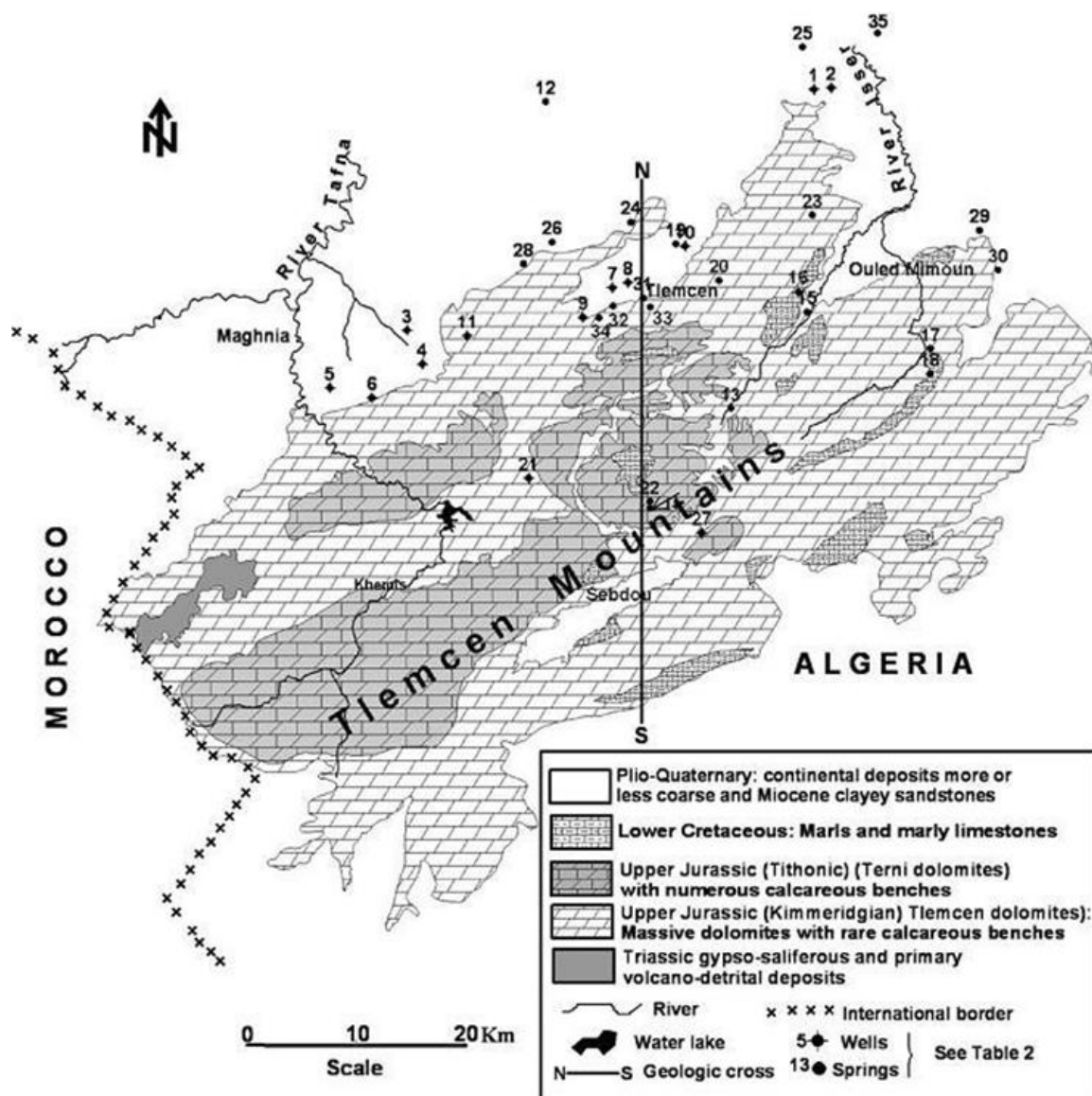


Figure III. 5: Carte de répartition du faciès carbonaté dans le bassin de la Tafna Collignon (1986) cité par Azzaz et al. (2008)

-L'aquifère principal des Monts de Tlemcen est constitué par les calcaires et dolomies du Jurassique supérieur (Lias-Dogger), dont l'épaisseur peut varier de 40 m à 400 m. B.

Colignon a distingué trois grands types d'aquifères :

- Les aquifères "perchés" limités par les terrains imperméables, comme dans le synclinal de Merchiche, ou le bassin du Mefrouh ;
- Les aquifères à plongement nord sous les terrains Miocène ;
- Les aquifères à plongement sud, sous les conglomérats des Hauts Plateaux.

5.1.1. Formations à fort potentiel aquifère

Ce sont les formations calcaréo-dolomitiques (dolomie de Tlemcen et de Terny), les formations gréseuses (grès de Merchiche) et les formations du Plio-Quaternaire. Il s'agit là d'ensembles lithologiques forts tant en ce qui concerne leur structure physique, que leur composition chimique, mais ils ont pour caractère commun une capacité d'accumulation en eau élevée, surtout en ce qui concerne les massifs dolomitiques qui donnent naissance à de nombreuses émergences karstiques.

- **Dolomie de Tlemcen** : Avec les calcaires de Zarifet, elles affleurent en grande partie vers le Nord-Ouest et le Nord-Est du Bassin ;
- **Alluvions Plio-quaternaires** : Nous considérons ici, aussi bien les alluvions récentes formés le long des Oueds que les terrasses, croûtes calcaires du Quaternaire ancien et les conglomérats qui combrent le fossé de Sebdou. Bien que leur épaisseur soit généralement faible, ces formations ont une extension spatiale considérable, ce qui favorise l'extension d'une nappe phréatique plus ou moins continue et facilement exploitable. Parmi les sources qui drainent ces formations, nous citons : Ain Soltane, Deillen, Sidi Aissa, Berdil, Hadjar.

5.1.2. Formations à faible potentiel aquifère

Cet ensemble regroupe un ensemble de formations de nature lithologique très variée, où les séries à dominance argileuse ou marneuse occupent une place prépondérante.

L'ensemble des formations concernées présente une faible perméabilité d'interstices ou de fissures, il n'y existe donc pas d'aquifères notables.

- **Grès de Bou-Médine** : Ces grès présentent une perméabilité généralement faible ou nulle, sauf cependant pour les bancs de grès puissants qui s'intercalent dans les marnes, montrant une augmentation de perméabilité grâce aux diaclases qu'ils présentent et au rôle aquifère des lentilles calcaires qui y sont incluses. Le rôle principal de ces grès est de maintenir, grâce aux formations marneuses intercalées le niveau aquifère des dolomies de Tlemcen.
- **Marno-calcaires de Raourai, Hariga et d'Ouled Mimoun** : Même si les niveaux calcaires présentent une certaine perméabilité, ils sont imperméables dans le sens vertical.
- **Argiles de Lamoricière** : Ne recèlent aucune réserve aquifère. L'étude des propriétés hydrogéologiques des différentes formations montre trois grands types d'aquifères (Fig. III 6) :

- Les aquifères perchés, entièrement limités par les terrains imperméables ;
- Les aquifères à plongement nord, sous les terrains miocènes ;
- Les aquifères à plongement sud, sous les conglomérats des hauts plateaux.

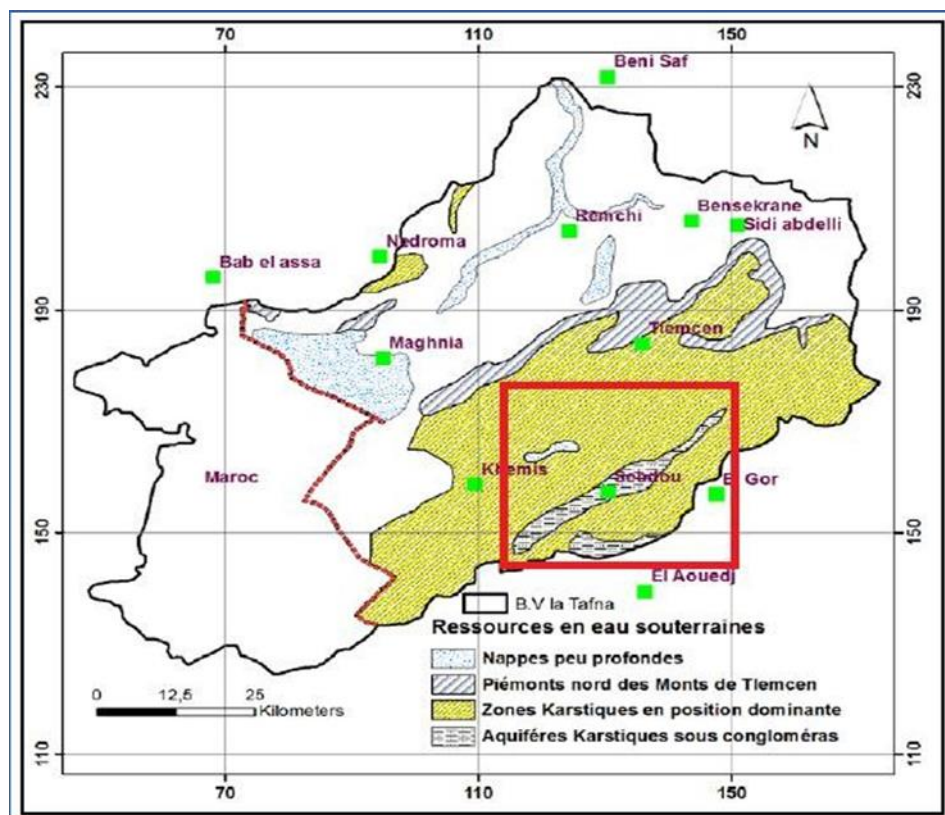


Figure III. 6: Localisation des aquifères dans la zone d'étude (Collignon, 1984)

5.1.3. Aquifères karstiques perchés

On considérera ici les aquifères karstiques entièrement délimités par des affleurements de terrains peu perméables qu'ils surmontent (Fig. III 6 et 7). Toute l'eau qui s'y infiltre ressort donc le long des limites d'affleurement.

5.1.4. Synclinal de Merchiche

Les eaux qui s'infiltrent dans le synclinal sont drainées vers Aïn Taga à travers l'immense réseau souterrain de Ghar Bou'Maaza (Fig. III 7). La Superficie du bassin est de : 185 Km², dont 109 Km² (soit 59 %) sont karstifiés (B. Collignon, 1986).

5.1.5. Aquifères drainés par un oued

Ces aquifères pourraient tous rangés les autres catégories, soit parce qu'ils s'ennoient sous le Miocène (comme pour l'oued Chouly ou l'oued Isser), soit parce qu'ils sont entièrement délimités par des marnes imperméables (comme pour l'oued Khemis, le bassin du Kef et la haute Tafna).

5.1.6. Aquifères s'enfouissant sous le Miocène au Nord des Monts de Tlemcen

Les aquifères karstiques du Nord du massif sont nombreux et isolés les uns des autres par des terrains peu perméables (grès jurassiques et marnes miocènes) (Fig. III 7). La plupart d'entre eux possèdent des exutoires concentrés bien connu, autour desquels s'est rassemblée la population et qui ont donné à la région sa réputation de pays des sources.

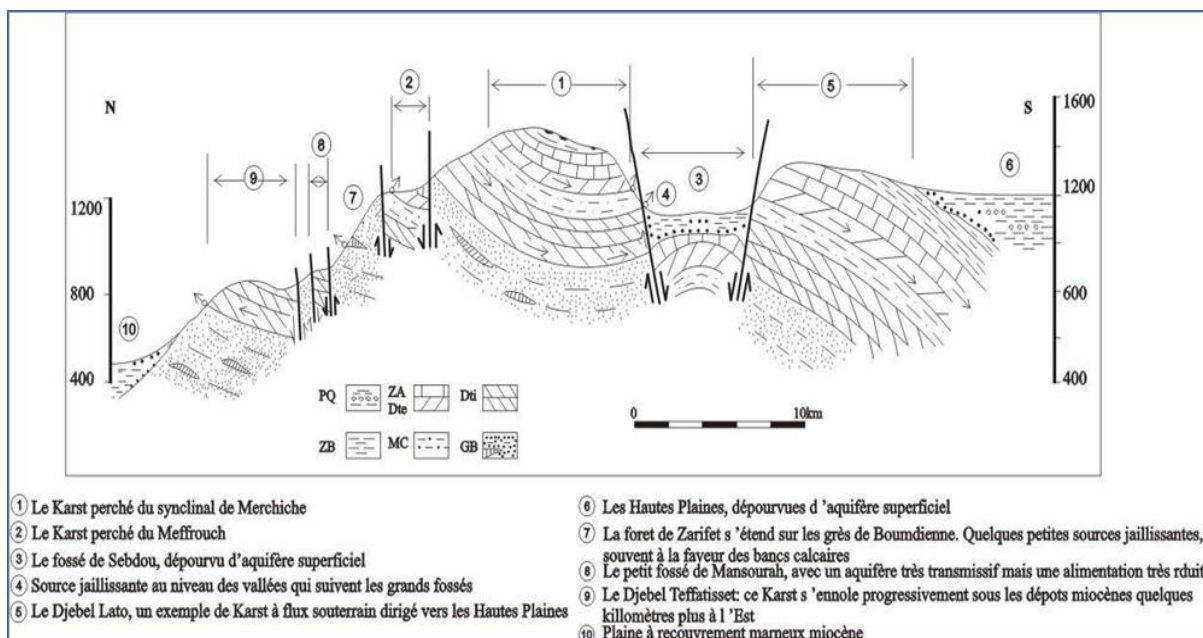


Figure III. 7: Coupe transversale aux Monts de Tlemcen, illustrant les principaux types

D'aquifères d'après B. Collignon, 1986

5.2. Piézométrie de la nappe du Fossé de Sebdu

Cette partie est consacrée à l'analyse de la carte piézométrique de la nappe alluviale du fossé de Sebdu. La carte piézométrique (Fig. III 9) a été établie à partir de données de la campagne piézométrique réalisée au mois de Mai 1990 basée sur un inventaire de 24 points d'eau. Concernant la répartition des points d'eau, nous remarquons qu'ils couvrent globalement la totalité de la nappe ce qui donne une fidélité de représentation (Fig. III. 8).

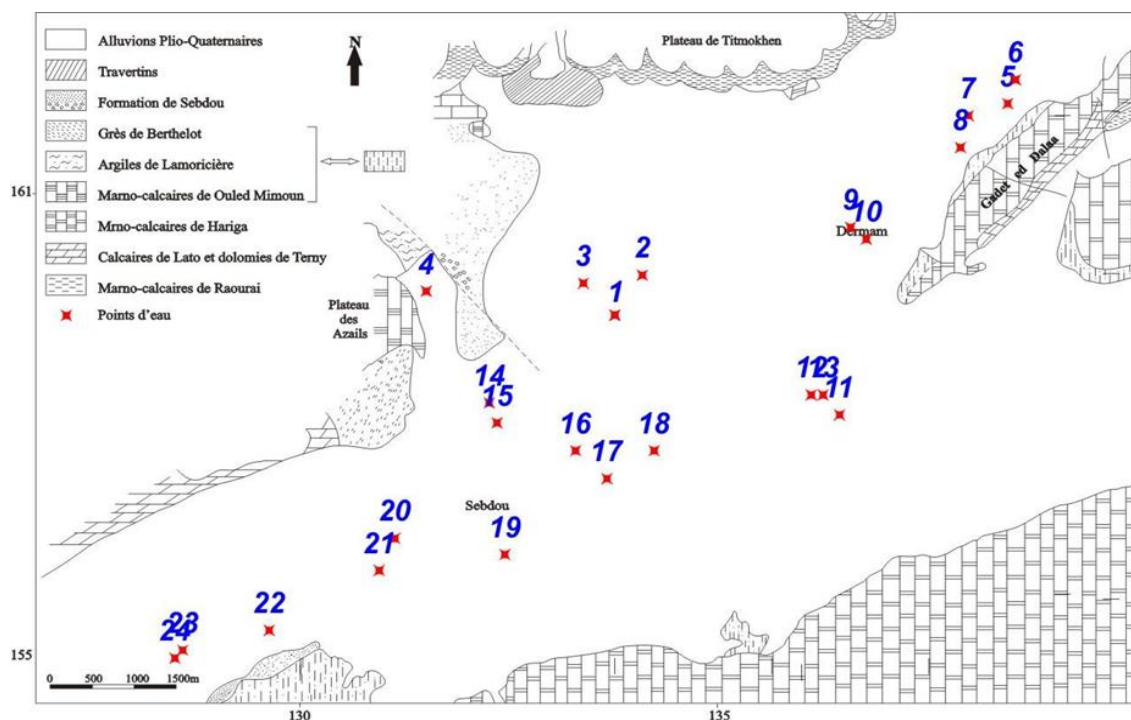


Figure III. 8: Répartition des points d'eau au niveau du fossé de Sebdoou

La carte piézométrique (Fig. III 9) nous montre que le sens d'écoulement des eaux se fait vers le Nord-ouest de l'aquifère. La zone Nord-Est est caractérisée par des courbes isopièzes presque régulières plus ou moins espacées, et plus nous allons vers l'Ouest les courbes deviennent serrées.

Au centre, nous remarquons une légère convexité dans le sens d'écoulement témoignant éventuellement d'une drainance de la nappe ou d'une élévation du substratum de l'aquifère.

Au Sud-ouest, nous remarquons que les courbes isopièzes sont assez régulières, les axes d'écoulement distingués se dirigent vers le Nord-Ouest (exutoire).

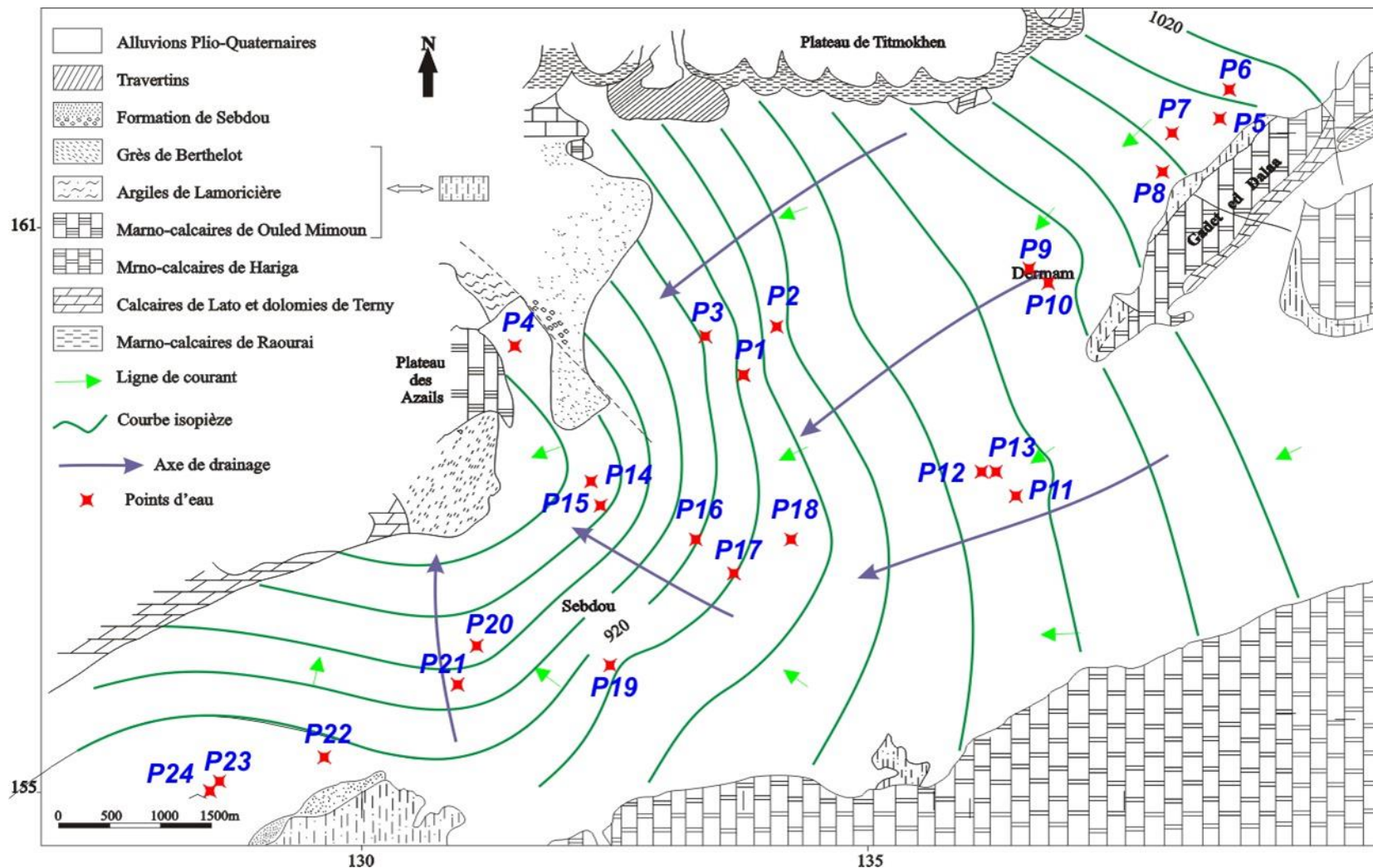


Figure III. 9: Carte piézométrique de la nappe du Fossé de Sebdoou (Mai, 1990)

La nappe du Plio-quadernaire reçoit des quantités d'eau appréciables, selon deux processus différents :

- Directement sur son impluvium, en quantités variables suivant l'intensité de la pluviométrie de l'année hydrologique ;
- Latéralement, par communication hydraulique directe le long des marges en contact avec les réservoirs jurassiques.

En effet, la carte piézométrique met en évidence des apports, venant de l'Est (Gaâdet el Dalaâ) et du Sud (Djebel El Ahmer, Lato). L'alimentation de la nappe du Plio-quadernaire serait plus importante vers le Sud, vue l'extension latérale importante des reliefs sud du bassin.

La faille majeure limitrophe du fossé vers le Nord constitue une limite étanche, la carte montre en effet des lignes de courants presque parallèles à cette limite.

6. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons tenté de présenter les principales caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du sous bassin et de la vallée du Seb dou, qui ont un effet sur l'écoulement de surface et souterrain.

Les montagnes de Tlemcen forment un édifice régulier constitué principalement de terres cénozoïques et mésozoïques et forment une charpente qui culmine dans les formations quaternaires.

L'étude structurale de la zone montre la présence de deux systèmes de décrochements avec cinq phases tectoniques contrôlées par le jeu et la représentation d'incidents lointains SW-NE à WS-WENE parfois compressifs.

Le fossé de Seb dou est caractérisé par un aquifère superficiel plio-quadernaire formé principalement de conglomérats redressés tel que le montre le log stratigraphique des Monts de Tlemcen établi par M. Benest, 1985.

L'interprétation de la carte piézométrique de la nappe du fossé de Seb dou montre un sens d'écoulement des eaux vers le Nord-ouest. L'alimentation de cette nappe se fait généralement de deux manières, directement par son impluvium et/ou par l'alimentation latérale à partir des formations adjacentes.

Chapitre IV

Etude hydro pluviométrique.

1. Introduction

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

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

2. Etude de précipitations

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

2.1. Réseau pluviométrique et séries d'observation

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

La plupart des stations de notre région ont connu des périodes d'arrêt pendant la guerre d'Algérie d'autres ont subi des modifications après 1962. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle. De ce fait, et afin d'éviter un

grand pourcentage lacunaire, nous nous sommes résolus à adopter l'année hydrologique 1975/1976 comme début de la série et l'année 2015/2016 comme fin de série pour chacune des stations retenues. L'intérêt et le but de cette série est de permettre la confrontation avec l'écoulement correspondant afin de dégager une étude hydro-pluviométrique et d'estimer la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin.

Le volume d'informations pluviométriques recueillies dans le bassin de l'oued Sebdou est constitué de trois stations (voir tableau. IV.1 et figure IV.1).

Tableau IV. 1: Caractéristiques des stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Sebdou

| Code | Nom | Altitude (m) | Coordonnées (km) | |
|---------------|-------------|--------------|------------------|---------|
| | | | X | Y |
| 160401 | Sebdou | 875 | 131.200 | 158.500 |
| 160403 | Beni bahdal | 666 | 115.000 | 164.600 |
| 160406 | Khemis | 990 | 109.300 | 157.100 |

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

2.2. Contrôle de la fiabilité des séries pluviométriques

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

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

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

La station de base choisie est la station de Sebdou, car c'est la station qui dispose d'une série continue et homogène, elle se trouve dans la partie amont du bassin.

L'application de cette méthode sur les données des stations Beni bahdal et Khemis permet de remarquer que l'alignement des points d'observations est acceptable.

2.3. Les variations spatiales et temporelles sur le bassin

Le Nord-ouest algérien est soumis à une variation pluviométrique spatio-temporelle très irrégulière, Il convient de remarquer à partir de la figure IV. 1 et le tableau. IV.2, la tendance déficitaire des précipitations lors des 41 dernières années (1975/76-2015/16) où plusieurs valeurs annuelles se trouvent en dessous de la moyenne. C'est là, en effet, que l'on repère les années les plus sèches de la période considérée. Ceci implique donc que les séries pluviométriques qui seront utilisées pour le calcul des bilans hydrologiques correspondent à des périodes de faible pluviosité. Les conséquences directes vont donc se traduire par une faible hydraulité.

Tableau IV. 2: Cumuls pluviométriques annuels (mm) pour les trois stations retenues (1975/76-2015/16)

| Année | Sebdou | Beni Bahdel | Khemis | Année | Sebdou | Beni Bahdel | Khemis |
|------------------|--------|-------------|--------|------------------|--------|-------------|--------|
| 1975-1976 | 497.7 | 387.7 | 446.2 | 1996-1997 | 222.2 | 341.5 | 315.5 |
| 1976-1977 | 418.7 | 438 | 409.2 | 1997-1998 | 342.8 | 474.3 | 327.4 |
| 1977-1978 | 393.7 | 435.9 | 381.7 | 1998-1999 | 247.8 | 335.1 | 114.4 |
| 1978-1979 | 339.3 | 301.1 | 304.8 | 1999-2000 | 198 | 260.8 | 130 |
| 1979-1980 | 591 | 516.2 | 379.1 | 2000-2001 | 411.4 | 397.3 | 476.3 |
| 1980-1981 | 497.5 | 556.9 | 515.1 | 2001-2002 | 433.3 | 476.2 | 451.3 |
| 1981-1982 | 339.9 | 213.6 | 227.5 | 2002-2003 | 463.1 | 467.9 | 454.3 |
| 1982-1983 | 283.8 | 210.5 | 221.5 | 2003-2004 | 351.1 | 451.5 | 524.6 |
| 1983-1984 | 314.8 | 303.5 | 295.7 | 2004-2005 | 222.3 | 208.7 | 259.2 |
| 1984-1985 | 329.1 | 297.1 | 269.8 | 2005-2006 | 394.5 | 397.9 | 442 |
| 1985-1986 | 404.2 | 464.2 | 433.8 | 2006-2007 | 327 | 381.4 | 422.2 |
| 1986-1987 | 430.7 | 434.9 | 488 | 2007-2008 | 272.4 | 280.7 | 225.1 |
| 1987-1988 | 231.5 | 295.6 | 234.3 | 2008-2009 | 668.9 | 731.8 | 919.9 |
| 1988-1989 | 337.8 | 354.8 | 227.5 | 2009-2010 | 389.2 | 396.4 | 535 |
| 1989-1990 | 265.7 | 351.7 | 304.5 | 2010-2011 | 360.9 | 436.1 | 393.3 |
| 1990-1991 | 451.8 | 515.7 | 460.3 | 2011-2012 | 293.7 | 321.6 | 404.6 |
| 1991-1992 | 477.3 | 527.4 | 649.1 | 2012-2013 | 548.3 | 707.9 | 685.7 |
| 1992-1993 | 225.1 | 344.9 | 353.6 | 2013-2014 | 397.2 | 493.9 | 555.4 |
| 1993-1994 | 286.9 | 341.8 | 381.4 | 2014-2015 | 402.3 | 467.9 | 471.5 |
| 1994-1995 | 351.1 | 471.5 | 488.9 | 2015-2016 | 332.8 | 407.3 | 370.05 |
| 1995-1996 | 694 | 597.4 | 713.1 | | | | |

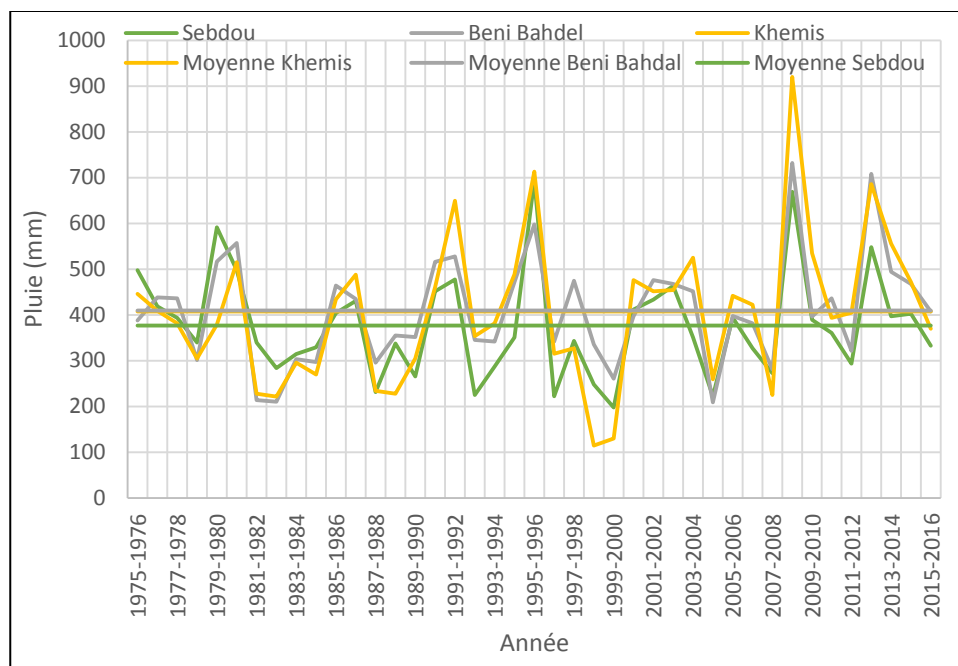


Figure IV. 1: Variation des précipitations annuelles dans le bassin d'oued Sebdou (1975/76-2015/16)

La carte de la répartition spatiale de la pluviométrie moyenne du bassin d'oued Sebdou durant la période 1975/76-2015/16 (Fig. IV. 2) représente un échantillon caractéristique au niveau de l'Ouest algérien. En effet, la pluie diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne du littoral à cause de l'appauvrissement progressif de l'atmosphère en vapeur d'eau lors du passage des courants aériens qui abandonnent leur pluie en franchissant les chaînes montagneuses, tel est le cas de la station de Sebdou située à une altitude de 875 m qui ne reçoit que 376.6mm, alors qu'à 15km seulement au sud, la station de Beni bahdal est plus arrosée et reçoit 409.7mm (Fig. IV 1). Les monts constituent un premier obstacle au passage de nuages.

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

Comme dans toute étude pluviométrique, nous sommes référés à une période d'observation qui s'étale du premier Septembre 1975 au 31 Août 2016.

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

2.4.1. Moyenne arithmétique

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

Elle est définie par la relation :

$$P_m = \bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad (\text{Eq IV.1})$$

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

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

n : Nombre de stations d'observation, $n=3$.

La valeur de la pluie moyenne annuelle du bassin d'Oued Sebdou calculée par cette méthode est égale 397.9mm.

2.4.2. Méthode de Thiessen

C'est l'une des méthodes les plus rapides et les plus utilisées, elle consiste à diviser la surface du bassin en polygones, dans lesquels on attribue à chaque poste pluviométrique un poids proportionnel à une zone d'influence. Un point situé dans cette zone soit plus près en distance horizontale du pluviomètre correspondant que toute autre pluviomètre (Fig. IV 2). La construction est la suivante:

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

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i P_i}{S_t} \quad (\text{Eq IV.2})$$

Avec :

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

S_i : Surface élémentaire d'égales précipitations (km²) ;

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

St : Surface totale du bassin (km²).

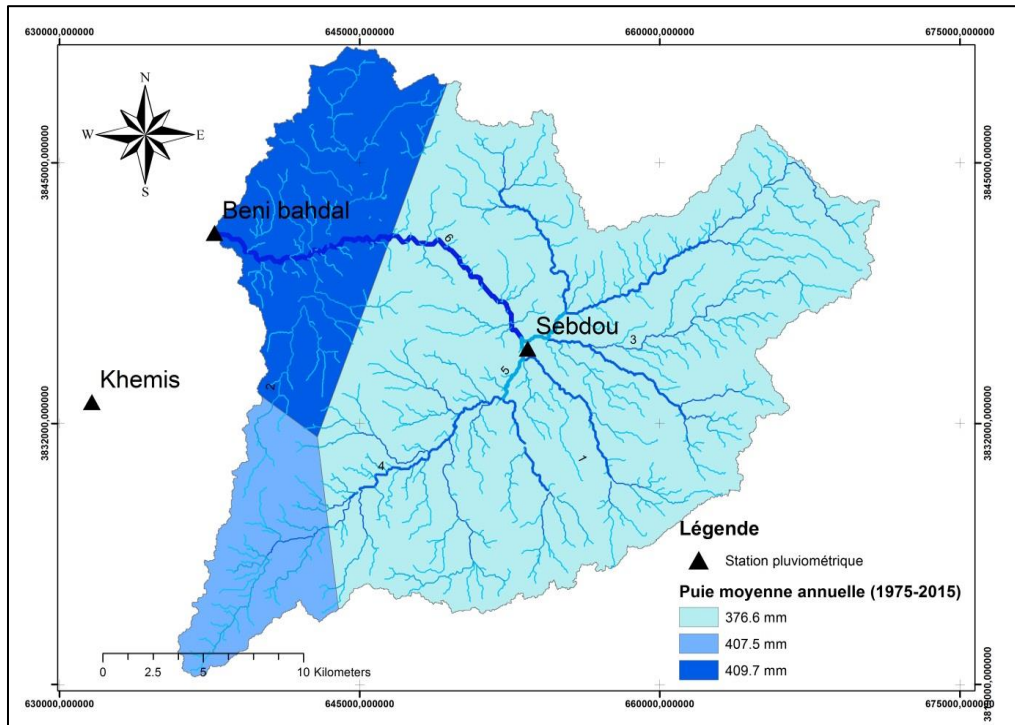


Figure IV. 2: Répartition spatiale de la pluie par la méthode de Thiessen (1975-1976 / 2015-2016)

La méthode de Thiessen donne les résultats suivants :

Tableau IV. 3: Application de la méthode de Thiessen au calcul de la pluie moyenne annuelle (1975/76-2015/16)

| Stations | Pi (m) | Si (m ²) | PiSi (m ³) |
|----------------------|------------------|----------------------|------------------------|
| Sebdo | 0.3766 | 444576000 | 167427321.6 |
| Beni Bahdel | 0.4097 | 112599000 | 46131810.3 |
| Khemis | 0.4075 | 59627700 | 24298287.75 |
| Pluie moyenne | 385.63 mm | | |

2.4.3. Méthode des isohyètes

Pour passer à la pluie moyenne (P_m) tombée sur la surface totale du bassin (S_t), on planimètre chacune des surfaces élémentaires (S_i) délimitées par les isohyètes (P_i) et (P_{i+1}). Comme le montre le tableau IV 4.

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

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i P_i}{S_t} \quad (\text{Eq IV.3})$$

Avec :

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

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

S_i : Surface comprise entre deux isohyètes successives (km^2) ;

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

A partir des valeurs des précipitations aux différentes stations, a été dressée une carte des isohyètes (Fig. IV. 3) qui représente la répartition des pluies couvrant la période 1975-1976/2015-2016.

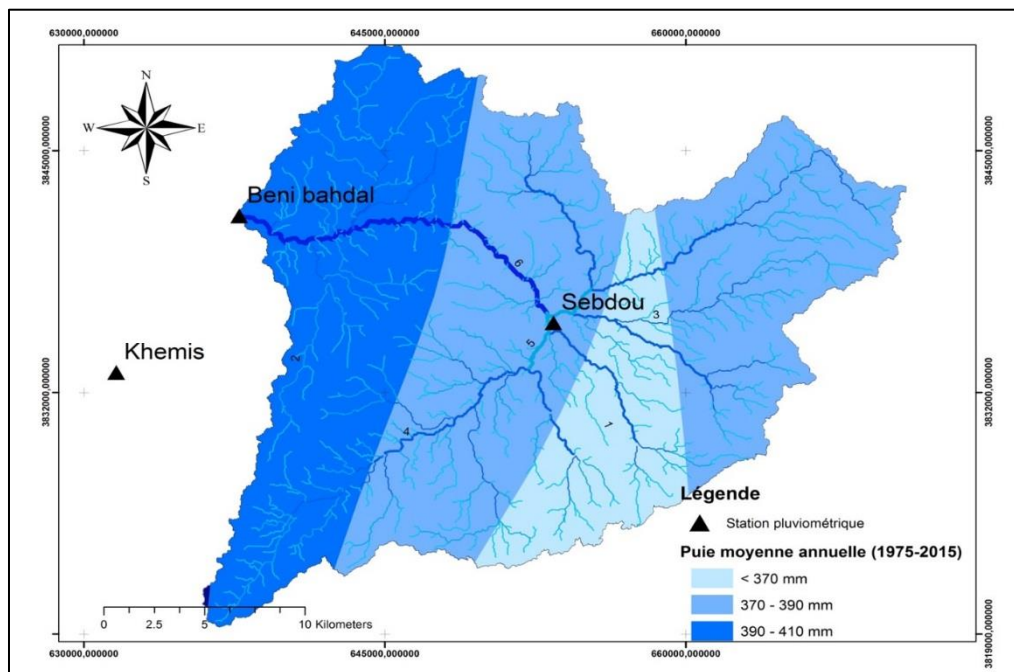


Figure IV. 3: Carte en isohyètes du bassin d'oued Sebdo (1975-1976 / 2015-2016)

Tableau IV. 4: Pluie moyenne annuelle calculée par la méthode des isohyètes
(1975-1976 / 2015-2016)

| Hauteur (mm) | Surface entre deux isohyètes S_i (m ²) | $(P_i + P_{i+1}) / 2$ (m) | $S_i * (P_i + P_{i+1}) / 2$ (m ³) |
|----------------------|--|---------------------------|---|
| 350-370 | 91790000 | 0.360 | 33044400 |
| 370-390 | 317570463 | 0.380 | 120676776 |
| 390-410 | 207431270 | 0.400 | 82972508 |
| Pluie moyenne | 383.75mm | | |

Presque la moitié de la superficie totale du bassin possède une pluviométrie comprise entre 370 et 390mm.

2.5. Précipitations mensuelles et les régimes saisonniers

Les valeurs moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1975/76-2015/16), traduisent clairement les variations mensuelles et saisonnières de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle.

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

2.5.1. Variabilité mensuelle des précipitations

Le mois le plus pluvieux diffère d'une station à l'autre (Tableau IV. 5 et figure IV 4), mais en général, il se situe soit en hiver (Décembre ou Février) ou au printemps pendant le mois de Mars. Les mois les plus secs sont représentés par Juillet et Août.

Tableau IV. 5: Moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1975/76-2015/16)
pour les différentes stations du bassin

| Stations | Sept | Oct | Nov | Déc | Jan | Fév | Mar | Avr | Mai | Juin | Jt | A |
|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|
| Sebdou | 21.2 | 31 | 43.8 | 45.8 | 51.2 | 49.3 | 42.5 | 34.6 | 30.8 | 11.2 | 5.2 | 8.1 |
| Beni bahdal | 19.1 | 33.3 | 50.5 | 61.9 | 58.6 | 55.9 | 62.5 | 49.6 | 37.5 | 9.4 | 3.2 | 5.5 |
| Khemis | 15.8 | 27.9 | 45.7 | 52.4 | 66.9 | 60.9 | 59.6 | 44.7 | 34 | 7.4 | 2.3 | 3.6 |
| BV Sebdou | 18.7 | 30.7 | 46.6 | 53.4 | 58.9 | 55.4 | 54.8 | 42.9 | 34.1 | 9.3 | 3.6 | 5.7 |

La figure IV 4, traduit clairement les variations mensuelles de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle et permet de distinguer deux périodes : Une période déficitaire où les précipitations sont inférieures à la moyenne mensuelle de l'année. Or il s'avère d'après le graphique que les mois dits secs, sont Juin, Juillet et Août au niveau de toutes les stations et le minimum est atteint en Juillet. Une période excédentaire où les précipitations sont supérieures à

la moyenne mensuelle de l'année, elle débute en Septembre et s'achève en Mai, avec un maximum en Janvier pour l'ensemble des stations du bassin.

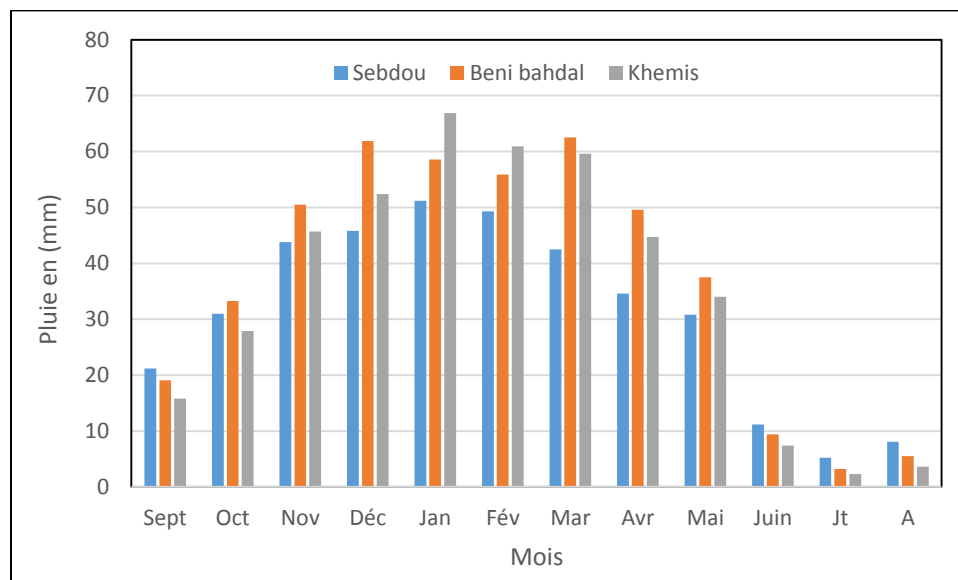


Figure IV. 4 :Variation mensuelle de la pluviométrie dans le bassin d'oued Sebdu (1975/76-2015/16)

2.5.2. Régime pluviométrique saisonnier

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

La répartition saisonnière des pluies, dans les stations du bassin de l'oued Sebdu (tableau. IV 6) permet de distinguer un régime pluviométrique continental. Ce régime est caractérisé par une lame d'eau tombée en automne équivalente environ à la quantité de pluie printanière (environ 30% de la moyenne annuelle) et une proportion de pluie hivernale relativement élevée soit 40% des précipitations annuelles, alors que la saison d'été est caractérisée par une faible quantité des précipitations soit un pourcentage de 05% de la moyenne annuelle.

Tableau IV.6: Répartition saisonnière des pluies au niveau des stations du bassin d'oued Sebdu (1975/76-2015/16)

| Stations | Automne | | Hiver | | Printemps | | Été | |
|--------------------|---------|-------|--------|-------|-----------|-------|--------|-------|
| | P (mm) | P (%) | P (mm) | P (%) | P (mm) | P (%) | P (mm) | P (%) |
| Sebdu | 96 | 25.62 | 146.3 | 39.04 | 107.9 | 28.80 | 24.5 | 6.54 |
| Beni bahdal | 102.9 | 23.02 | 176.4 | 39.46 | 149.6 | 33.47 | 18.1 | 4.05 |
| Khemis | 89.4 | 21.22 | 180.2 | 42.78 | 138.3 | 32.83 | 13.3 | 3.16 |
| BV Sebdu | 96.1 | 23.19 | 167.63 | 40.46 | 131.93 | 31.84 | 18.63 | 4.5 |

D'après la figure IV 5, la distribution saisonnière des précipitations montre que :

- Les saisons les plus humides pour l'ensemble du bassin sont l'hiver avec une moyenne de 167.63mm et un maximum de 180.2mm à la station de Khemis et vient ensuite le printemps avec 131.93mm, L'automne est moyennement pluvieux dû certainement aux différentes averses qui caractérisent cette saison.
- La saison la plus sèche est l'été avec seulement 18.63mm en moyenne.

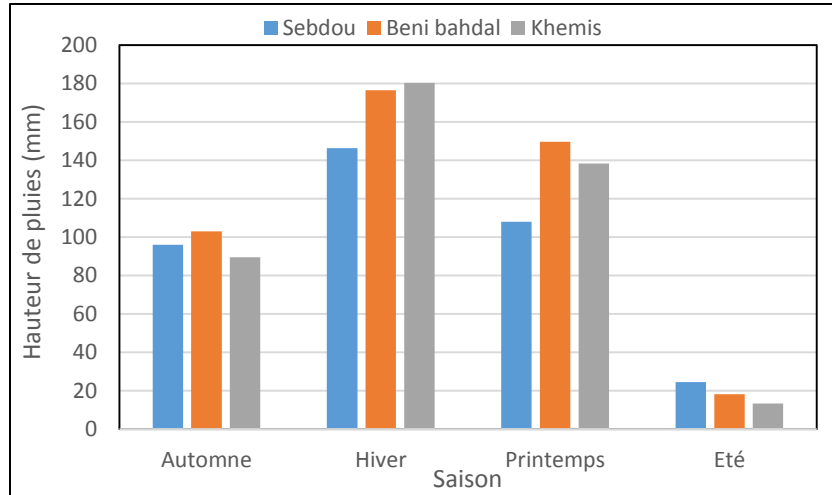


Figure IV. 5 : Variation saisonnière des précipitations (1975/1976 – 2015/2016)

3. Température d'air

La température est un facteur très important, qui conditionne en particulier les phénomènes et les paramètres du bilan hydrologique. L'étude des températures moyennes mensuelles et annuelles est primordiale, car c'est elles qui nous permettent d'évaluer les déficits d'écoulement.

Les températures moyennes mensuelles observées à la station de Beni Bahdal sont portées dans le tableau IV.7.

Tableau IV.7: Valeurs moyennes interannuelles des températures à la station de Beni Bahdal (1975/76-2015/76)

| Années | T (°C) | Années | T (°C) | Années | T (°C) | Années | T (°C) |
|-----------|--------|-----------|--------|-----------|--------|-----------|--------|
| 1975-1976 | 17.21 | 1986-1987 | 16.99 | 1996-1997 | 17.13 | 2006-2007 | 18.27 |
| 1976-1977 | 16.44 | 1987-1988 | 17.08 | 1997-1998 | 17.04 | 2007-2008 | 17.29 |
| 1977-1978 | 17.20 | 1988-1989 | 16.89 | 1998-1999 | 17.03 | 2008-2009 | 17.40 |
| 1978-1979 | 16.69 | 1989-1990 | 17.44 | 1999-2000 | 16.82 | 2009-2010 | 18.14 |
| 1979-1980 | 16.39 | 1990-1991 | 17.31 | 2000-2001 | 17.08 | 2010-2011 | 18.09 |
| 1980-1981 | 17.09 | 1991-1992 | 16.39 | 2001-2002 | 17.66 | 2011-2012 | 17.86 |
| 1981-1982 | 17.06 | 1992-1993 | 16.47 | 2002-2003 | 17.18 | 2012-2013 | 17.70 |
| 1982-1983 | 16.83 | 1993-1994 | 16.04 | 2003-2004 | 17.72 | 2013-2014 | 17.30 |
| 1983-1984 | 17.61 | 1994-1995 | 17.41 | 2004-2005 | 17.41 | 2014-2015 | 17.21 |
| 1984-1985 | 16.69 | 1995-1996 | 17.59 | 2005-2006 | 17.56 | 2015-2016 | 17.21 |
| 1985-1986 | 17.53 | | | | | | |

L'évolution interannuelle montre que les températures moyennes annuelles sont irrégulières, elles ont tendance à augmenter d'une année à l'autre (Fig. IV 6).

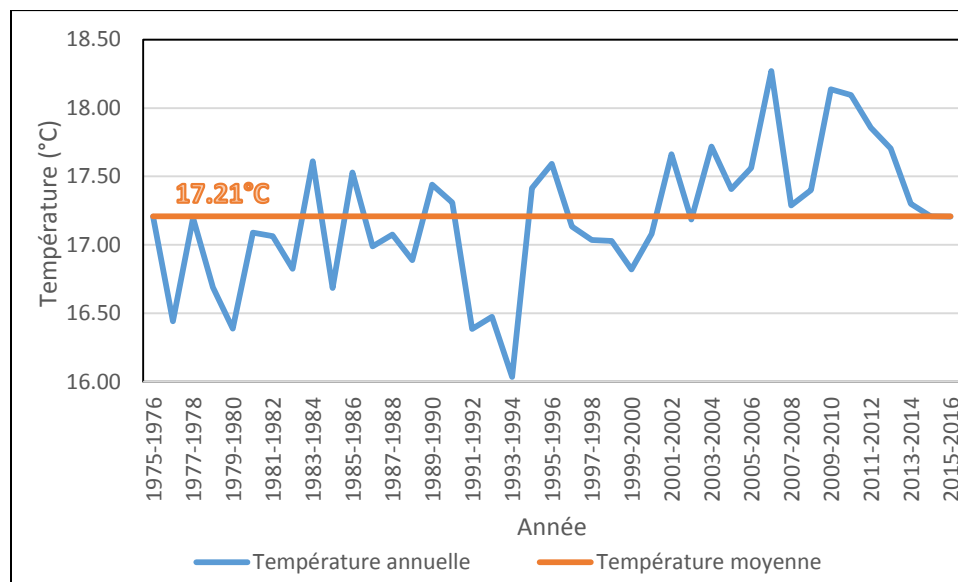


Figure IV. 6 : Variation des températures moyennes annuelles à la station de Béni Bahdel

Les températures moyennes mensuelles observées à la station de Beni Bahdel sont portées dans le tableau IV 8.

Tableau IV.8: Valeurs moyennes mensuelles des températures à la station de Beni Bahdel (1975/76 – 2015/16)

| Mois | Sept | Oct | Nov | Dec | Jan | Fev | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil | Aout | Moyenne |
|--------------------------|------|-----|------|-----|------|------|------|-------|-----|------|------|------|---------|
| température moyenne (°C) | 23.5 | 18 | 13.5 | 10 | 10.5 | 10.5 | 12.5 | 14.5 | 18 | 22.5 | 26.5 | 26.5 | 17.21 |

La figure IV 7 et le tableau IV 8, mettent en évidence la division de l'année en deux saisons thermiques : Une saison froide comprise entre le mois de Novembre et Avril, une autre chaude allant de Mai à Octobre. Juillet et Août sont les mois les plus chauds avec plus de 26°C, le mois le plus froid est Décembre (10°C), l'amplitude thermique est assez élevée de l'ordre de 16 °C.

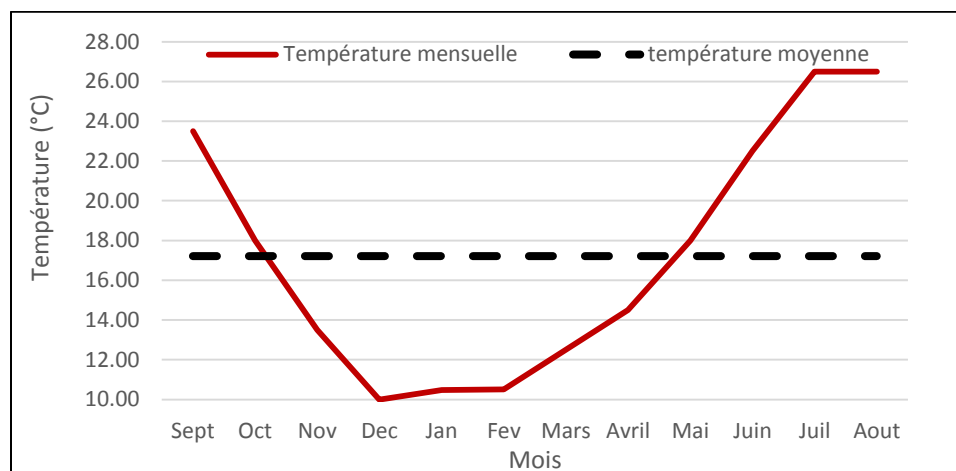


Figure IV. 7 : Variation des températures moyennes mensuelles à la station de Beni Bahdel (1975/76 – 2015/2016)

4. Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls (1952)

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

Tableau IV.9: Précipitations et températures moyennes mensuelles dans le bassin de Sebdo (1975/76 – 2015/16)

| Mois | Sept | Oct | Nov | Dec | Jan | Fev | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil | Aout | Année |
|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|-------|
| T moy (°C) | 23.5 | 18.0 | 13.5 | 10.0 | 10.5 | 10.5 | 12.5 | 14.5 | 18.0 | 22.5 | 26.5 | 26.5 | 17.2 |
| P moy (mm) | 18.7 | 30.7 | 46.7 | 53.4 | 58.9 | 55.4 | 54.9 | 43.0 | 34.1 | 9.3 | 3.6 | 5.7 | 414.4 |

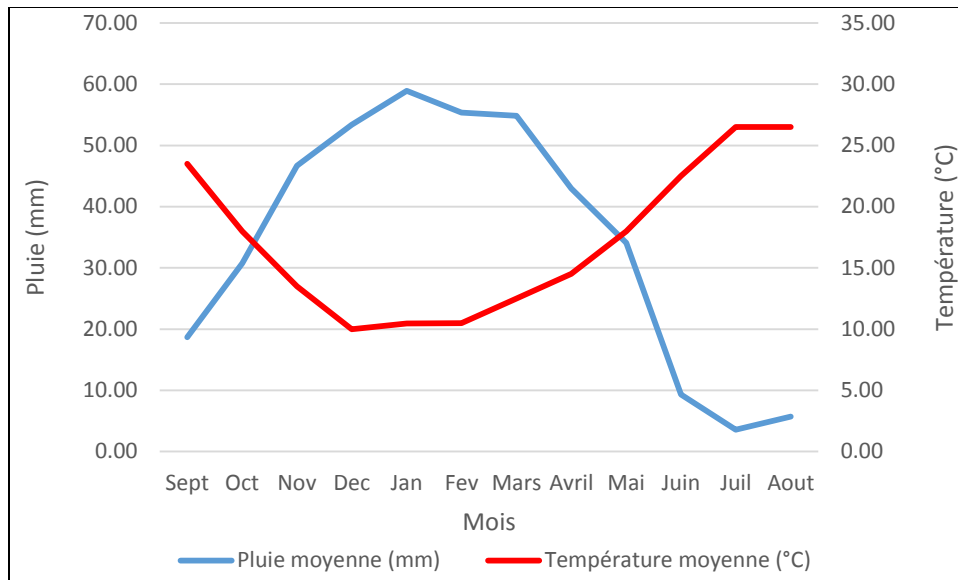


Figure IV. 8 : Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls pour le bassin d'oued Sebdou (1975/76 – 2015/16)

Le diagramme Ombrothermique établi, montre l'alternance de deux saisons (Fig. IV. 8 et Tab. IV 8) :

- Une saison humide, qui s'étend pratiquement d'Octobre à Avril ;
- Une saison sèche, couvrant le reste des mois de l'année.

5. Évapotranspiration

C'est un phénomène physique qui voit se transformer un liquide en vapeur. Elle est fonction de la température et de la pression. La somme de toutes les pertes par retour à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau nous donne l'évapotranspiration, cette dernière s'exprime en épaisseur d'eau évaporée pendant un certain temps (Bouchet, 1963).

5.1.Évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée à partir d'un stock d'eau libre, dans des conditions d'alimentation excédentaires (Bouchet, 1963). Elle dépend de plusieurs facteurs bioclimatiques qui sont variables dans l'espace et dans le temps, notamment de l'ensoleillement, de la température, des précipitations, de l'humidité, du vent et du couvert végétal...

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

5.1.1. Formule de Thornthwaite

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

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a K \quad (\text{Eq IV.4})$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm) ;

T : Température moyenne mensuelle (°C) ;

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

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \quad (\text{Eq IV.5})$$

a : Constante fonction de l'indice thermique annuel :

$$a = 0.016 * I + 0.5$$

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

Cette méthode est largement utilisée mais tend à sous-estimer les valeurs de l'ETP, particulièrement en période estivale, probablement à cause du rôle prépondérant occupé par la température.

5.1.2. Formule de Turc

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

$$ETP = 0.4(Ig + 50)k \frac{t}{t + 15} \quad (\text{Eq IV.6})$$

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) ;

$$Ig = IgA \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right) \quad (\text{Eq IV.7})$$

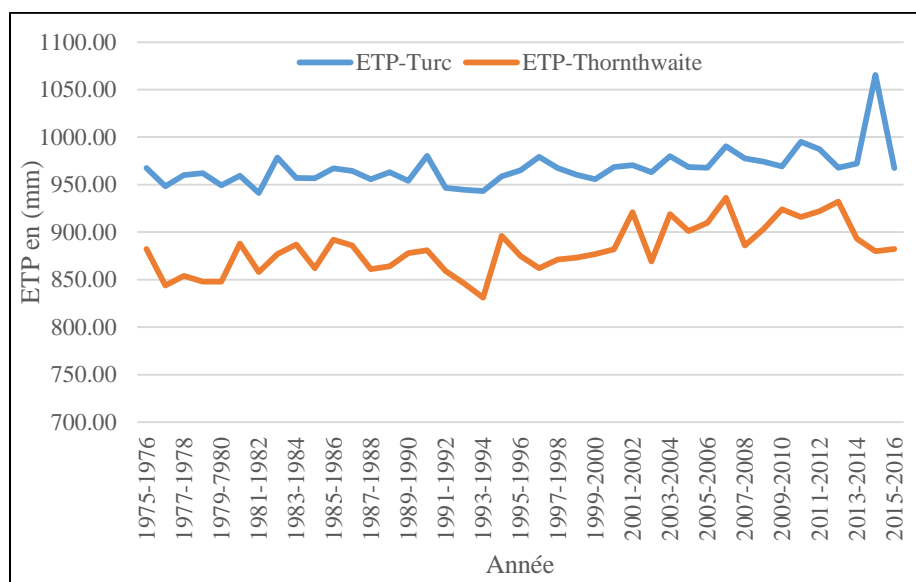
IgA : Radiation globale théorique (calorie/cm²/jour) ;

H : Durée théorique des jours du mois, ;

K : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieur à 50% (généralement le cas pour nos climats).

*Tableau IV.10: Calcul de l'ETP d'après la Méthode de Turc et Thornthwaite
(1975/76 – 2015/16)*

| Station | T (°C) | ETP de Turc | ETP de Thornthwaite |
|-------------|--------|-------------|---------------------|
| Beni bahdel | 17.21 | 967.61mm | 883.2mm |



*Figure IV. 9: Variation annuelle des ETP de Turc et Thornthwaite à la station de Beni bahdel
(1975/76 – 2015/16)*

Les calculs de l'ETP d'après la méthode de Turc et Thornthwaite sont établis par le programme élaboré par Benadda, 2000. Les courbes (Fig. IV 9) montrent que les valeurs annuelles de l'ETP de Turc sont supérieures à celles de l'ETP de Thornthwaite et que l'évapotranspiration a tendance à une stabilisation. La méthode de Thornthwaite sous-estime les valeurs de l'ETP.

5.2. Evapotranspiration réelle

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

5.2.1. Formule de Turc (1961)

Est basée sur des observations réalisées sur des cases lysimétriques implantées sur bassins versants Turc a établi la relation suivante :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \text{ Avec } L = 300 + 25t + 0.05t^3 \quad (\text{Eq IV.8})$$

ETR : Evapotranspiration réelle (mm/an) ;

P : Hauteur annuelle de pluie (414.3mm) ;

t : Température moyenne annuelle (17.21°C) ;

L : pouvoir évaporant.

$$ETR = 399.2 \text{ mm/an}$$

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

Cette méthode se base sur la notion de RFU (réserve en eau facilement utilisable). Nous admettons que le sol est capable de stocker une certaine quantité d'eau (RFU), cette eau peut être reprise par l'évaporation par l'intermédiaire des plantes (Lecarpentier, 1975).

La quantité d'eau emmagasinée dans la RFU varie entre 0 (la RFU vide) et 200 mm (RFU max) suivant la nature des sols et sous-sols considérés.

Ce bilan est fondé sur l'hypothèse suivante :

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

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

- Si $P > ETP$, alors:
 - o $ETR = ETP$
 - o Il reste un excédent ($P - ETP$) qui est affecté en premier lieu à la RFU, et si la RFU est complète à l'écoulement Q
- Si $P < ETP$: On évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETR soit :
 - o $ETR = P + \min(RFU, ETP - P)$
 - o $RFU = 0$ où $RFU + P - ETP$
- Si $RFU = 0$, la quantité ($Da = ETP - ETR$) représente le déficit agricole, c'est-à-dire

sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux plantes pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse.

Tableau IV.11: Estimation de l'ETP par la méthode de Thornthwaite (1975/76-2015/16)

| Mois | Sept | Oct | Nov | Déc | Jan | Fév | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil | Aout | Année |
|-----------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|--------------|
| T (°C) | 23.5 | 18 | 13.5 | 10 | 10.5 | 10.5 | 12.5 | 14.5 | 18 | 22.5 | 26.5 | 26.5 | 17.2 |
| i | 10.4 | 6.95 | 4.5 | 2.86 | 3.07 | 3.07 | 4.0 | 5.01 | 6.95 | 9.75 | 12.49 | 12.49 | 81.57 |
| ETP non corrigé | 108.1 | 66.8 | 39.7 | 23.1 | 25.2 | 25.2 | 34.6 | 45.2 | 66.8 | 99.9 | 134.2 | 134.2 | / |
| K | 1.03 | 0.97 | 0.86 | 0.84 | 0.87 | 0.85 | 1.03 | 1.1 | 1.21 | 1.22 | 1.24 | 1.16 | / |
| ETP corrigé | 111.30 | 64.77 | 34.17 | 19.41 | 21.96 | 21.45 | 35.61 | 49.72 | 80.80 | 121.87 | 166.44 | 155.70 | 883.2 |

ETP : évapotranspiration potentielle (mm),

Tableau IV.12: Bilan hydrique pour le bassin versant d'oued Sebdou selon Thornthwaite (1976-1977/2014-2015)

| Mois | Sept | Oct | Nov | Déc | Jan | Fév | Mar | Avr | Mai | Juin | Juil | Aou | Année |
|------------------------|--------------|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| P (mm) | 18.70 | 30.70 | 46.70 | 53.40 | 58.90 | 55.40 | 54.90 | 43.00 | 34.10 | 9.30 | 3.60 | 5.70 | 414.40 |
| ETP (mm) | 111.30 | 64.77 | 34.17 | 19.41 | 21.96 | 21.45 | 35.61 | 49.72 | 80.80 | 121.87 | 166.44 | 155.70 | 883.20 |
| RFU (mm) | 0.00 | 0.00 | 12.53 | 46.52 | 50.00 | 50.00 | 50.00 | 43.28 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 50.00 |
| ETR (mm) | 18.70 | 30.70 | 34.17 | 19.41 | 21.96 | 21.45 | 35.61 | 49.72 | 77.38 | 9.30 | 3.60 | 5.70 | 327.70 |
| DA (mm) | 92.60 | 34.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.42 | 112.57 | 162.84 | 150.00 | 555.50 |
| Écoulement (mm) | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 33.46 | 33.95 | 19.29 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 86.70 |

6. Régime climatique

6.1. Indice d'aridité de De Martonne (1926)

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

$$I = \frac{P}{T + 10} \quad (\text{Eq IV. 9})$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

T : Température moyenne annuelle (°C).

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

- $20 < I < 30$ Climat Tempéré
- $10 < I < 20$ Climat Semi-Aride
- $7.5 < I < 10$ Climat Steppique
- $5 < I < 7.5$ Climat Désertique
- $I < 5$: Climat Hyperaride

Nous avons obtenu un indice d'aridité, $I=15.23$. Cette valeur reportée sur l'abaque de De Martonne (Fig. IV 10), indique un régime climatique semi-aride avec un écoulement temporaire et des formations herbacées.

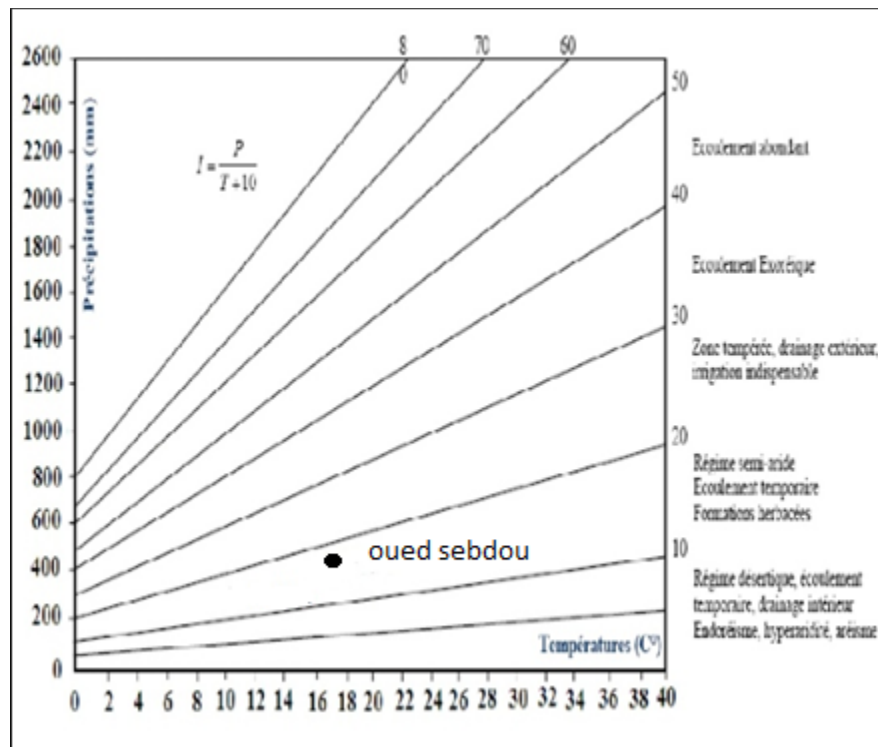


Figure IV. 10: Abaque de DE MARTONNE

6.2.Indice d'aridité de la FAO

Il est défini par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{ETP} \quad (\text{Eq IV.10})$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

ETP : Evapotranspiration potentielle (mm).

Les expériences de la FAO distinguent quatre zones bioclimatiques :

$I < 0$: Zone désertique

$0.06 < I < 0.2$: Zone aride ou désertique atténuée

$0.2 < I < 0.5$: Zone semi-aride

$I > 0.7$: Zone subhumide

En appliquant cette formule sur notre région d'étude, nous aurons $I = 0.47$. D'après l'indice d'aridité de la FAO. Le bassin de sebdou est soumis à un climat semi-aride.

7. Bilan hydrologique

7.1. Estimation du ruissellement

Le ruissellement est considéré comme un écoulement de surface qui généralement n'intervient qu'après la saturation du sol, On estimera le ruissellement par la formule de Tixeront- Berkaloff (1969).

$$R = \frac{P^3}{3(ETP)^2} \quad (\text{Eq IV. 11})$$

Avec :

R : Lamme d'eau ruisselée (mm),

P : Lamme d'eau précipitée (mm),

ETP : Evapotranspiration (mm).

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

$$L_r = \left(\frac{P_a - 250}{1000} \right)^{1.85} \quad (\text{Eq IV. 12})$$

Avec

Lr : Lamme d'eau ruisselée (mm),

Pa : Pluie moyenne annuelle au niveau d'oued Sebdou (mm).

7.2. Estimation de l'infiltration

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

$$I = p - (ETR + R) \quad (\text{Eq IV.13})$$

Avec :

I : infiltration (mm) ;

P : Lamme d'eau précipitée (mm) ;

ETR : Evapotranspiration Réelle (mm) ;

R : Lamme d'eau ruisselée (mm).

Tableau IV.13: Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique de la station de Sebdou (1975/76 - 2015/16)

| Paramètre | Méthode | Valeur (mm/an) | Moyenne |
|--------------------------------|---------------------|----------------|-----------------------|
| Pluie | | 414.40 | 414.40 |
| Evapotranspiration Potentielle | Thornthwaite | 883.20 | 925.4 |
| | Turc | 967.61 | |
| Evapotranspiration réelle | Turc | 399.2 | 363.45 (87.7%) |
| | Thornthwaite | 327.7 | |
| Ruissellement | Tixeront- Berkaloff | 30.41 | 27.96 (6.75%) |
| | SOGREAH | 25.51 | |
| Infiltration | | 22.99 | 22.99 (5.55%) |

D'après ces résultats du bilan hydrologique au niveau du bassin d'oued Sebdou, nous remarquons que 87.7% des précipitations sont pratiquement reprises par l'évapotranspiration et retournent à l'atmosphère, 6.75% de cette pluie constitue la lame ruisselée et seulement 5.55% sous forme d'une lame infiltrée.

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

8. Etude des débits

Suite à une pluie tombée sur le bassin versant, tout un mécanisme complexe d'interaction de phénomènes hydrologiques et climatologiques se met en œuvre. Il se traduit par une circulation, directe ou indirecte, de l'eau à travers le sol ou le sous-sol en passant par les cours d'eau secondaires puis principaux, et finissant par l'exutoire du bassin versant.

A l'échelle globale du bassin versant, le débit à l'exutoire traduit la réaction de tout le bassin suite à une pluie (Mouelhi, 2003). Dans cette perspective, nous avons choisi pour cette étude la station de Beni Bahdel (gérées par l'A.N.R.H) qui représente l'exutoire du bassin d'oued Sebdou.

8.1.Variation interannuelle des débits

Chaque débit annuel est obtenu en faisant la moyenne des débits mensuels :

$$Q_{annuel} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \quad (Eq IV. 14)$$

La distribution des débits moyens annuels de la station de Beni bahdel sur la période de 1975/76 – 2015/16, sera donnée dans le tableau qui suit :

*Tableau IV.14 : Distribution interannuelle des débits de la station de Beni bahdel
(1975/76 – 2015/16).*

| Années | Q (m ³ /s) | Années | Q (m ³ /s) | Années | Q (m ³ /s) | Années | Q (m ³ /s) |
|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|------------------|-----------------------|------------------|-----------------------|
| 1975-1976 | 1,409 | 1986-1987 | 0,982 | 1996-1997 | 0,273 | 2006-2007 | 0,390 |
| 1976-1977 | 0,843 | 1987-1988 | 0,446 | 1997-1998 | 0,221 | 2007-2008 | 0,329 |
| 1977-1978 | 1,494 | 1988-1989 | 1,339 | 1998-1999 | 0,627 | 2008-2009 | 2,506 |
| 1978-1979 | 1,169 | 1989-1990 | 0,275 | 1999-2000 | 0,251 | 2009-2010 | 1,212 |
| 1979-1980 | 1,052 | 1990-1991 | 0,857 | 2000-2001 | 0,886 | 2010-2011 | 0,529 |
| 1980-1981 | 1,322 | 1991-1992 | 0,577 | 2001-2002 | 0,596 | 2011-2012 | 0,854 |
| 1981-1982 | 0,604 | 1992-1993 | 0,361 | 2002-2003 | 0,750 | 2012-2013 | 2,250 |
| 1982-1983 | 0,632 | 1993-1994 | 0,359 | 2003-2004 | 0,750 | 2013-2014 | 1,719 |
| 1983-1984 | 0,401 | 1994-1995 | 0,308 | 2004-2005 | 0,299 | 2014-2015 | 1,258 |
| 1984-1985 | 0,444 | 1995-1996 | 1,402 | 2005-2006 | 0,408 | 2015-2016 | 1,914 |
| 1985-1986 | 0,701 | | | | | | |

La courbe de la variation des débits annuels (Fig. IV 11), montre que la moyenne interannuelle des débits est de 0.85 m³/s, le maximum est enregistré en 2008-2009 avec un débit de 2.506 m³/s par contre, le minimum est observé en 1997-1998 (0.221 m³/s).

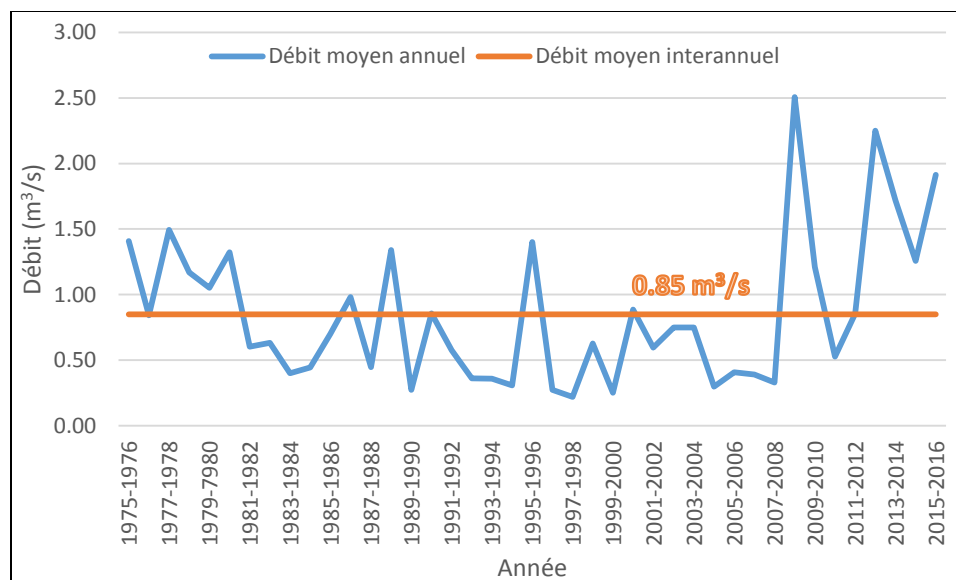


Figure IV. 11: Variation des débits annuels à la station de Beni Bahdel (1975/76-2015/16)

8.2. Lames d'eau écoulées :

La lame d'eau écoulée est obtenue en divisant un volume écoulé en une station de mesure par la surface du bassin versant ; elle est très couramment exprimée en millimètre par unité de temps (jour, mois et année), ce qui permet de la comparer aux pluies qui en sont à l'origine.

La distribution de lames d'eau écoulées moyennes annuelles à la station de Beni Bahdel durant la période de 1975/76 - 2015/16, est reportée dans le tableau IV 15.

Tableau IV.15: Lames d'eau écoulées à la station de Beni Bahdel.

| Années | Le (mm) | Années | Le (mm) | Années | Le (mm) | Années | Le (mm) |
|-----------|---------|-----------|---------|------------------|--------------|------------------|---------------|
| 1975-1976 | 72.04 | 1986-1987 | 50.21 | 1996-1997 | 13.96 | 2006-2007 | 19.94 |
| 1976-1977 | 43.10 | 1987-1988 | 22.80 | 1997-1998 | 11.30 | 2007-2008 | 16.82 |
| 1977-1978 | 76.39 | 1988-1989 | 68.46 | 1998-1999 | 32.06 | 2008-2009 | 128.13 |
| 1978-1979 | 59.77 | 1989-1990 | 14.06 | 1999-2000 | 12.83 | 2009-2010 | 61.96 |
| 1979-1980 | 53.79 | 1990-1991 | 43.82 | 2000-2001 | 45.31 | 2010-2011 | 27.03 |
| 1980-1981 | 67.59 | 1991-1992 | 29.50 | 2001-2002 | 30.45 | 2011-2012 | 43.64 |
| 1981-1982 | 40.83 | 1992-1993 | 18.46 | 2002-2003 | 38.34 | 2012-2013 | 115.03 |
| 1982-1983 | 32.31 | 1993-1994 | 18.36 | 2003-2004 | 38.34 | 2013-2014 | 87.90 |
| 1983-1984 | 20.50 | 1994-1995 | 15.75 | 2004-2005 | 15.28 | 2014-2015 | 64.34 |
| 1984-1985 | 22.70 | 1995-1996 | 71.68 | 2005-2006 | 20.85 | 2015-2016 | 97.84 |
| 1985-1986 | 35.84 | | | | | | |

La variation de l'écoulement dans le bassin versant de l'Oued Sebdu pendant la période 1975/1976 à 2015/2016 (Fig. IV 12), nous a donné une moyenne de lame d'eau écoulée de 43.88mm/an pour une aire de 616.8 km². Le module annuel maximal s'est présenté en 2008-2009 avec 128.13 mm/an, alors que le module minimal est enregistré en 1997-1998 avec 11.30mm/an.

Selon le graphe de la variation des lames d'eau écoulées on peut dire que nous enregistrons quelques pics en 2008/2009 ,2012/2013 et 2015/2016 respectivement avec 128.13mm/an, 115.03mm/an et 97.84mm/an.

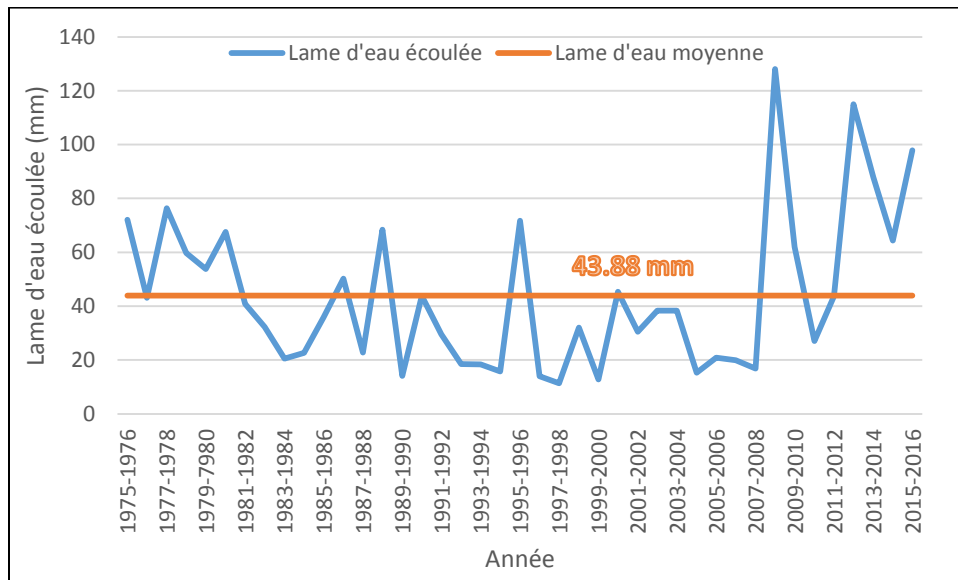


Figure IV. 12: Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1975/76 – 2015/16)

9. Conclusion

Les caractéristiques climatiques du bassin versant d'oued Sebdou sont étroitement liées à son climat semi-aride, sa position géographique et son relief. La pluviométrie et son rôle dans l'écoulement ont été amplement analysés. Après une analyse des données, nous avons été amenés à prendre pour l'étude une série assez longue allant de 1975/1976 à 2015/2016. Les traitements statistiques réalisés sur cette chronique, mettent en évidence une pluie moyenne annuelle de 414.40 mm, dont 363.45mm (87.7%) évapotranspiration réelle, 27.96mm (6.75%) ruissellement et 22.99mm (5.55%) infiltration. Ces résultats nous donnent une idée sur l'importance des quantités reprises par l'évapotranspiration.

D'après le bilan hydrologique de Thornthwaite, la région d'étude montre l'alternance de deux saisons :

- Une saison humide, qui s'étend pratiquement de Novembre à Mars ;
- Une saison sèche, couvrant le reste des mois de l'année.

En exceptant les années 2008/2009 et 2012/2013, le régime hydrologique d'Oued Sebdou est caractérisé par une stabilité relative, dont le module moyen annuel est de l'ordre de $0.85 \text{ m}^3/\text{s}$, l'équivalent d'une lame d'eau écoulée de 43.88mm.

Chapitre V

Application du modèle Gardénia et
l'estimation de la recharge.

1. Introduction

Pour une meilleure gestion des ressources en eau et des quantités d'eau disponible, il est nécessaire de transformer les données pluviométriques en données hydrométriques. D'où l'intérêt de la modélisation pluie-débit basée sur l'utilisation de modèles simulant la réalité.

De nombreux modèles hydrologiques ont vu le jour au cours des vingt dernières années surtout en regard de la relation pluie – débit, ils sont devenus aujourd'hui des outils indispensables à toutes les études et recherches dans le domaine de l'estimation, de la prédétermination et de la gestion des ressources en eau.

Face à la diversité des modèles existants, le choix du modèle se fait selon l'objectif pour lequel il a été utilisé, en général c'est le modèle le plus souple dans l'utilisation et qui fournit l'information attendue qui est le plus élue.

Dans cette étude, nous avons utilisés le modèle GARDENIA pour simuler les débits à l'exutoire du bassin d'oued Sebdou, dont l'objectif est de déterminer le bilan hydrologique, et par conséquent l'évaluation de la lame d'eau rechargée à l'échelle mensuelle et annuelle.

2. 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 hydro-climatiques des années précédentes. La mise en régime étant parfois assez lente, laisser tourner le modèle pendant quelques années avant les premières observations hydrologiques.

Les données d'entrées 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.

3. Méthodologie adoptée

Vu le manque de données de température avant l'année 1975, nous avons sélectionné la période 1975/1976-2015/2016 pour modéliser le débit à l'exutoire du bassin versant d'oued Sebdou.

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 Sebdou, En ce qui concerne la température, les données de la station du Barrage Beni bahdel sont utilisées. 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 :

$$Etp = 0.4(Ig + 50)k \frac{T}{T+15} \quad \text{Eq (V. 1)}$$

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),

Si la radiation globale Ig n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation h par la formule :

$$Ig = IgA (0.18 + 0.62 \frac{h}{H}) \quad \text{Eq (V. 2)}$$

Avec : IgA : Radiation globale théorique (en cal/cm²/jour) ;

H : Durées théoriques des jours du mois.

Nous disposons donc, 41 années de données de pluie, débit et ETP (1975/76-2015/16). Dans la première étape, par l'utilisation du modèle GARDENIA, nous procéderons à caler et valider le modèle en utilisant respectivement les chroniques observées de pluie, débit et ETP sur :

1- La période (1975/76-2004/05) ;

2- La période (2005/06-2015/16).

Dans la deuxième étape, nous analyserons le bilan des différents flux, pour déterminer la lame d'eau rechargée.

Finalement, nous étudierons l'évolution temporelle de la recharge, afin d'identifier les tendances du comportement du bassin versant d'oued Sebdou.

4. Calage et validation du modèle GARDENIA

4.1. Calage

Le calage se fait par une méthode semi-automatique. Il consiste à ajuster les paramètres du modèle de telle sorte qu'ils permettent de calculer les chroniques des débits aussi proches que possible des débits observés, en utilisant les fichiers des précipitations exprimées en mm, les débits en m^3/s et les ETP en mm. L'utilisateur fournit un jeu de paramètres initiaux et indique ceux qui doivent être optimisés selon un algorithme non linéaire.

La série de débits de la station a été calée sur la période 1975/76-2004/05 avec des pas du temps annuelles et mensuelles. A partir des données climatiques disponibles, une période d'initialisation de 1 an (elle sert à amorcer le modèle hydrologique) a pu être retenue (année hydrologique 1975/76), ce qui est intéressant compte tenu de l'inertie importante du système.

Différentes hypothèses ont été retenues pour réaliser le calage :

- La superficie du bassin versant a été prise égale à celle du bassin versant topographique. Celle-ci, déterminée à partir du modèle numérique de terrain, est de 616.8 km^2 ;
- Les précipitations ont été laissés libres à l'optimisation pour permettre l'application d'un coefficient multiplicateur. Les valeurs d'ETP aussi ont été affectées d'un coefficient de correction ;
- Les paramètres laissés libres à l'optimisation sont les différents paramètres de calage standard du modèle GARDENIA c'est-à-dire : la capacité de la hauteur d'égal ruissellement percolation (mm), la réserve superficielle progressive (mm), le temps de percolation (mois), le temps de demi-tarissement (mois) et le débit de fuite. L'optimisation est cependant contrainte pour obtenir un jeu de données cohérent et réaliste.

4.2. Validation

La validation du modèle vise à vérifier si le modèle calé simule correctement des séries de données de référence, non utilisées lors du calage. La qualité du modèle se mesure autant à la valeur du critère d'ajustement (Nash), l'objectif est de chercher à améliorer les valeurs des critères d'ajustement, traduisant les performances des simulations. Pour cela, de nouvelles données de précipitations et d'évapotranspirations qui n'ont pas été utilisées lors du calage ont été introduites (2005/06-2015/16). Le calcul est lancé en prenant pour les paramètres du modèle

les valeurs optimisées lors du calage. Les valeurs des débits issues du modèle sont alors comparées aux valeurs observées par corrélation linéaire simple.

4.3. Résultats du calage et de la validation

Plusieurs essais de calage ont été menés. L'objectif de la présente modélisation étant d'estimer le débit à l'exutoire du bassin versant d'Oued Sebdou. Les valeurs des paramètres d'optimisation obtenues lors du calage et de la validation sont présentées dans le tableau V 1.

Tableau V.1: Résultats des paramètres d'optimisation du calage et de la validation des différents pas de temps durant la période (1975/76-2015/16) avec le modèle GARDENIA

| | | Paramètres hydrologiques | Annuel | Mensuel |
|--|-------------------|---|----------------------------|----------------------------|
| Paramètres de Calage et de Validation | | Période de mise en route | Septembre 1975- Aout 1976 | Septembre 1975- Aout 1976 |
| | | Période de calage | Septembre 1976 - Aout 2005 | Septembre 1976 - Aout 2005 |
| | | Période de validation | Septembre 2005- Aout 2016 | Septembre 2005- Aout 2016 |
| | | Correction globale de l'ETP | 0 | 0 |
| | | Capacité du réservoir RU (mm) | 49 | 50 |
| | | Capacité du réservoir sol progressif (mm) | 0 | 0 |
| | | Hauteur de répartition ruissellement = percolation (mm) | 38 | 40 |
| | | Temps de ½ montée (mois) | 0.65 | 1.56 |
| | | Temps de ½ de tarissement souterrain (mois) | 15 | 8 |
| | | Retard de propagation des débits (mois) | 0.28 | 0.23 |
| | | Facteur d'échange externe (%) | 15 | 10 |
| Paramètres d'optimisation | Calage | Nash (Q) % | 71 | 70 |
| | | Coefficient de corrélation (R) | 0.64 | 0.60 |
| | Validation | Nash (Q) % | 61 | 64 |
| | | Coefficient de corrélation (R) | 0.5 | 0.63 |

L'analyse rapide de la présente simulation montre que la valeur de Nash en phase de calage est supérieure à 70 % pour le pas du temps annuel et mensuel. En plus, les paramètres optimisés, en calibration produit une meilleure simulation (Fig. V 1 et V 2).

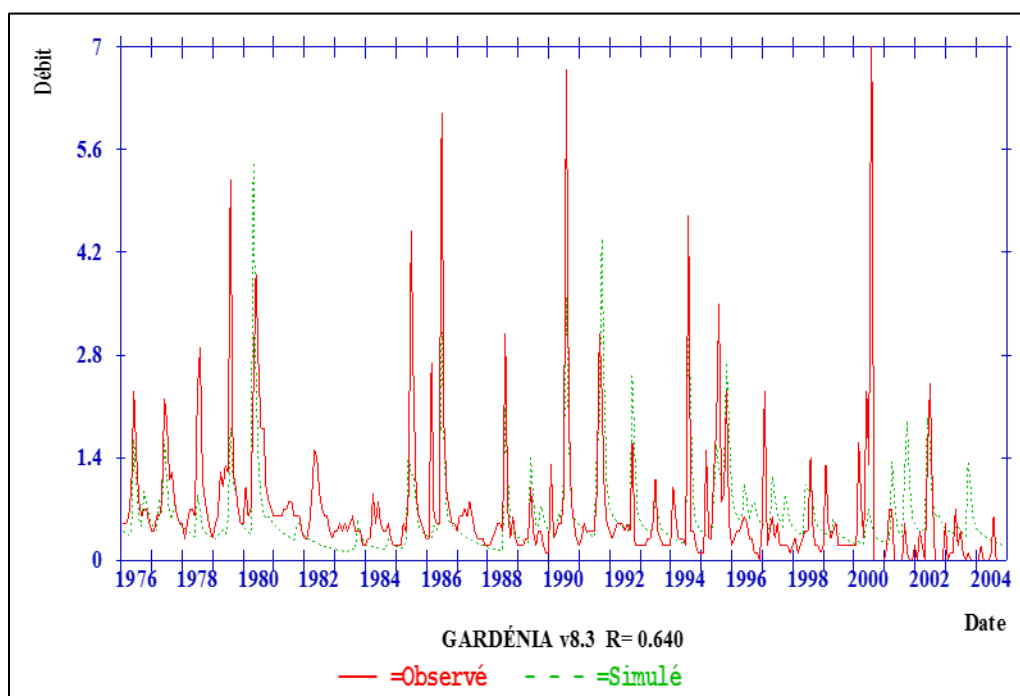


Figure V. 1 : Calage du modèle à pas du temps annuel (1976/77-2004/05)

Les courbes des débits simulés ont généralement une allure qui semble proche de celles des débits observés particulièrement pendant la période de calage pour les pas du temps annuel et mensuel (Fig. V 1 et V 2). Le système traduit bien ce qui se passe en réalité, en période de pluies, le bassin gagne de l'eau à cause de son caractère karstique, il stocke puis déstocke à la fin de chaque événement. Nous constatons parfois, que durant les périodes de crues, le modèle enregistre une surestimation des débits simulés par rapport aux débits observés, cette constatation n'est pas stable sur toute la période étudiée, il arrive parfois que certains débits simulés soient très importants correspondant même à des crues, alors que sur les débits observés aucune crue n'a été notée.

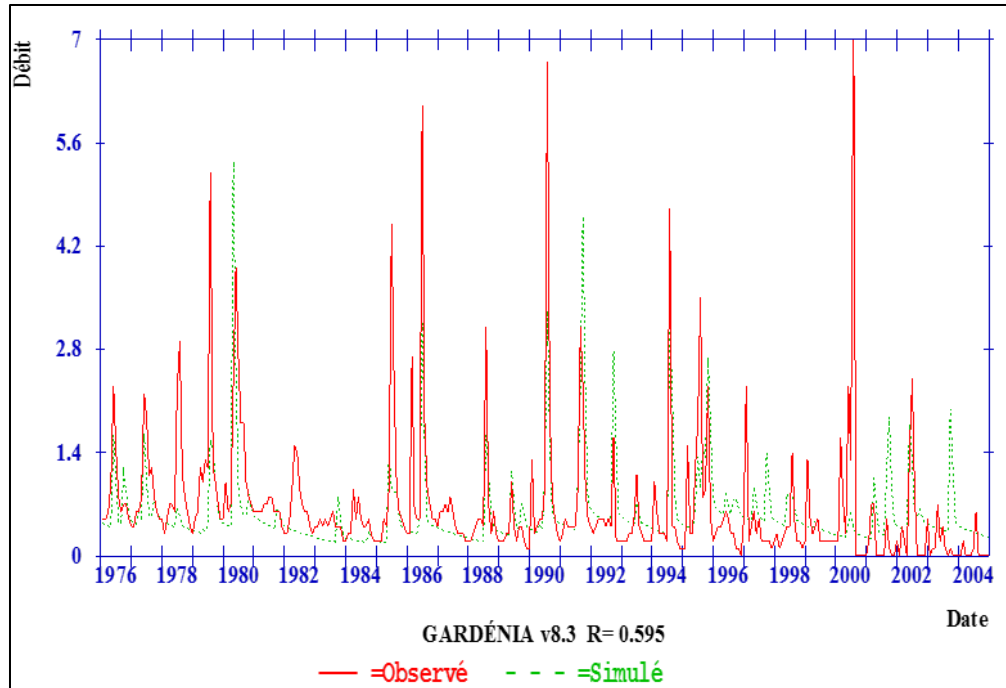


Figure V. 2 : Calage du modèle à pas du temps mensuel (1976/77-2004/05)

L'analyse du tableau V 1, nous montre que les valeurs des paramètres d'optimisation obtenues en phase de calage sont meilleures (supérieure à 70%) que celles obtenues en phase de validation, ceci peut s'expliquer par l'irrégularité des précipitations et surtout de l'état du sol (saturation et occupation) et des conditions géologiques (Phénomène karstique). En phase de validation, la valeur de Nash se dégrade (tableau V 1), Ce résultat pourrait s'expliquer par la mauvaise qualité des données (faible réseau pluviométrique).

Le temps de demi-tarissement de la composante souterraine du débit est long pour la période annuelle (15 mois) et mensuelle (8 mois).

Les débits calculés sont systématiquement inférieurs à ceux observés. Par suite du pas de temps des données d'entrée et de la grande différence de temps de réponse entre les deux composantes de l'écoulement (rapide et lente), le modèle ne parvient pas à reproduire tout à fait les ruissellements importants qui surviennent suite à de fortes précipitations en période de saturation des sols.

Durant certaines périodes de l'année, nous remarquons que la simulation des débits présente des imperfections due probablement à la difficulté que semble rencontrer le modèle à simuler les petites crues pendant la période de reprise des écoulements en automne.

5. Composantes du bilan hydrologique

Le modèle GARDENIA permet de restituer après la phase de calage les différentes composantes du bilan hydrologique (Tableau V 2) 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 montrent que :

- Le débit rapide est généralement inférieur au débit lent et à la recharge ;
- Le bon calage approuve l'existence d'une exportation de débit vers d'autres bassins adjacents ;
- L'infiltration qui recharge la nappe phréatique, fait augmenter la composante lente de l'écoulement (débit souterrain), qui est estimée à 57.7% de la pluie efficace pour le pas du temps annuel (Tableau V 2) ;
- Le pourcentage des écoulements lents est supérieur à celui des écoulements rapides, cela est dû probablement aux conditions géologiques et la présence des nappes karstiques qui jouent le rôle de réservoirs renvoyant une réponse hydrologique tardive.

Tableau V.2: Bilan hydrologique pour les pas du temps annuel et mensuel durant la période de calage (1976/77-2004/05)

| Période | Annuel | | Mensuel | |
|------------------------------|---------|------|---------|-------|
| | (mm/an) | (%) | (mm/an) | (%) |
| Pluie | 389.5 | 100 | 389.5 | 100 |
| ETR | 288.3 | 74 | 277.9 | 71.35 |
| Pluie efficace | 102.7 | 26.4 | 113 | 29 |
| Débit rapide | 43.4 | 11.1 | 54.2 | 13.9 |
| Débit lent (Recharge) | 59.3 | 15.2 | 58.2 | 14.9 |
| Débit d'échange | 0 | - | 0 | - |
| Différence de stock | -3.7 | | -2.94 | |

La figure V 3, illustre la variation interannuelle des différents termes du bilan hydrologique. La variation entre les différents termes se fait d'une manière synchrone, les précipitations engendrent un écoulement d'où déclenchement d'infiltration et de recharge et d'échange extérieur.

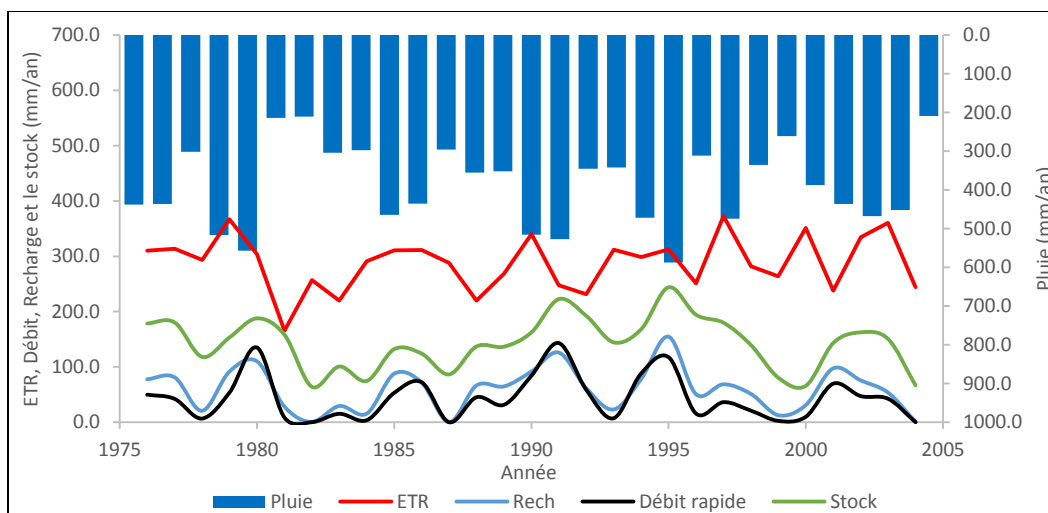


Figure V. 3 : Variation interannuelle des différentes composantes du bilan hydrologique simulées avec Gardénia durant la période (1976/77-2004/05)

La figure V 4 montre qu’avec l’apparition des premières pluies de Septembre, les différents termes du bilan hydrologique se déclenchent. Nous remarquons une augmentation de la lame d’eau écoulée, de l’ETR et la pluie efficace. Donc, les précipitations constituent l’élément majeur du déclenchement des termes du bilan hydrique.

Pour ce qui est de l’ETR, ce paramètre devient très faible dès les mois de Mai, Juin, Juillet, Août et Septembre qui correspondent à la période d’adsorption des réserves du sol conséquence de la diminution des précipitations.

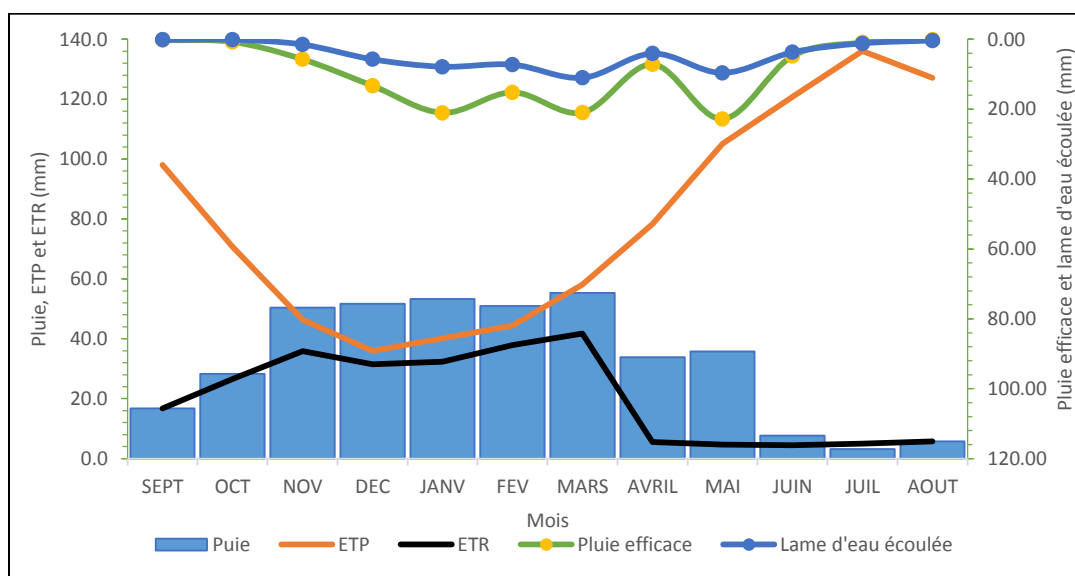


Figure V. 4 : Variation interannuelle des différentes composantes du bilan hydrologique simulées avec Gardénia durant la période (1976/77-2004/05)

6. Calcul de la recharge

6.1. Evaluation de la recharge moyenne annuelle

La recharge évaluée durant la période allant de Septembre 1976 jusqu'à Aout 2005 est irrégulière à l'échelle interannuelle (Fig. V 5), due aux faibles apports de précipitations enregistrées pendant la période indiquée exception faite pour l'année 1995 où, nous observons une recharge maximale de 156.6mm. Les autres années sont caractérisées par une recharge faible ou nulle.

La recharge moyenne de la nappe sur une période de 24 ans est d'environ 59.3mm/an pour une pluviométrie de 389.5mm/an.

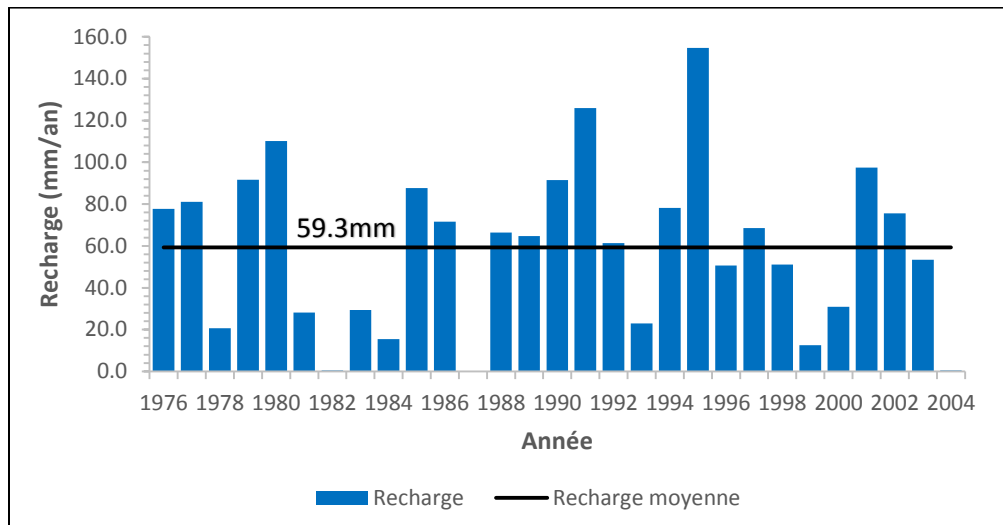


Figure V. 5: Recharge moyenne annuelle simulée avec Gardénia (1976/77-2004/05)

6.2. Evaluation de la recharge moyenne mensuelle

La recharge moyenne mensuelle calculée par le modèle GARDENIA pour le bassin d'Oued Sebdu est illustrée dans la figure V 6.

L'évolution mensuelle de la recharge permet de distinguer deux périodes :

- La première période s'étale sur les mois humides (Hiver et Printemps) où, la nappe reçoit la totalité de la recharge annuelle, dont la quantité maximale est enregistrée en mois de Janvier (13.2mm) ;
- Pendant la saison sèche (Eté), les quantités de recharge encaissées par la nappe atteignent des valeurs nulles. Cette diminution est la conséquence de la rareté des précipitations durant les mois d'été et à l'accentuation du phénomène de l'évapotranspiration.

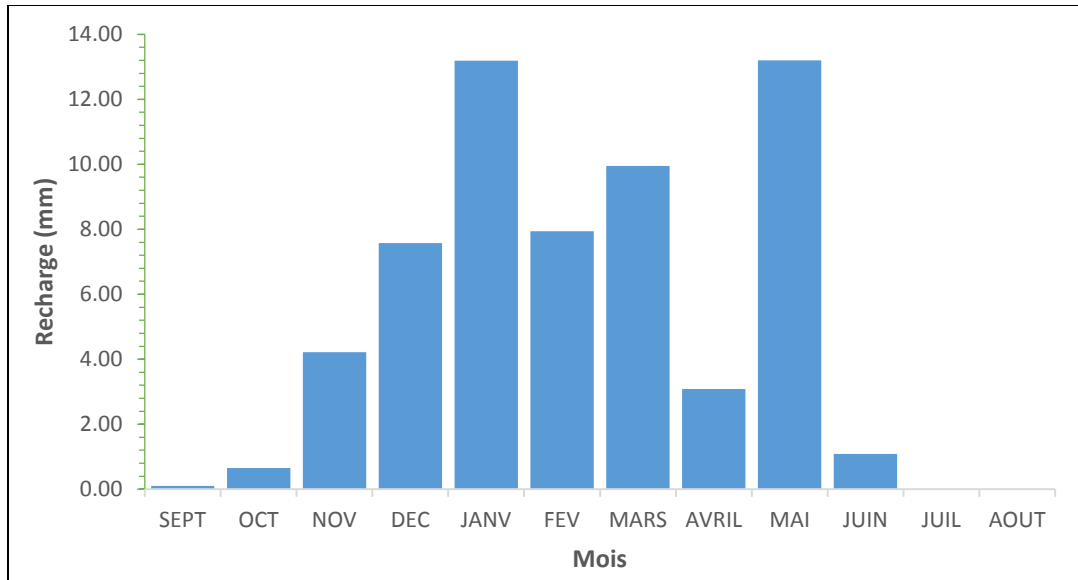


Figure V. 6: Recharge moyenne mensuelle simulée avec Gardénia (1975/76-2005/06)

6.3. Corrélation entre recharge, pluie et débit

Pour mieux cerner le fonctionnement du cycle hydrologique de la nappe, la figure V.7 illustre le comportement de la recharge de la nappe par rapport à la variation du débit et de la pluie.

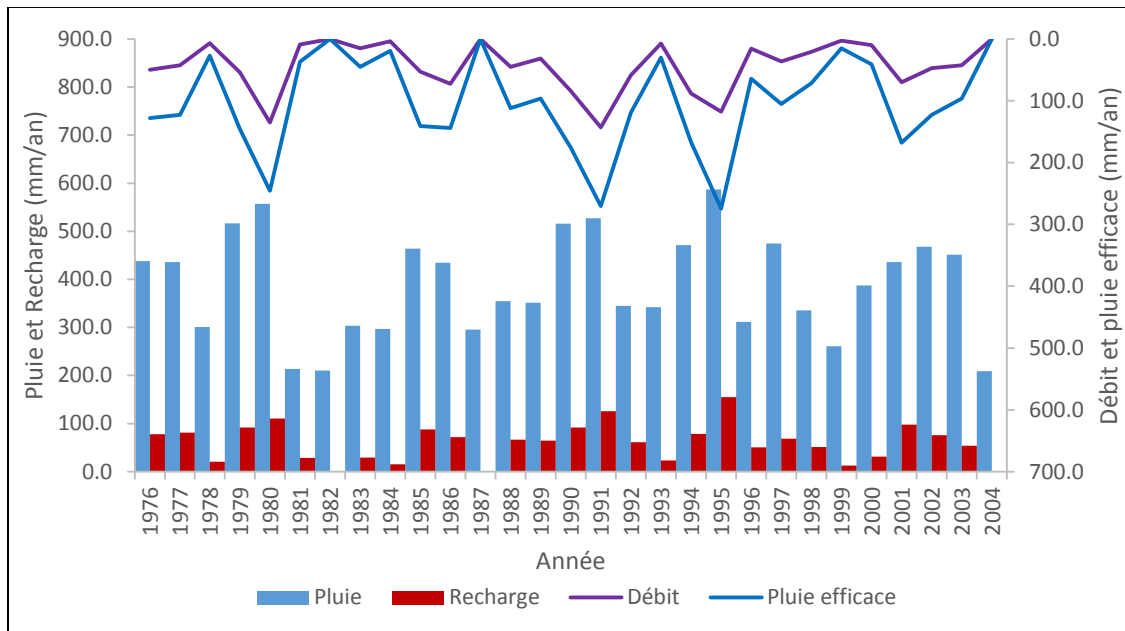


Figure V. 7 : Corrélation entre recharge, pluie, débit et pluie efficace (1976/77-2004/05)

L'examen de la figure V.7, montre que la variation de la recharge de la nappe est synchrone avec la variation du débit et de la pluie du bassin versant. En effet, le caractère irrégulier des

précipitations confirme bien l'aspect de l'évolution de la recharge en fonction du débit et de la pluie.

Pendant les années 1988/89 jusqu'à 1998/99 le bassin de Sebdou a connu une pluviométrie relativement forte ceci a permis une bonne recharge de la nappe.

Nous constatons aussi qu'après 4 années de recharge faible ou nulle (1982/83-1986/87), une année de transition, en 1987/88, a été suffisante pour revenir à des conditions normales de recharge de la nappe.

L'analyse de la relation entre la pluie et la recharge de la nappe, montre bien que pour une pluie inférieure à 500mm, la recharge naturelle est faible. Aussi en comparant les années 1995/96 et 1980/81 où les pluies respectivement sont de 587.4mm et 556.9mm ont induit une recharge de 154.6mm et 110.1mm. De là, nous déduisons qu'une quantité de 30.5mm (pluie) de plus peut provoquer une recharge de 44.5mm. Ces résultats confirment le lien étroit entre la recharge de la nappe et les paramètres du bilan hydrologique à savoir la pluie et la lame d'eau écoulée (l'écoulement). La capacité de la recharge de la nappe de Sebdou est importante et ne réagit qu'à partir d'une valeur minimale de la pluie. Cette recharge dépend aussi de la pluie de l'année précédente.

Le contrôle de la recharge dépend de la zone non saturée et de l'état de son stock d'eau. L'année 1996/97 a enregistré une recharge de 50.6mm pour des précipitations de 311.5mm, ce résultat serait la conséquence de la pluviométrie de l'année précédente (1995/96) qui a contribué au remplissage de la zone non saturée avant les premières pluies de 1996/97 et a contribué à un remplissage de stock de la zone non saturée à l'année sèche en question.

A partir des résultats obtenus, on constate que les périodes de sécheresse qui ont touché notre région ont eu un impact négatif sur la ressource en eau. En effet, la diminution des précipitations a conduit à une diminution de la pluie efficace qui s'est répercutée sur la recharge.

7. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons cherché d'appliquer le modèle GARDENIA pour simuler les écoulements et de détecter la lame d'eau rechargée au sein du comportement hydrologique du bassin versant d'oued Sebdu.

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 annuel et mensuel.

Son application sur la période 1975/76-2015/16 qui comprennent à la fois des périodes sèche et humide a présenté une certaine efficacité exprimée par la valeur de Nash qui reste supérieure à 70% durant la période de calage.

En termes de bilan hydrologique, le modèle a pu quantifier les différentes composantes (l'évapotranspiration réelle, pluie efficace, débit rapide, recharge, variation du stock) et de séparer les différentes composantes de l'écoulement, en écoulement lent et écoulement rapide.

L'évaluation de la recharge durant la période d'étude, nous a démontré :

- L'effet des conditions géologiques et particulièrement la présence des nappes karstiques qui jouent le rôle de réservoirs renvoyant une réponse hydrologique tardive.
- L'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau. L'augmentation de la recharge en période humide qu'en période sèche, confirme que le bassin versant d'oued Sebdu est passé par des périodes de sécheresse extrême.

Conclusion générale.

L'objectif de cette étude est la détermination de l'évolution temporelle de la recharge à travers la modélisation hydrologique Pluie-débit, en appliquant le modèle GARDENIA sur les données du bassin versant d'Oued Sebdou (affluent de la Tafna).

L'étude morphométrique nous a permis de déterminer : la forme allongée du bassin, l'altitude moyenne (1096.7m), la pente globale (0.0058m) et le temps de concentration des eaux (assez lent). Le réseau hydrographique est bien développé, avec un cours d'eau principal d'ordre 06 et une longueur de 21.5km, la densité de drainage est de 1.26 km/km².

L'étude géologique et structurale a été fondée sur les travaux de Doumergue (1910), et montre que la région de Sebdou est formée essentiellement par des terrains karstiques (calcaire, marne et dolomie).

Le Fossé de Sebdou comporte un aquifère alluvial d'âge Plio-Quaternaire. L'alimentation de cet aquifère se fait principalement par son impluvium (infiltration des eaux de précipitations) et par le déversement souterrain des formations carbonatées adjacentes. La carte piézométrique a montré que le sens d'écoulement est généralement orienté vers le Nord-Ouest de l'aquifère.

L'étude hydro-climatique fait apparaître que le bassin est soumis à un régime climatique semi-aride, caractérisé par une saison pluvieuse en Hiver, et autre sèche en Eté, avec une moyenne pluviométrique de 414.4mm et une température moyenne de 17.2°C. Le régime thermique est caractérisé par des amplitudes annuelles assez fortes qui permettent d'accentuer le phénomène de l'évapotranspiration (399.2 mm).

L'étude hydrologique, reflète un régime d'écoulement irrégulier d'une moyenne de 43.88mm/an lié à l'irrégularité du régime pluvial.

La simulation hydrologique avec le modèle Gardénia a donnée des résultats qui s'avèrent intéressants. La phase du calage a donné de très bons résultats exprimés par le critère de Nash qui reste supérieur à 70% pour le pas du temps annuel et mensuel. Il ne demeure pas de même pour la validation, en effet, une dégradation des critères de performance a été notée surtout pour le pas de temps mensuel, ceci peut s'expliquer par l'irrégularité des précipitations au cours des mois (hétérogénéité spatio-temporelle des pluies), la qualité de la donnée, de l'état du sol (saturation et occupation), des conditions géologiques, ou probablement à la présence de nappes aquifères karstiques qui jouent le rôle de réservoirs renvoyant une réponse tardive.

En termes de bilan hydrologique, le modèle a pu quantifier les différentes composantes (l'évapotranspiration réelle, pluie efficace, débit rapide, recharge, variation du stock) et de séparer les différentes composantes de l'écoulement, en écoulement lent et écoulement rapide.

La recharge interannuelle simulée avec le modèle durant la période de calage est irrégulière due aux faibles apports de précipitations enregistrées pendant la période indiquée exception faite pour l'année 1995 où nous observons une recharge maximale de 154.6mm. Les autres années sont caractérisées par une recharge faible ou nulle. L'évolution mensuelle de la recharge est caractérisée par deux périodes : une période humide (hiver et printemps) et une période sèche (été) au cours de laquelle la nappe phréatique atteint des valeurs nulles.

Références bibliographiques

- Amiar S. (2014) - Modélisation Pluie- Débit Lmém. Magister En Hydraulique. Univ,Tlemcen. 159p
- Azzaz,H ,Cherchali.M, Meddi.M, Houha.B, Puig.Jm Et Achachi, A., (2008) The Use Of Environmental Isotopic And Hydrochemical Tracers To Characterize The Functioning Of Karst Systems In The Tlemcen Mountains, Northwest Algeria Hydrol.Scie. N°16, Pp.531- 546.
- Auclair D. Et Biehler J. (1967) – Etude Géologique Des Hautes Plaines Oranaises Entre Tlemcen Et Saïda. Publ. Serv. Géol. Algérie, Nlle Ser. N° 34, P. 45, 4 Fig., Pl. I-Vi
- Bakriti A. 2014. Modélisation Hydrologique Du Bassin De La Tafna. Thèse De Doctorat,
- Baba-Hamed K. & Kerzabi R. (1991) – Contribution A L’etude Hydrogéologique De La Haute Tafna En Amont Du Barrage Beni – Bahdel (Monts De Tlemcen). Mém. Ing. Etat, Univ. Tlemcen, Tome 1et 2, 424 P., 154 Fig., 61 Tab., 5 Pl., 15 Ph.H.T.
- Benest M., Bensalh M. 1999. La Couverture Mésozoïque Et Cénozoïque Du Domaine Tlemcenien (Avant Pays D’algérie Occidentale) : Stratigraphie, Paléo-Environnement.
- Bouanani. A (2004) Hydrologie, Transport Solide Et Modélisation : Etude De Quelques Sous Bassins De La Tafna. Th. Doct. Es-Sciences, Univ. Tlemcen, 250 P.
- Chkir N. 2010. Mise Au Point D’un Modèle Hydrologique Conceptuel Intégrant L’état Hydrique Du Sol Dans La Modélisation Pluie-Débit. Hydrologie. Ecole Nationale Des Ponts Et Chaussées, 1994. Français, 348 P.
- Clarker.T.1994. Statistical Modellingin Hydrology. Wiley, Chichester, 426 P.
- Collignon B. 1986. Hydrogéologie Appliquée Des Aquifères Karstiques Des Monts De Tlemcen. Thèse De Doctorat, Université D’avignon, France, 1986, Tome 1 Et 2, 282 P., 13 Annexes
- Rapport Brgm/Rp-61720-Fr, 130 P., 93 Fig.
- Thiéry D (2013) - Didacticiel Du Code De Calcul Gardénia V8.1. Vos Premières Modélisations.
- Thiéry, D. (2014) - Logiciel Gardénia, Version 8.2. Guide D’utilisation. Brgm/Rp-62797- Fr, 136 P., 66 Fig., 2 Ann.
- Thiéry, D. (2015a) - Validation Du Code De Calcul Gardénia Par Modélisations Physiques Comparatives. Brgm/Rp-64500-Fr, 48 P., 28 Fig.