

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية  
République Algérienne Démocratique et Populaire  
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**

**Université Abdelhafid Bousof -Mila-  
Institut des Sciences et de Technologie  
Département des Sciences et Techniques**



N° Ref :.....

**Projet de fin de cycle préparé en vue de l'obtention du diplôme de**

**MASTER ACADEMIQUE**

**En Hydraulique urbaine**

**Spécialité : Hydraulique Urbaine**

**Modélisation des flux hydro-sédimentaires et quantification du  
transport solide en suspension dans le sous-bassin de l'Oued  
Chabro- Bassin de l'Oued Méllègue, Nord-Est Algérien.**

**Présenté par : BOUHOUHOU Malek, DIB Nadjette**

**Membres de jury :**

<b>Dr. KOUSSA Miloud</b>	<b>Président</b>	<b>U.A.B.MILA</b>
<b>Dr. KEBLOUTI Mehdi</b>	<b>Examineur</b>	<b>U.A.B.MILA</b>
<b>Dr. TOURKI Mahmoud</b>	<b>Encadreur</b>	<b>U.A.B.MILA</b>

**Année Universitaire: 2019/2020**

## Résumé

Le phénomène d'érosion hydrique et son grand effet, menace la cour naturelle de la vie des êtres humains surtout sur l'eau et le sol. En Algérie ce phénomène est considéré comme problème majeur et très répandu; c'est pour cela que nous nous inclinons sur ce phénomène dans notre projet de fin d'étude ; ses effets et la quantification de transport solide en suspension dans le sous bassin versant d'Oued Chabro, situé au Nord-est algérien, pour une période d'observation de 12 années (1981/82-1992/93).

D'abord nous apprenons à connaître l'état de dégradation des sols dans l'est Algérien, parce que notre zone d'étude en fait partie, ensuite, nous analysons les facteurs physiologiques et climatiques (topographiques, lithologiques, l'occupation des sols, les situations climatiques et hydrologiques). Cette étape est nécessaire pour identifier les facteurs qui influencent sur l'érosion et son ampleur dans un hydro système. Nous avons créé aussi des cartographies de la sensibilité des sols au niveau de la région par un système d'information géographiques (SIG).

Après avoir analysé les facteurs précédents, nous avons remarqué qu'il y a un taux de transport solide élevé dans notre bassin d'étude; et pour calculer la quantité des flux solides ou les apports solides on utilise la méthode des classes des débits et courbe de transport solide sur la base des données des débits et des concentrations instantanés. L'apport solide annuel du sous bassin de Oued Chabro s'élève à 124 720 tonnes et la dégradation spécifique moyenne annuelle est de 121.55 T/km<sup>2</sup>/an.

La seule explication d'élévation de la quantité des transports solides et l'érosion spécifique dans le bassin de Oued Chabro, c'est les fortes pentes, ainsi que la dominance flagrante des sols alluvionnaires , limoneux et marno-argileux des djebels délimitant le bassin.

**Mots clés :** Erosion, Problème Majeur, Transport Solide, Oued Chabro, SIG, Flux Solide, Dégradation spécifique

## Abstract

The phenomenon of water erosion and its great effect, threatens the natural heart of human life especially on water and soil. In Algeria this phenomenon is considered as a major and widespread problem; This is why we focus on this phenomenon in our end of study project; its effects and the quantification of solid transport in suspension in the sub-watershed of Oued Chabro, located in the north-east of Algeria, over an observation period of 12 years (1981 / 82-1992 / 93).

First we get to know the state of soil degradation in eastern Algeria, because our study area is part of it, then we analyze the physiological and climatic factors (topographic, lithological, land use , climatic and hydrological situations). This step is necessary to identify the factors that influence erosion and its extent in a hydro system. We have also created maps of soil sensitivity at the regional level by a geographic information system (GIS).

After analyzing the above factors, we noticed that there is a high solid transport rate in our study basin; and to calculate the quantity of the solid flows or the solid contributions, the method of the classes of the flows and the solid transport curve is used on the basis of the data of the instantaneous flows and concentrations. The annual solid contribution of the Oued Chabro sub-basin amounts to 124 720 tonnes and the annual average specific degradation is 121.55 T / km<sup>2</sup> / year.

The only explanation for the increase in the quantity of solid transport and specific erosion in the Oued Chabro basin is the steep slopes, as well as the flagrant dominance of alluvial, silty and marly-clay soils of the djebels delimiting the basin.

**Keywords:** Erosion, Major problem, Solid Transport, Oued Chabro, GIS, Solid flux, Specific degradation

## ملخص

تهدد ظاهرة التعرية المائية وتأثيرها الكبير السير الطبيعي لحياة الإنسان خاصة على الماء والتربة. تعتبر هذه الظاهرة في الجزائر مشكلة كبيرة وواسعة الانتشار. هذا هو السبب في أننا نركز على هذه الظاهرة في نهاية مشروع الدراسة لدينا ؛ آثاره وتقدير كمية نقل المواد الصلبة المعلقة في مستجمعات المياه الفرعية لوادي شابرو ، الواقعة في شمال شرق الجزائر ، خلال فترة مراقبة مدتها 12 عامًا (1981/82-1992/93)

أولاً نتعرف على حالة تدهور التربة في شرق الجزائر ، لأن منطقة دراستنا جزء منها ، ثم نقوم بتحليل العوامل الفسيولوجية والمناخية (الطبوغرافية ، والصخرية ، واستخدام الأراضي ، الظروف المناخية والهيدرولوجية). هذه الخطوة ضرورية لتحديد العوامل التي تؤثر على التعرية ومدى انتشاره في النظام المائي. كما أنشأنا خرائط لحساسية التربة على المستوى الإقليمي من خلال نظام المعلومات الجغرافية.(GIS)

بعد تحليل العوامل المذكورة أعلاه ، لاحظنا وجود معدل نقل عالي للمواد الصلبة في حوض دراستنا ؛ ولحساب كمية التدفقات الصلبة أو المساهمات الصلبة ، يتم استخدام طريقة فئات التدفقات ومنحنى النقل الصلب على أساس بيانات التدفقات والتركيزات الأنيية. تبلغ المساهمة الصلبة السنوية للحوض الفرعي واد شابرو 124 720 طن ومتوسط التدهور النوعي السنوي 121.55 طن / كيلومتر مربع / سنة.

التفسير الوحيد للزيادة في كمية النقل الصلب والتآكل النوعي في حوض واد شابرو هو المنحدرات الشديدة ، فضلاً عن الهيمنة الصارخة للتربة الغرينية والطمبية ، و التربة الكلسية الطينية في الجبال التي تحدد الحوض.

**الكلمات المفتاحية:** التآكل ، المشكلة الكبرى ، النقل الصلب ، واد شابرو ، نظام المعلومات الجغرافية ، التدفق الصلب ، التدهور النوعي.

# *Dédicace*

*A mes chers parents qui n'ont jamais cessé de formuler des prières à mon égard et qui ont toujours été à mes côtés pour me soutenir et m'encourager.*

*A mes Sœurs Wafa et Madjida pour leurs soutiens moraux et leurs conseils tout le long de mes études ; et mon beau petit frère Abdeslem.*

*A ma chère amie Souhir qui m'a aidée et supportée dans les moments difficiles.*

*A toute ma belle famille et tous ceux et celles que j'aime.*

*A tous mes collègues*

*Je dédie ce mémoire.*

*Bouhouhou Malek.*

## *Dédicace*

*Je dédie ce modeste travail pour mes très chers parents, que Dieu les protège, qui m'ont toujours soutenu Et aidé à affronter les difficultés,*

*A mes frères Yasser et Aymen, et ma petite sœur Iman*

*A mon futur mari, ainsi que mes beaux parents que Dieu les Protège.*

*A tout les membres de ma famille*

*A tous ceux que j'estime beaucoup, et à tous mes amis (es)*

## Remerciements

En préambule a cette mémoire, nous adressons ces quelques mots en guise de remerciement au grand Dieu tout puissant en exprimant nos reconnaissances envers sa grande générosité, et sa miséricorde.

Remercier Dieu qui nous a donné la volonté, la patience, la santé et la confiance durant toutes les années d'études.

Nous tenons à être très reconnaissants en remerciant sincèrement et chaleureusement Monsieur TOURKI MAHMOUD, qui en tant que notre encadreur pour sa patience, sa disponibilité et surtout ses judicieux conseils, qui ont contribué à alimenter nos réflexion. Un grand merci pour Dr. KOUSSA Miloud et Dr. Keblouti Mehdi qui ont acceptés de faire partie du jury.

Merci à la direction de l'ANRH pour nous avoir permis d'accéder aux données hydrométriques dont nous avons besoin pour la réalisation de notre étude.

Merci à nos professeurs et enseignants d'être là pour nous et d'avoir donné le meilleurs d'eux par la qualité d'enseignements qu'ils nous ont prodigués, aussi à notre chef de département de Sciences et Techniques.

Nous remercions nos très chers parents pour leurs générosité et leurs compréhension, ils ont toujours été une source de motivation, d'encouragements et d appuis, et aussi tous nos frères et sœurs.

Enfin, nous adressons nos plus sincères remerciements à toutes nos camarades de master, nos famille, nos proches et amis, qui nous ont toujours soutenus et encouragés au cours de la réalisation de ce mémoire.

Merci à tous et à toutes.

**BOUHOUHOU et DIB**

## Liste des tableaux

<b>Chapitre I. Synthèse bibliographique sur l'érosion</b>		
N°	Titres	Pages
<b>Tableau 1</b>	Valeur du coefficient $\alpha$ selon le niveau perméabilité.	<b>16</b>
<b>Chapitre II. Contexte physique et géographique de la zone d'étude</b>		
<b>Tableau 2</b>	Données de calcul de la courbe hypsométrique.	<b>22</b>
<b>Tableau 3</b>	Classification du relief selon la valeur les données de la FAO, 1996.	<b>26</b>
<b>Tableau 4</b>	Valeurs des paramètres topographiques et morpho-métriques du sous-bassin de l'Oued Chabro.	<b>28</b>
<b>Tableau 5</b>	Proportion de surface des types d'occupation de sol dans le sous bassin de l'Oued Chabro.	<b>30</b>
<b>Tableau 6</b>	Proportion de surface de types de formations pédologiques.	<b>32</b>
<b>Chapitre III. Aspect climatique</b>		
<b>Tableau 7</b>	Caractéristiques des stations pluviométriques du bassin de l'Oued Chabro.	<b>35</b>
<b>Tableau 8</b>	Nombre des années sèches et humides et cumuls extrêmes annuels et à l'échelle du bassin et des stations pluviométriques.	<b>48</b>
<b>Tableau 9</b>	Averses journalières extrêmes à l'échelle mensuelle, saisonnière et annuelle à la station de Hammamet-Période 1981/82-1991/92.	<b>43</b>
<b>Tableau 10</b>	Valeurs de L'ETP selon Thornthwaite (1948),(Période 1981/82-1992/93).	<b>47</b>
<b>Chapitre IV. Hydrologie et quantification du transport solide en suspension</b>		
<b>Tableau 11</b>	Apports hydrologiques de l'Oued Chabro pour la période (1981/82-1992/93).	<b>56</b>
<b>Tableau 12</b>	Dégradation spécifique des bassins étudiés selon les formules empiriques.	<b>56</b>
<b>Tableau 13</b>	Caractéristiques des CTS développées pour les relations (Q-C) et (Q-Qs).	<b>65</b>
<b>Tableau 14</b>	Apports solides et concentrations annuelles, période (1981/82-1992/93).	<b>67</b>
<b>Tableau 15</b>	Apports solides et concentrations mensuelles, période. (1981/82-1992/93).	<b>68</b>
<b>Tableau 16</b>	Valeurs des apports solides, concentrations et de quelques paramètres hydro-climatiques à l'échelle saisonnière, période (1981/82-1992/93).	<b>70</b>



## Liste des figures

<b>Chapitre I. Synthèse bibliographique sur l'érosion</b>		
N°	Titres	Pages
<b>Figure 1</b>	Dégradation des sols dans 77 bassins de l'Algérie.	<b>4</b>
<b>Figure 2</b>	Mouvement en masse sous Solufixion.	<b>8</b>
<b>Figure 3</b>	Types de glissement de terrain.	<b>09</b>
<b>Figure 4</b>	Coulée boueuse à Vilar d'Arènes (France).	<b>09</b>
<b>Figure 5</b>	Processus des coulées boueuses dans un versant.	<b>10</b>
<b>Figure 6</b>	Parcelles agricoles affectées par une érosion en nappe.	<b>11</b>
<b>Figure 7</b>	Erosion en rigole.	<b>12</b>
<b>Figure 8</b>	Ravinement.	<b>12</b>
<b>Figure 9</b>	Les différents types du transport solide dans les cours d'eau.	<b>13</b>
<b>Figure 10</b>	Processus de transport solide en suspension.	<b>13</b>
<b>Figure 11</b>	Processus du transport solide par charriage.	<b>14</b>
<b>Chapitre II. Contexte physique et géographique de la zone d'étude</b>		
<b>Figure 12</b>	Situation géographique de la zone d'étude.	<b>19</b>
<b>Figure 13</b>	Carte de l'MNT aux limites de la zone d'étude (SRTM -30×30m).	<b>20</b>
<b>Figure 14</b>	Classes d'altitudes au niveau du sous-bassin de l'Oued Chabro.	<b>21</b>
<b>Figure 15</b>	Courbe hypsométrique du sous bassin de l'Oued Chabro.	<b>22</b>
<b>Figure 16</b>	Carte des pentes du sous-bassin de l'Oued Chabro.	<b>24</b>
<b>Figure 17</b>	Classification de Strahler (1952).	<b>27</b>
<b>Figure 18</b>	Carte d'occupation des sols du sous-bassin de l'Oued Chabro.	<b>29</b>
<b>Figure 19</b>	Carte pédologique du sous-bassin de l'Oued Chabro.	<b>31</b>
<b>Chapitre III. Aspects climatiques</b>		
<b>Figure 20</b>	Répartition des stations pluviométriques et thermique dans le bassin de l'Oued Chabro.	<b>35</b>
<b>Figure 21</b>	Variabilité annuelle des précipitations pour le bassin de l'Oued Chabro (période 1981/82-1992/93).	<b>36</b>
<b>Figure 22</b>	Variabilité des précipitations à l'échelle des 4 stations (période 1981/82-1992/93).	<b>37</b>
<b>Figure 23</b>	Variabilité des précipitations mensuelles pour le bassin de l'Oued Chabro (période 1981/82-1992/93).	<b>39</b>
<b>Figure 24</b>	Variabilité des précipitations saisonnière pour le bassin de l'Oued Chabro (période 1981/82-1992/93).	<b>40</b>
<b>Figure 25</b>	Variabilité des précipitations mensuelles à l'échelle des 4 stations (Période 1981/82-1992/93).	<b>41</b>
<b>Figure 26</b>	Variabilité mensuelles des températures pour le bassin de l'Oued Chabro - Période 1981/82-1992/93.	<b>44</b>
<b>Figure 27</b>	Diagramme ombro-thermique -Période 1981/82-1992/93.	<b>45</b>
<b>Figure 28</b>	Variabilité de l'ETP et des précipitations mensuelles- Période 1981/82-1992/93.	<b>47</b>
<b>Figure 29</b>	Climagramme pluviothermique d'Eemberger 1955.	<b>49</b>
<b>Figure 30</b>	Carte des étages bioclimatiques de l'Est algérien (Côte, 1998).	<b>49</b>

<b>Chapitre IV. Hydrologie et quantification du transport solide en suspension</b>		
<b>Figure 31</b>	Localisation de la station hydrométrique d'El Morsot.	<b>51</b>
<b>Figure 32</b>	Variabilité des débits et des précipitations à l'échelle annuelle- Période (1981/82-1992/93).	<b>53</b>
<b>Figure 33</b>	Variabilité mensuelle des débits, période 1981/82-1992/93).	<b>54</b>
<b>Figure 34</b>	Nuage de point des données instantanées brutes (Q-C).	<b>58</b>
<b>Figure 35</b>	Ajustement du nuage de point des données (Q-C) selon un modèle de puissance et avec transformation logarithmique.	<b>59</b>
<b>Figure 36</b>	Ajustement du nuage de point des données (Qs-Q) brutes sous une échelle logarithmique et selon un modèle de puissance.	<b>60</b>
<b>Figure 37</b>	CTS pour la relation Q-C.	<b>64</b>
<b>Figure 38</b>	CTS pour la relation Q-Qs.	<b>64</b>
<b>Figure 39</b>	Comparaison des résultats de la dégradation spécifique.	<b>66</b>
<b>Figure 40</b>	Variabilité annuelle des apports solides, concentrations, précipitations et des débits liquides à l'Oued Chabro ; période (1981/82-1992/93).	<b>67</b>
<b>Figure 41</b>	Variabilité mensuelle des apports solides, concentrations, précipitations et des débits liquides à l'Oued Chabro ; période (1981/82-1992/93).	<b>69</b>

## **Liste des abréviations**

**AGNPS** : AGricultural Non-Point Source Pollution Model.

**ANBT**: Agence Nationale des Barrages et Transferts.

**ANRH** : Agence Nationale des Ressources Hydriques.

**CREAMS**: Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems.

**EUROSEM**: The European Soil Erosion Model.

**MES** : Matière En Suspension.

**MESALES**: Model d'Estimation et de Spatialisation d'Aléa Erosif.

**MMF**: Morgan–Morgan–Finney.

**MNT** : Modèle Numérique du Terrain.

**SIG** : Système d'Information Géographique.

**SRTM** : Shuttle Radar Topography Mission.

**SWAT**: Soil and Water Assesment Tool.

**USLE** : Universal Soil Loss Equation.

**WEPP**: Water Erosion Prediction Project.

# Tables des matières

Résumé .....	i
Dédicace.....	iv
Remerciements .....	vi
Liste des tableaux.....	vii
Liste des figures.....	viii
Liste des abréviations.....	x
Tables des matières .....	xi
Introduction générale .....	1
<b>CHAPITRE I: SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE SUR L'ÉROSION.....</b>	<b>3</b>
Introduction.....	3
<b>I.1. QU'EST-CE QU'UNE ÉROSION?.....</b>	<b>3</b>
<b>I.2. L'ÉROSION HYDRIQUE DANS LE MONDE ET EN ALGÈRE .....</b>	<b>3</b>
<b>I.3. PROCESSUS DE L'ÉROSION HYDRIQUE .....</b>	<b>4</b>
<b>I.4. LES PRINCIPAUX FACTEURS ÉROSIFS.....</b>	<b>5</b>
I.4. 1. Agressivité des pluies .....	5
I.4. 2. Vulnérabilité des roches et érodibilité des sols .....	5
I.4. 3. La topographie .....	6
I.4. 4. Occupation du sol.....	7
I.4.5. l'activité humaine (Facteur anthropique) .....	7
<b>I.5. LES DIFFÉRENTES FORMES DE L'ÉROSION .....</b>	<b>7</b>
1.5.1. L'érosion en masse .....	8
1.5.2. L'érosion en nappe (érosion de surface) .....	10
1.5.3. L'érosion linéaire (Griffes, rigoles et ravinement) .....	11
<b>I.6. LE TRANSPORT SOLIDE.....</b>	<b>12</b>
I.6.1. Le transport solide en suspension.....	13
I.6.2. Le transport solide par saltation.....	13
I.6.3. Le transport solide par charriage .....	14
<b>I.7. MÉTHODES DE QUANTIFICATION DE L'ÉROSION HYDRIQUE.....</b>	<b>14</b>
I.7.1. Techniques de l'ANRH pour la mesure directe sur terrain.....	14
I.7.2. Estimation de l'érosion par modélisation statistique .....	15
I.7.3. Estimation de l'érosion par des formules empiriques .....	15
I.7.4. Estimations de l'érosion hydrique par modélisation spatiotemporelle .....	17
Conclusion.....	18

## CHAPITRE II: CONTEXTE PHYSIQUE ET GEOGRAPHIQUE

DE LA ZONE D'ETUDE.....	19
Introduction .....	19
II.1 APERÇU GEOGRAPHIQUE .....	19
II.2.CARACTERISTIQUES TOPOGRAPHIQUES DE LA ZONE D'ETUDE .....	20
II.2.1. Altimétrie .....	20
II.2.2. Hypsométrie .....	21
II.2.3. Répartition spatiale des pentes .....	23
II.3. CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES.....	24
II.3.1. Indice de compacité de Gravelius ( $K_c$ ) .....	25
II.3.2. Longueur du rectangle équivalent (L) .....	25
II.3.3. Indice global de pente .....	26
II.3.4. Dénivelée spécifique (Ds).....	26
II.3.5. Densité de drainage .....	26
II.3.6. Coefficient de torrentialité .....	27
II.3.7. Temps de concentration ( $T_c$ ) .....	28
II.4. COUVERT VEGETAL ET OCCUPATION DU SOL .....	29
II.5. LES FORMATION PEDOLOGIQUES.....	31
Conclusion.....	33

## CHAPITRE III: ASPECTS CLIMATIQUES..... 34

Introduction .....	34
III.1.DONNEES PLUVIOTHERMIQUES ET QUALITE DU RESEAU D'OBSERVATION .....	34
III.2.LES PRICIPITATIONS ET LEURS VARIATION TEMPORELLE .....	36
III.2.1. A l'échelle annuelle .....	36
III.2.2. A l'échelle mensuelle et saisonnière .....	39
III.2.3. Pluies journalières extrêmes et averses génératrices de crues .....	42
III.3. FACTEURS EVAPO-THERMIQUES .....	44
III.3.1. Variabilité temporelle des températures .....	44
III.3.2. Régime pluvio-thermique du bassin de l'Oued Chabro.....	45
III.3.3. Evapotranspiration potentielle (ETP) .....	46
III.4. ETAGE BIOCLIMATIQUE DE L'OUED CHABRO .....	48
Conclusion.....	50

## CHAPITRE IV: HYDROLOGIE ET QUANTIFICATION DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION .....

.....	51
Introduction .....	51
IV.1. BASE DE DONNEES HYDROMETRIQUES DU BASSIN.....	51
IV.2. CONTEXTE HYDROLOGIQUE DU BASSIN DE L'OUED CHABRO .....	52

IV.2.1. Variabilité annuel des débits liquides .....	52
IV.2.2. Ecoulement moyen annuel et coefficient de ruissellement du bassin .....	53
IV.2.3. Régime fluvial mensuel et saisonnier .....	54
IV.3. ESTIMATION DES APPORTS HYDROLOGIQUES ANNUELS DU BASSIN .....	55
IV.4. QUANTIFICATION DE L'EROSION ET DU TRANSPORT SOLIDE EN SUPENSION A L'OUED CHABRO .....	56
IV.4.1. Estimation empirique de la dégradation spécifique .....	56
IV.4.2. Estimation de l'érosion par modélisation statistique .....	57
IV.4.2. 1. Méthodologie de la modélisation.....	57
IV.4.2. 2. Résultats et discussion.....	63
IV.4.2.2.1 Variabilité interannuelle des apports solides et des concentrations.....	65
IV.4.2.2.2 Variabilité mensuelle et saisonnière des apports solides et des concentrations .....	68
Conclusion .....	72
Conclusion générale .....	74
Références bibliographiques.....	77



**INTRODUCTION**  
**GÉNÉRALE**

### Introduction Générale

L'érosion hydrique est un phénomène complexe très répandu à l'échelle mondiale, elle menace les potentialités en eau et en sol [1].

Chaque année, des quantités considérables de sédiments sont produites, puis transportées par les différents bassins fluviaux. Une partie de ces sédiments se déverse dans la mer et d'autres se déposent au fond des barrages et diminuent, ainsi progressivement, leurs capacités annuelles de stockage en eau, d'environ de 2 à 5% [2].

La compréhension des facteurs qui influencent la variabilité spatio-temporelle des flux hydro-sédimentaires et la bonne estimation de la dégradation spécifique, en amont des cours d'eau, sont une démarche indispensable pour lutter contre la perte des terres arables et l'envasement des barrages. Cette démarche doit permettre d'évaluer l'impact de l'activité humaine et du changement climatique sur le processus de détachement, du transfert et du dépôt de la matière solide, donc, de déterminer les méthodes de lutte les plus adaptées [3] [4] [5] [6].

Malheureusement, l'évaluation des bilans hydro-sédimentaires dans les bassins Algériens reste jusqu'à nos jours, une tâche difficile pour les hydrologues. La difficulté est liée notamment à l'insuffisance et parfois à l'absence des mesures de concentration de matières en suspension, notamment pour la partie nord-orientale de l'Algérie [7].

Face à cet obstacle plusieurs travaux ont eu recours aux méthodes empiriques (**Demmak, 1982; Fournier, 1969; Tixeront, 1960**)[8] [9] [10]. Cependant, ces méthodes ne tiennent pas compte des variations spatiotemporelles des événements climatiques exceptionnels qui régissent le fonctionnement hydro-sédimentaire. En conséquence, l'incertitude des résultats est considérable, impliquant une éventuelle surestimations ou sous-estimation des apports solides simulés [11] [12] [13].

Cet état de fait a incité de nombreux chercheurs de s'orienter vers d'autres techniques qui s'adaptent le mieux à la qualité des données à disposition et qui permettent, en même temps, d'évaluer l'érosion et le transport solide avec une bonne certitude.

La question de la dégradation des sols par l'érosion hydrique, dans les bassins faiblement jaugés tels que l'Oued Chabro, est donc pertinente et constitue justement la principale problématique de ce travail.

Nous soulèverons donc, tout au long de ce mémoire, les questions suivantes :

- Qu'en est-il de l'état de la dégradation des sols du bassin-versant de l'Oued Chabro ?



## Introduction Générale

---

- Quelles sont les facteurs influençant cette dégradation ?

Il s'agit aussi de relever le défi d'estimer avec une bonne certitude, la dégradation spécifique du bassin de l'Oued Chabro qui est faiblement jaugé comme la plus part des bassins de l'est Algérien.

La problématique évoquée plus haut, sera traitée selon un plan constitué d'un ensemble de quatre chapitres:

- Au cours du premier chapitre, nous présenterons une synthèse bibliographique sur l'état de dégradation des sols à l'échelle de la méditerranée et en Algérie en particulier. Aussi, nous évoquerons, une description détaillée des différentes formes de l'érosion hydrique qui peuvent exister et des principaux facteurs qui influencent l'érosion hydrique des sols. Par la suite, nous citerons également, les différents modèles spatio-temporels de l'érosion qui existent dans la littérature ainsi que les méthodes les plus utilisées pour la quantification du transport solide en suspension à l'échelle de l'Algérie.
- Le deuxième chapitre sera consacré essentiellement à la description du bassin étudié et de ses principales caractéristiques morphométriques et physico-géographiques conditionnant sa sensibilité du milieu naturel à l'érosion à savoir la topographie, la pédologie, et l'occupation des sols.
- Le troisième chapitre traite du contexte climatologique du bassin, dans le but d'identifier l'étage bioclimatique du bassin et son caractère pluvio-thermique. Cette partie intègre aussi une analyse statistique, à différentes échelles temporelles, des paramètres climatiques influençant directement le comportement hydrologique du bassin.
- Le quatrième et dernier chapitre, évoquera l'essentiel de ce mémoire, c'est-à-dire la caractérisation du régime hydrologique du bassin ainsi que la quantification du transport solide, à l'échelle du bassin. Ce chapitre sera divisé en deux parties :
  - ✓ Une première partie contenant une analyse des écoulements et des apports hydrologiques de l'Oued Chabro,
  - ✓ Et une seconde partie, qui comprendra une modélisation statistique des flux-sédimentaires avec une définition détaillée de la méthodologie suivie. La variabilité des flux hydro-sédimentaires et celles de précipitations ont été discutées parallèlement le long de la période d'observation pour interpréter les résultats finaux.



CHAPITRE I

SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE SUR  
L'ÉROSION HYDRIQUE

## INTRODUCTION

Plusieurs études anciennes et récentes ont été menées par des hydrologues et experts de l'environnement au sujet du phénomène des pertes des sols et de l'érosion hydrique [3] [4] [6].

Nous avons donc, jugé utile d'évoquer tout d'abord une synthèse bibliographique portant sur la thématique de l'érosion avant de développer les grandes idées de ce travail. Ceci nous servira justement à enrichir nos connaissances concernant la situation de la dégradation des sols en régions méditerranéennes et en particulier en Algérie.

Nous nous référons aussi à cette recherche bibliographique pour orienter notre travail, vers une méthodologie adéquate visant à estimer de la dégradation spécifique à l'Oued Chabro.

### I.1. QU'EST CE QU'UNE EROSION ?

Le terme « érosion » provient du verbe latin « erodere » qui signifie « ronger ». Il exprime l'usure de la surface du sol, sous l'effet imprévisible des facteurs météorologiques [9]. En dépit des différents types d'érosion qui existent, nous nous intéresserons, dans ce présent travail, à l'érosion hydrique, phénomène qui existe dans notre planète depuis que les roches ont émergé et se sont trouvées en contact avec l'atmosphère [13].

En revanche, l'érosion hydrique ou fluviale est le détachement de la matière sous l'effet de l'énergie d'écoulement (ruissellement) qui est supérieure à la résistance des particules solides de la terre.

### I.2. L'EROSION HYDRIQUE DANS LE MONDE ET EN ALGERIE

La dégradation des sols sous l'effet de l'érosion hydrique est un phénomène naturel largement répandue dans le monde. D'ailleurs, depuis plus d'un siècle, ce phénomène est considéré comme l'un des problèmes environnementaux les plus menaçants au monde [1] [13].

Durant la dernière décennie, l'érosion hydrique était le premier type de dégradation des terres au monde. Environ 45,15% des terres de la planète sont affecté par une érosion hydrique importante [14].

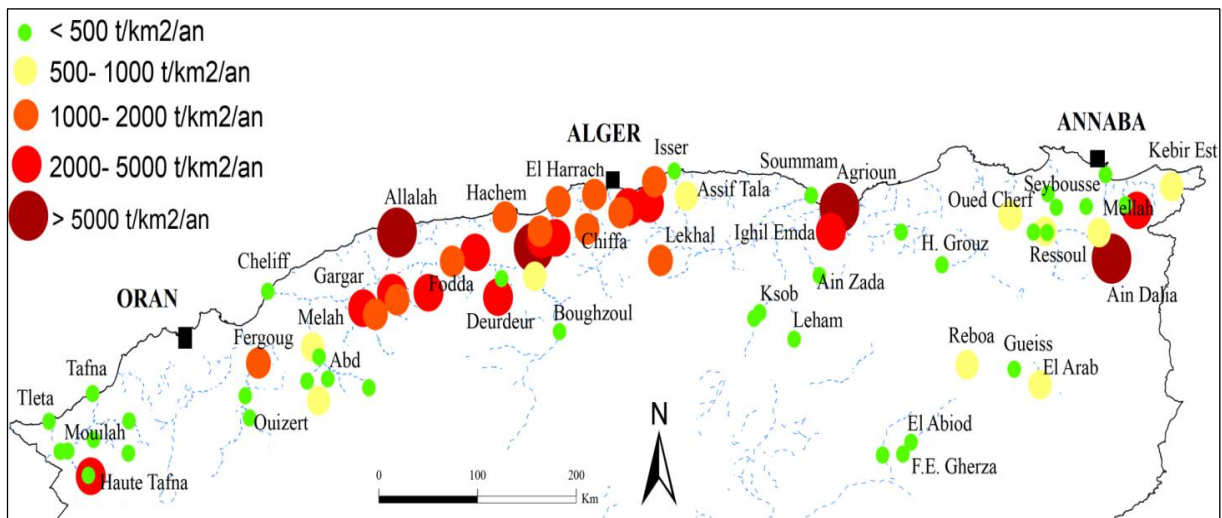
Par ailleurs, l'évolution des paysages méditerranéens est fortement liée à une érosion intensive, d'ordre naturel et/ou anthropique, constamment présente [15], en relation avec les conditions, morphologiques, lithologiques, les activités d'agriculture, les travaux d'aménagements, l'élevage et les activités forestières qui caractérisent ces régions. A cela s'ajoute le fort contraste climatique inter-saisonnier [15].

## Chapitre I : Synthèse bibliographique sur l'érosion hydrique

Probst and Suchet (1992) évaluent une dégradation spécifique, allant de 400 à 610  $\text{Tkm}^{-2}$  entre les bassins qui se jettent dans la Méditerranée et ceux qui se jettent en Océan Atlantique.

D'autre part, [16] [17] estiment que 45% du paysage des régions centrales du Nord de l'Afrique sont dégradés, par l'action de l'érosion hydrique.

En Algérie, le transfert de sédiments dans les bassins fluviaux s'avère, par certaines études, relativement important [18] [19] [20]. L'inventaire, réalisé récemment par Vanmaercke, Poesen, Broeckx, and Nyssen (2014), sur un ensemble de 77 bassins-versants algériens, a montré que la fourchette de la perte des sols se situe entre 93 et 44 000  $\text{Tkm}^{-2} \text{an}^{-1}$  (Figure 1).



**Figure.1** : Dégradation des sols dans 77 bassins de l'Algérie selon Vanmaercke et al. (2014).

### I.3. PROCESSUS DE L'ÉROSION HYDRIQUE

L'érosion des sols se produit lorsque les eaux de pluie, ne pouvant pas s'infiltrer dans le sol. Un ruissellement se développe donc sur les versants en entraînant les particules de terre nappe. Le refus du sol d'absorber l'excédent en eau apparaît soit lorsque l'intensité des pluies est supérieure à la capacité d'infiltration de du sol, soit lorsque la pluie touche une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe [11].

Ces deux cas apparaissent généralement dans des milieux différents et provoquent ainsi, deux types de ruissellements : Un ruissellement diffus correspondant à une érosion aréolaire, ou bien un ruissellement concentré donnant une érosion linéaire. Il est donc évident que la pluie et le ruissellement superficiel sont les deux principaux facteurs qui génèrent l'érosion hydrique.

De l'amont vers l'aval d'un versant, les processus érosifs sont différents selon le type d'érosion et les facteurs déclencheurs. Cependant, l'ensemble des processus érosif peuvent

êtres résumés en trois étapes : (1) Le détachement ou bien l'arrachement de la particule solide par la pluie (effet de splash) ; (2) le transport des sédiments par ruissellement et (3) la sédimentation (dépôt) des particules arrachées le long des rivières et des cours d'eau.

### I.4. LES PRINCIPAUX FACTEURS EROSIFS

L'identification et la connaissance des facteurs générateurs des processus érosifs en amont des cours d'eau est une démarche indispensable pour la bonne estimation de la dégradation spécifique. Ces facteurs sont nombreux selon la littérature mais sont souvent d'ordre climatique et physique :

#### I.4. 1. Agressivité des pluies

Les averses intenses jouent manifestement un rôle important dans le déclenchement des processus géomorphologiques relevant de l'érosion hydrique et ce en deux façons:

- Au point de contact avec le sol, les gouttes de pluie contribuent au rejaillissement de particules de terre, surtout lorsque l'intensité de pluie est plus forte [11]. En revanche, l'impact des gouttes de pluie modifie l'état de surface du sol, entraînant la formation du phénomène de battance qui réduit la perméabilité de la surface du sol.

- L'intensité des pluies conditionne le déclenchement du ruissellement superficiel par la saturation momentanée des pores du sol. Toutefois, l'intensité n'est pas tout s'il se produit un épisode pluvieux à la suite de précipitations prolongées et/ou répétées, ceci se transforme fréquemment vers un facteur d'agressivité potentielle du milieu et confère une rythmicité saisonnière à certaines manifestations de la dynamique érosive [11].

Dans la littérature, il existe plusieurs indices d'érosivité du climat mais celui de Wischmeier (1959) est le plus fréquent dans les études hydrologiques:

$$R = E_g \times I_{30} = \sum (E_u \cdot h_i) \times I_{30} \quad (\text{m.t.m/ha.h}); \quad E_u = 210 + 0,89 \log_{10}$$

Où : **E<sub>g</sub>** est l'énergie cinétique globale en (m.Tonnes/ha) qui peut être représentée par l'énergie unitaires (**E<sub>u</sub>**) et des hauteurs d'eau précipitées (**h**) ; **I<sub>30</sub>**: intensité maximale en 30 min (mm/h).

#### I.4. 2. Vulnérabilité des roches et érodibilité des sols

L'érodibilité signifie la sensibilité d'un sol nu à l'érosion pluviale. Ceci dépend de ses qualités intrinsèques: texture, structure, teneur en matière organique et la perméabilité [11] [21].

Par ailleurs, l'expérience des chercheurs ainsi que plusieurs études hydrogéologiques et lithologiques ont montrées que les formations meubles et les roches cohérentes sont directement érodables, dès lors que les conditions favorables seront réunies (couvert végétal

## Chapitre I : Synthèse bibliographique sur l'érosion hydrique

absent ou clairsemé, entrée en action d'un agent d'érosion, topographie,...etc.). C'est le cas par exemple des marnes et les argiles qui sont très érodables [11]. En revanche, les roches compactes et dures tel que les calcaires ou les affleurements de grès ne pourront être érodés que si le matériel est préparé par altération et à travers les fissures et les diaclases [11].

Ont proposés un indice d'érodibilité du sol (K), qui est de la forme:

$$K = \frac{E}{R \times 2,24}$$

Avec :

E : Erosion en t/ha/an,

R : Indice annuel d'agressivité climatique.

### I.4. 3. La topographie

L'inclinaison et la longueur de la pente sont les principaux éléments topographiques qui interviennent dans les phénomènes de l'érosion [11]. Le degré d'inclinaison d'une pente favorise le déplacement des particules détachées vers l'aval par effet de splash. Il en est de même pour le ruissellement et le transport des particules, surtout sur un sol nu [11]. Sur des versants fortement inclinés, le ruissellement se concentre et peut devenir la cause principale de l'érosion, surtout en zone méditerranéenne [22].

Une étude estime que les pertes en terre croient de façon exponentielle avec le degré de la pente [23]. La relation est de la forme:

$$E = k \times S^b$$

Avec : **E**: Erosion en t/ha/an,

**k**: Constante correspondant aux conditions locales (type de sol, couvert végétal, dimensions de la parcelle, conditions climatiques particulières),

**S** : Pente en % ; **b**: Exposant qui varie entre 1,2 et 2,2.

En ce qui concerne la longueur des versants, plus le versant est long, plus le ruissellement superficiel s'accumule et se concentre pour atteindre une vitesse d'écoulement suffisante pour le transporter des matériaux solides.

Wischmeier et Smith (1960) ont proposés un abaque qui traduit les influences de la longueur et de la pente selon la formule suivante:

$$SL = \frac{\sqrt{L}}{100} \times (0,76 + 0,93 S + 0,076 S^2)$$

Où :

**L** : longueur de la pente exprimée en pieds (1 pied = 0,3048 m) ,

**S** : pente en %.

### I.4. 4. Occupation du sol

Le couvert végétal est efficace contre l'érosion puisqu'il absorbe l'énergie cinétique des gouttes de pluie, diminue l'effet de battance et contribue à réduire la vitesse du ruissellement à la surface du sol [11]. La végétation peut intervenir contre l'érosion hydrique de surface de deux manières: d'une part, elle peut empêcher l'ablation du substrat, d'autre part, elle peut favoriser la sédimentation, en retenant les sédiments érodés plus à l'amont [24].

Les zones forestières sont capables de réduire considérablement la pointe de crue et aussi de diviser en deux la quantité du volume ruisselé et ce d'une manière très rapide [25]. Cependant, des études ont montrées que l'érosion augmente avec le pâturage, responsable de la disparition partielle de la couverture végétale protectrice du sol, [26].

Les régions de cultures réagissent donc différemment à l'érosion en dépend de la typologie de la végétation, sa durabilité en longueur de l'année et de sa densité [11].

Il est à noter que la pratique de bonnes techniques culturales peut contribuer, à l'amélioration de la stabilité structurale du sol et à l'accroissement de sa perméabilité.

En résumé, la densité de la couverture végétale permet de déterminer l'existence ou non d'un éventuel ruissellement [11]. Certaines études supposent que pour une densité végétale inférieur ou égale à 70%, l'eau ruisselle en grande partie (ruissellement diffus ou concentré); au delà, l'eau percole et ne ruisselle plus, sauf s'il y a saturation des sols [24].

### I.4.5. l'activité humaine (Facteur anthropique)

Certaines activités humaines peuvent facilement engendrer ou amplifier les processus d'érosion. Il s'agit principalement des opérations de déforestation qui diminuent la densité du couvert végétale et augmentent les ruissellements et donc le risque de dégradation des sols.

Nous mettons en lumière aussi le surpâturage qui provoque le tassement des sols, qui diminue la perméabilité, et accroît donc le ruissellement superficiel de l'eau. D'autres parts, l'élevage pastoral dégrade la végétation et favorise ainsi, la désertification.

## I.5. LES DIFFERENTES FORMES DE L'EROSION

On distingue trois principales formes d'érosion: L'érosion en nappe, linéaire et en masse. Chaque forme d'érosion laisse son identité et sa trace dans le paysage. En effet, l'érosion en nappe, dite aussi l'érosion de surface, est observée dans les zones cultivées. En revanche, l'érosion linéaire ou en ravine, est observée dans les versants, elle déplace localement la partie profonde du sol. Le dernier type d'érosion concerne la mobilisation et l'arrachement de

grandes quantités de terre. En conséquence, des glissements et/ou des coulées boueuses peuvent se déclencher et provoquer une modification irréversible du paysage.

### 1.5.1. L'érosion en masse

L'érosion en masse ou bien les mouvements de masse sont des accidents de tailles variées, de quelques mètres à quelques kilomètres parfois. Ils se produisent soit par solifluxion soit par glissement de terrain ou par des coulées boueuses.

#### a) La solifluxion

Est une lente descente d'une pellicule superficielle du versant (solifluxion pelliculaire) ou de loupes de solifluxion souvent de taille métrique et quelque fois décamétrique [27]. Ce phénomène affecte, en général, les versants constitués de marnes et d'argiles qui sont très plastiques surtout ceux ayant des pentes moyennes et abruptes (Figure 2).



**Figure.2** : *Mouvement en masse sous Solufixion.*

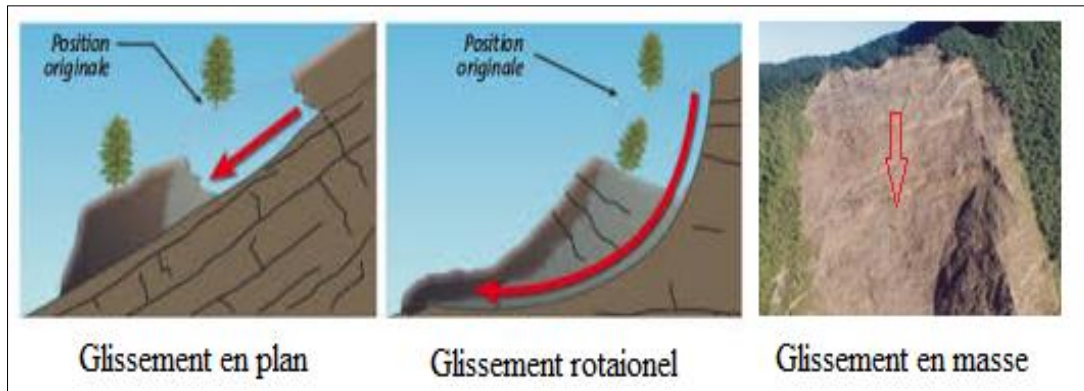
*Source : www.WilidWorld.com*

Les versants ayant subits une solifluxion présentent en général un paysage chaotique. Il s'agit d'une succession de replats et de contre-pentes abruptes isolant des dépressions fermées (Figure 2).

#### b) Les glissements

Les glissements des terrains sont souvent liés à un sapement de l'Oued aux pieds des versants consitutés de roches tendres [11]. Même sur des formations dures, des glissements peuvent intervenir, surtout quand le soubassement du versant est constitué d'un matériaux meuble. On distingue d'après la trajectoire de la masse déplacée plusieurs types de glissements : en plan, en masse ou bien des glissements rotaionels [11]. Cependant avant la dynamique érosive, les glissements de terrain sont généralement précédées d'une niches d'arrachement en amont des versants (Figure 3).





**Figure. 3 :** Types de glissement de terrain. Source : [www.Anco.pro.com](http://www.Anco.pro.com)

### c) Les coulées boueuses

Les coulées boueuses sont des écoulements de matériel solide ayant franchi la limite de liquidité et dont la vitesse dépend de la viscosité. Elles sont constituées de mélange d'eau et de terre. Les matériaux mobilisés par les coulées de boue sont généralement très hétérogènes (argile, sable, rochers) [11]. Cette charge très importante en matériaux solides (environ 1/4 d'eau et 3/4 de matériau solide), leur confère une grande capacité érosive et destructive notamment, du fait de la présence de blocs charriés au sein même de la coulée. Elles peuvent s'écouler dans le lit des torrents et éventuellement s'étaler sur les cônes de déjection torrentiels générant ainsi une menace importante pour les vies ou les installations humaines. Toutefois, elle peuvent s'arrêter « en masse », laissant des dépôts d'épaisseur importante de l'ordre du mètre (Figure 4).



**Figure.4 :** Coulée boueuse à Vilar d'Arènes (France).  
Source : [www.observatoire-regional-risques-paca.fr](http://www.observatoire-regional-risques-paca.fr)

Les coulées apparaissent dans des matériaux meubles et lorsque la teneur en eau augmente de manière importante. La mise en mouvement de ces matériaux a pour origine une perte brutale de cohésion. Ces coulées peuvent se produire depuis le corps ou le pied d'un glissement.

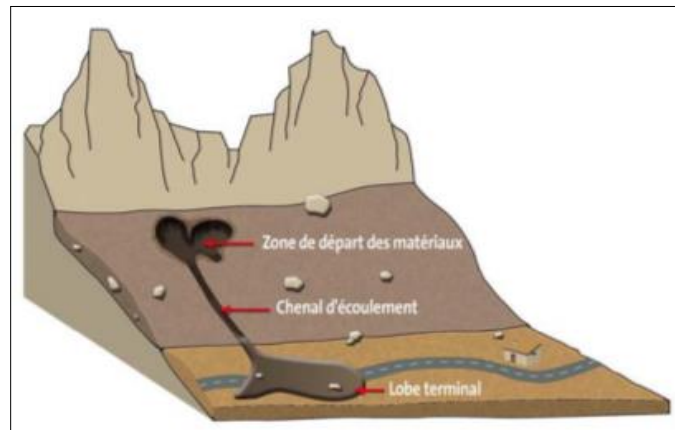
## Chapitre I : Synthèse bibliographique sur l'érosion hydrique

dans un contexte morphologique, les zones de colluvions, de glissements actifs ou anciens et de dépôts anthropiques favorisant d'importantes concentrations d'eau (talwegs, lit de rivière) et constituent des sites potentiels d'apparition des coulées de boue.

Il est fréquent aussi que les coulées prennent naissance dans la partie aval d'un glissement de terrain ou dans des zones de ravinement intense.

Suite à une coulée de boue, il est presque toujours possible d'observer :

- Une zone supérieure élargie (Figure 5) rassemblement de matériaux par exemple au pied d'un glissement, zone de départ de la coulée.
- Un chenal d'écoulement (Figure 5) beaucoup plus étroit et de longueur extrêmement variable (zone de transfert).
- Un lobe terminal (zone d'accumulation) élargi en une sorte de cône de déjection mais de profil convexe (Figure 5).



**Figure.5 :** *Processus des coulées boueuses dans un versant.*

Source : [www.observatoire-regional-risques-paca.fr](http://www.observatoire-regional-risques-paca.fr)

### 1.5.2. L'érosion en nappe (érosion de surface)

L'érosion en nappe ou de surface est caractérisée par une eau de ruissellement sans griffes ou rigoles visibles [14]. Ce phénomène est observé sur les pentes faibles, en sommet des versants où l'eau ne peut pas se concentrer. Sous l'effet de l'impact des gouttes de pluies (effet Splash), les particules solides sont arrachées et transportées.

Au niveau des parcelles cultivées, l'érosion en nappe décape la partie superficielle, la plus fertile du sol (Figure 6).



**Figure.6 :** Parcelles agricoles affectées par une érosion en nappe.

Source : <https://www.futura-sciences.com/>.

Dans un premier temps, c'est l'impact des gouttes qui va arracher les particules. La battance des gouttes de pluie répartie des gouttelettes dans toutes les directions. Seulement, sous l'effet de la gravité les gouttelettes auront une vitesse plus importante en aval qu'en amont. La vitesse résultante des gouttelettes sera dirigée depuis l'amont vers l'aval. A partir de là, il y aura formation de flaques d'eau et justement une flaque non infiltrée entraînera un ruissellement en nappe. L'érosion en nappe dépend de:

- L'intensité maximale des pluies qui déclenchent le ruissellement.
- L'énergie cinétique des pluies qui détachent les particules.
- La durée des pluies et/ou l'humidité des sols avant l'arrivée de l'averse.

### 1.5.3. L'érosion linéaire (Griffes, rigoles et ravinement)

L'érosion linéaire se produit généralement sous l'effet d'un écoulement concentré [11] [14]. Ce dernier se développe sur des sols ayant perdues leur capacité d'infiltration ou de stockage de l'eau. Le ruissellement concentré entraîne en aval un tassement du sol (notamment en surpâturage) et provoquent une dégradation linéaire de la structure superficielle du sol [11] [14]. L'érosion linéaire peut apparaître en 3 formes distinctes : en Griffes, rigoles ou ravinement.

Lorsque l'écoulement creuse des formes d'incision en petits canaux de quelques centimètres de profondeur on parle donc de « griffes » [28]. En revanche, lorsque ces canaux dépassent les 10 cm de profondeur cela correspond à des « rigoles » (Figure 7).

D'autre part, on distingue une forme d'érosion intermédiaire appelée « nappe ravinante », quand les creux d'incision restent entre 10 à 20 cm de profondeur mais que leur largeur atteint plusieurs mètres [11].

## Chapitre I : Synthèse bibliographique sur l'érosion hydrique

Les creux dépassant les 50 cm de profondeur, et en particulier lorsqu'ils ne sont plus effaçables par les techniques culturales, ceci représentent des « ravines » (Figure 8).

Le ruissellement concentré provoque également le sapement des berges des oueds et leur surcreusement en cas de fortes crues. Le ravinement dépend de l'énergie du ruissellement, laquelle est proportionnelle au volume ruisselé et au carré de sa vitesse [11] [14].

Les principaux paramètres contrôlant le développement des ravines sont l'intensité de la pluie, la superficie drainée en amont, la pente, la lithologie et le couvert végétal.



**Figure.7 :** *Erosion en rigole.*



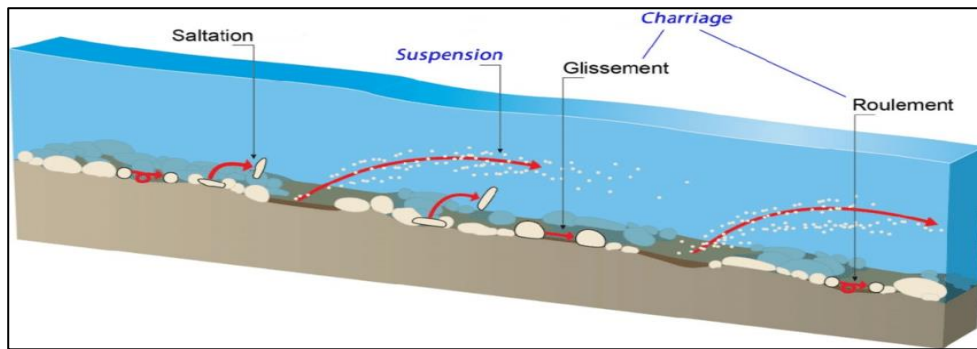
**Figure. 8 :** *Ravinement.*

Source : [www.ecosfix.projet-agroforesterie.net/](http://www.ecosfix.projet-agroforesterie.net/)

### I.6. LE TRANSPORT SOLIDE

Les matières solides détachées sous l'effet de la précipitation et/ou le ruissellement, sont transposées par les cours d'eau jusqu'à la rivière principale. C'est la seconde phase du processus de l'érosion hydrique. L'énergie nécessaire pour acheminer le matériau précédemment désagrégé, est fournie principalement par la déclivité des versants et la pente des cours d'eau [14].

Le transport des éléments arrachés se fait de différentes façons: suspension, saltation ou bien par charriage (Figure 9). Ce sont notamment les conditions bioclimatiques et le régime hydrologique des cours d'eau qui conditionnent les modalités du transport solide [14]. A cela s'ajoute la taille et la densité des particules [29].

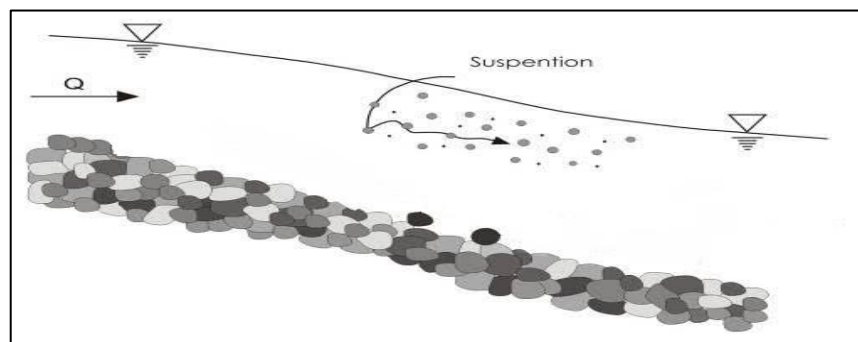


**Figure.9:** Les différents types du transport solide dans les cours d'eau.

Source : [www.researchgate.net/](http://www.researchgate.net/)(Transport solide par charriage et suspension (adapté de Naaim-Bouvet, Richard, 2015)).

### I.6.1. Le transport solide en suspension

Le transport solide par suspension représente essentiellement le transport des sédiments fins (argiles, limons, sables fins) par les cours d'eau et les rivières. Ce phénomène est généré par la dynamique des écoulements de telle manière que les particules solides restent toujours en suspension le long de leur trajectoire. Les particules peuvent donc se déplacer sur de grandes distances à l'échelle du réseau hydrographique et leur vitesse de déplacement est du même ordre que celle du fluide (Figure 10).



**Figure.10 :** Processus de transport solide en suspension.

Source : [www.researchgate.net/](http://www.researchgate.net/)(A & B: Mode de transport des particules dans un chenal)

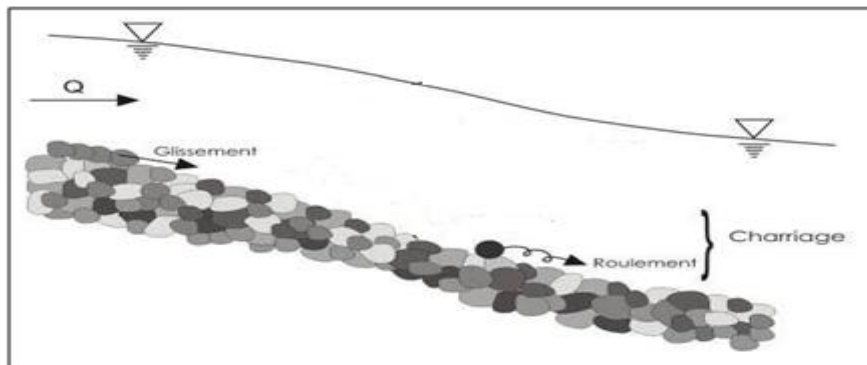
### I.6.2. Le transport solide par saltation

La saltation désigne les mouvements irréguliers de sauts d'un point à un autre. Ce mouvement semblable à un bond, désigne le mode transport des sédiments qui se trouvent au fond des cours d'eau. L'énergie de l'écoulement entraîne les particules solides (de la taille du sable ou du gravier) qui possèdent une masse volumique supérieure à celle de l'eau (Figure 9).

### I.6.3. Le transport solide par charriage

Le transport solide par charriage concerne les sédiments grossiers (sables, graviers, galets et blocs de roche ....etc (Figure 11). Ces derniers restent toujours en contact avec le fond des cours d'eau tout en se déplaçant par traction, glissement ou roulement.

Les matériaux charriés, parcourent des distances relativement courtes et discontinues dans le temps et dans l'espace [30] [31].



**Figure.11** : *Processus du transport solide par charriage.*

Source : [www.researchgate.net/](http://www.researchgate.net/)(A&B:Mode de transport des particules dans un chenal)

### I.7. METHODES DE QUANTIFICATION DE L'ÉROSION HYDRIQUE

La quantification de l'érosion hydrique et du transport solide peut s'effectuer par plusieurs méthodes : Mesure directe dans les oueds; par l'utilisation de formules empiriques, par modélisation statistiques et/ou spatiotemporelle.

#### I.7.1. Techniques de l'ANRH pour la mesure directe sur terrain

La technique utilisée par ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydriques) pour mesurer la concentration de la matière en suspension débute par le prélèvement en un point unique soit sur le bord, soit au milieu de l'Oued au moyen d'un flacon de 1 litre [7]. L'échantillonnage s'effectue lors d'une crue suivant des intervalles de temps variables en fonction du régime de l'Oued.

Ainsi, en étiage ou lorsque le débit est constant au cours de la journée, il est possible d'effectuer un à deux prélèvements au cours de la journée [7]. En période de crue, le nombre des prélèvements dépend des deux phases de l'événement:

- Un prélèvement est effectué durant la montée des eaux lorsque la montée est lente et toutes les quarts d'heures et demis heures lorsque la montée est rapide.

- En période de décrue, on prélève un échantillon toutes les heures durant les six premières heures et toutes les deux heures ensuite [8]. L'espacement dans le temps des prélèvements des concentrations accroît au fur et à mesure qu'on s'éloigne du pic de la crue. Le traitement des matières en suspension prélevées, se fait au laboratoire par décantation, filtrage avec un filtre de type Laurent ( $\varnothing = 32$  cm) et séchage à l'étuve à  $110^{\circ}\text{C}$  durant 30 minutes et enfin la pesée. Les débits solides ( $Q_s$ ) en  $\text{Kg s}^{-1}$  sont déduits du produit des deux paramètres : débit et concentration.

### 1.7.2. Estimation de l'érosion par modélisation statistique (courbes de transport solide)

Depuis les années quarante, les chercheurs ont eu recours à développer des modèles statistiques reliant les débits solides ( $Q_s$ ) ou bien les concentrations (C) aux débits liquides (Q). Les travaux de Campbell and Bauder (1940) ainsi que ceux de Miller (1951) constituent les premiers exemples d'utilisation des courbes de transport solide sur les rivières des Etats-Unis d'Amérique. Ces études ont élaboré au début des relations Q-C pour estimer les débits solides sur une longue période d'écoulement.

D'après la littérature, la relation entre les concentrations des MES (C) et des débits liquides (Q) est souvent exprimée selon un modèle d'évolution en puissance et avec une transformation logarithmique [7] [11] [32] [33] [34]. Ce modèle est de la forme :

$$C = a Q^b$$

Où : **a** et **b** sont les paramètres d'ajustement.

Par ailleurs, les modèles utilisant la relation débit solide ( $Q_s$ ) – débit liquide (Q), sont apparus pour l'estimation des apports solides. Ces derniers sont sous la même forme mathématique ( $Q_s = aQ^b$ ) soit une relation de puissance et [11] [35] [36] [37] [38] [39].

### 1.7.3. Estimation de l'érosion par des formules empiriques

En absence de données de mesures de concentration, il est possible d'estimer, d'une manière approximative, la dégradation spécifique à l'échelle d'un bassin versant en utilisant des formules empiriques, mises en place par certains auteurs et qui sont valables, à la limite des conditions fixées.

#### a) Formule de Demmak (1982):

Demmak (1982) [8] exprime la dégradation spécifique des bassins Algériens en fonction, des indices de précipitations, la lithologie et la torrentialité des cours d'eaux.

## Chapitre I : Synthèse bibliographique sur l'érosion hydrique

$$T_{ss} = 26,62 I_e + 5,071 IP + 9,77 C_t - 593,59 \text{ (T/km}^2\text{/an)}$$

Avec :

$I_e$ : indice lithologique (%),

$IP$  : indice des précipitations (%),

$C_t$ : coefficient de torrencialité (voir chapitre II).

### b) Formule de la SOGREAH (1969)

Cette formule est basée sur des données de 30 bassins algériens, de superficie comprise entre 100 et 300 km<sup>2</sup>, elle est représentée par l'équation ci-dessous :

$$A_{ss} = \alpha \cdot E^{0,15} \text{ (A/km}^2\text{/an)},$$

Avec :

$E$  : Ecoulement moyen annuel (mm) ;

$\alpha$  : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol.

**Tableau.1** : Valeur du coefficient  $\alpha$  selon le niveau perméabilité

Classe de perméabilité	Valeur de $\alpha$
Imperméable	3200
Perméabilité faible	1400
Moyenne à faible	350
Moyenne	75
Forte	8,5

### c) Formule de Tixeront (1960)[10] :

Cette formule est basée sur les données de 32 bassins Algériens et 9 bassins Tunisiens. Comme pour le modèle de SOGREAH (1969), le modèle de Tixeront (1960) relie l'érosion spécifique d'un bassin en (T/ km<sup>2</sup>/an) à l'écoulement moyen annuel ( $E$  en mm), en prenant, aussi en compte, la position géographique. Pour l'est de l'Algérie, la formule est définie comme suite :

$$ASS = 92 E^{0,21} \text{ (T/km}^2\text{/an)}.$$

### d) Formule de Fournier (1960)[9] :



Fournier (1960) a développé un modèle pour estimer la dégradation spécifique d'un bassin versant en (T/km<sup>2</sup>/an), quel que soit son emplacement géographique, en utilisant les données de 104 bassins versants, situés dans différentes régions du monde. Le modèle de Fournier (1960) est défini par l'équation suivante :

$$AF = \frac{1}{36} \times \left( \frac{P_m}{P_{an}} \right)^{2,65} \times \left( \frac{D^2}{S} \right)^{0,46} \quad (\text{T/km}^2/\text{an})$$

Avec :

$P_m$  : Précipitation mensuelle du mois le plus arrosé (mm),

$P_{an}$  : Précipitation moyenne annuelle (mm),

$D$  : Dénivelée moyenne (m),

$S$  : Surface du bassin versant (km<sup>2</sup>).

### I.7.4. Estimations de l'érosion hydrique par modélisation spatiotemporelle

Avec le développement du SIG (Système d'Information Géographique) plusieurs modèles spatiaux pour l'estimation de l'érosion et de l'alea érosif ont apparus ces dernières décennies. L'utilisation d'une interface graphique a révolutionné la modélisation hydrologique et les études menées sur les différents risques environnementaux.

Les modèles spatiaux de l'érosion qui existent en ce jour, peuvent prédire de façon qualitative et/ou quantitative, la dégradation des sols aussi bien à l'échelle spatiale que temporelle [40]. Les modèles les plus répandus sont : AGNPS (AGricultural Non-Point Source Pollution Model) [41], SWAT (Soil and Water Assesment Tool) [42]; MMF (Morgan–Morgan–Finney) [43]; EUROSEM (The European Soil Erosion Model) [44], WEPP (Water Erosion Prediction Project) [45]; MESALES (Model d'Estimation et de Spatialisation d'Aléa Erosif) [46] CREAMS (Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems) [47]...etc.

Il est à noter que la plupart de ces modèles sont inspirés du célèbre modèle USLE (Universal Soil Loss Equation) [48], initialement conçu aux Etats-Unis d'Amérique, à partir de données recueillies en 1950, à l'échelle parcellaire. Ce modèle à été par la suite adapté à l'échelle régionale [49].

Selon le mode de conception des modèles spatiaux, leurs objectifs, leurs estimations restent limitées dans le temps et/ou dans l'espace. De plus, selon les cas, la validation de certains modèles exige souvent de longues séries de mesures réelles sur terrain, ce qui rend leur application gênante, en cas de d'insuffisance de données.

D'après, De Vente & Posen (2005), les modèles d'érosion développés à une échelle donnée ne sont pas forcément applicables à une autre échelle. Il apparaît que les modèles à base physique (ceux qui utilisent des équations mathématiques déjà validées) sont plus adéquats pour décrire et prévoir la réponse d'un système à échelle d'un temps et à une région donnée.

### **CONCLUSION**

Après avoir pris connaissance de l'état de la dégradation des sols dans l'est d'Algérie, région dont fait partie notre zone d'étude, il s'avère que le phénomène en question est bien rependu et que sa variabilité spatiale est bien significative. De ce fait, nous pouvons affirmer que la que l'Oued Chabro est loin d'être à l'abri d'un éventuel risque de dégradation des sols.

Par ailleurs, les formes et les processus d'érosion sont diverses et assez complexes et dépendent des caractéristiques physico-géographiques et climatiques du milieu. Ceci dit qu'une bonne connaissance du terrain d'étude et de son climat est nécessaire pour appuyer et expliquer les formes d'érosion qui y existent.

Cette recherche bibliographique a attirée notre attention sur la difficulté qu'on peut rencontrer concernant le choix des méthodes de quantification et de modélisation de l'érosion. En effet, la plupart des techniques de calcul, exigent des séries de données continues et qui s'étendent sur des périodes assez longues. Or les bassins de l'est Algérien sont peu jaugés, notamment en transport solide.

Malgré cet état de fait, nous essayerons au cours des chapitres suivants de mettre en pratique nos connaissances dans le domaine et celles acquises durant cette recherche bibliographiques pour répondre à la problématique initiale de ce travail.



**CHAPITRE II**

**CONTEXTE PHYSIQUE ET GÉOGRAPHIQUE  
DE LA ZONE D'ÉTUDE**

### INTRODUCTION

La réponse hydrologique d'un bassin dépend de la combinaison de ses caractéristiques physiographiques et climatiques ce qui rend l'interprétation de cette dernière une tâche difficile [11] [13]. De ce fait, l'étude du milieu physique reste une étape primordiale et nécessaire pour identifier les facteurs qui influencent l'érosion et son ampleur dans un hydrosystème.

Selon la disponibilité de la documentation et des données à notre disposition, en rapport avec le sous-bassin de Oued Chabro, nous avons essayé dans ce chapitre, d'apporter une brève description des caractéristiques physiques du bassin étudié en liaison directe avec l'érosion à savoir : La topographie, la morphométrie, l'occupation du sol et la pédologie.

### II.1 APERÇU GEOGRAPHIQUE

Situé au nord-est Algérien, aux frontières Algéro-Tunisiennes, Oued Chabro est l'un des plus importants affluents de l'Oued Méllague (Figure12). L'Oued Chabro se jette à l'amont du Mellegue précisément au sud de la commune d'El Aouinet et contrôle une superficie de 1026 km<sup>2</sup>. Le sous-bassin de l'Oued Chabro englobe en son périmètre la ville de Tebessa et partage ses limites Ouest avec celles du sous-bassin de l'Oued Meskiana (Figure12). La confluence de ce dernier avec celle de l'Oued Chabro donne naissance à l'Oued Mellegue qui coule du sud vers le nord jusqu'en Tunisie. La totalité des flux hydro-sédimentaires de l'Oued Chabro sont contrôlés par la station d'El Morsot exploitée par les services de l'ANRH (Figure 12).

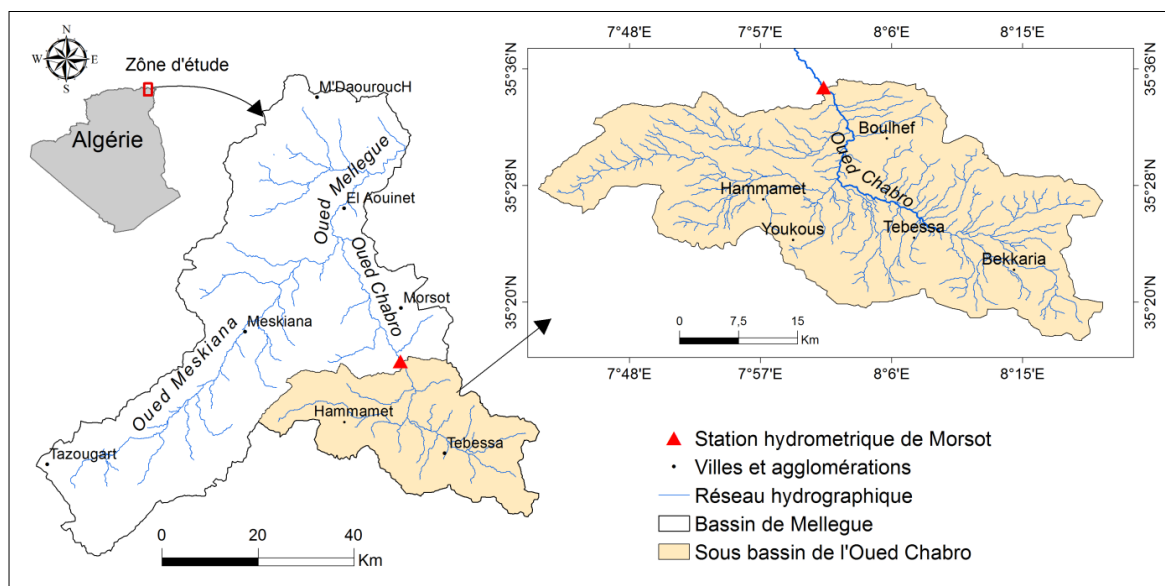


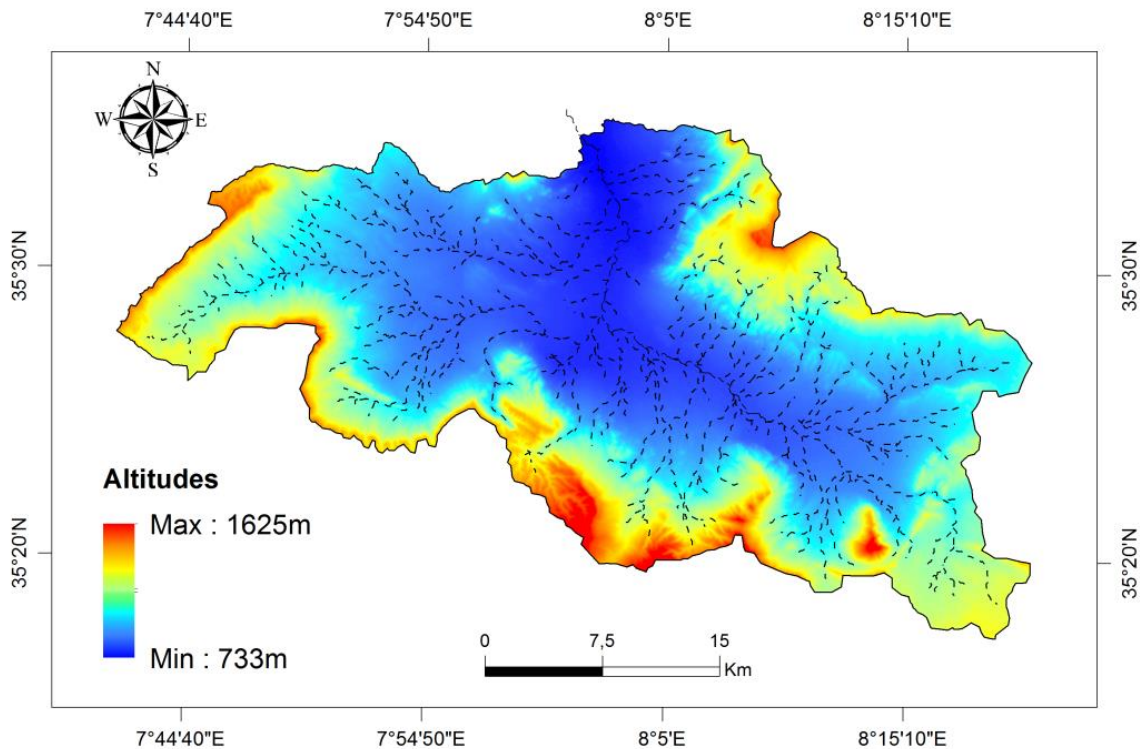
Figure.12 : Situation géographique de la zone d'étude.

### II.2.CARACTERISTIQUES TOPOGRAPHIQUES DE LA ZONE D'ETUDE :

L'intégration des données de la télédétection notamment le Modèle Numérique du Terrain (MNT) de type SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) et l'utilisation d'un système d'Information Géographique (SIG) tel que l'ArcGis, ont permis d'analyser la topographie ainsi que relief du bassin étudié et d'en calculer plusieurs paramètres topographiques et morphométriques intéressants.

#### II.2.1. Altimétrie

Le MNT utilisé, montre que le gradient altimétrique au niveau de la zone d'étude croît progressivement du nord vers le sud avec des valeurs d'altitudes variant entre 733 et 1625m mais l'altitude moyenne est estimée à 986m (Figure 13). D'une manière générale, ces valeurs reflètent une topographie assez prononcée, typique aux régions des hauts plateaux de l'Est Algérien et en particulier celle de la région de Tebessa.

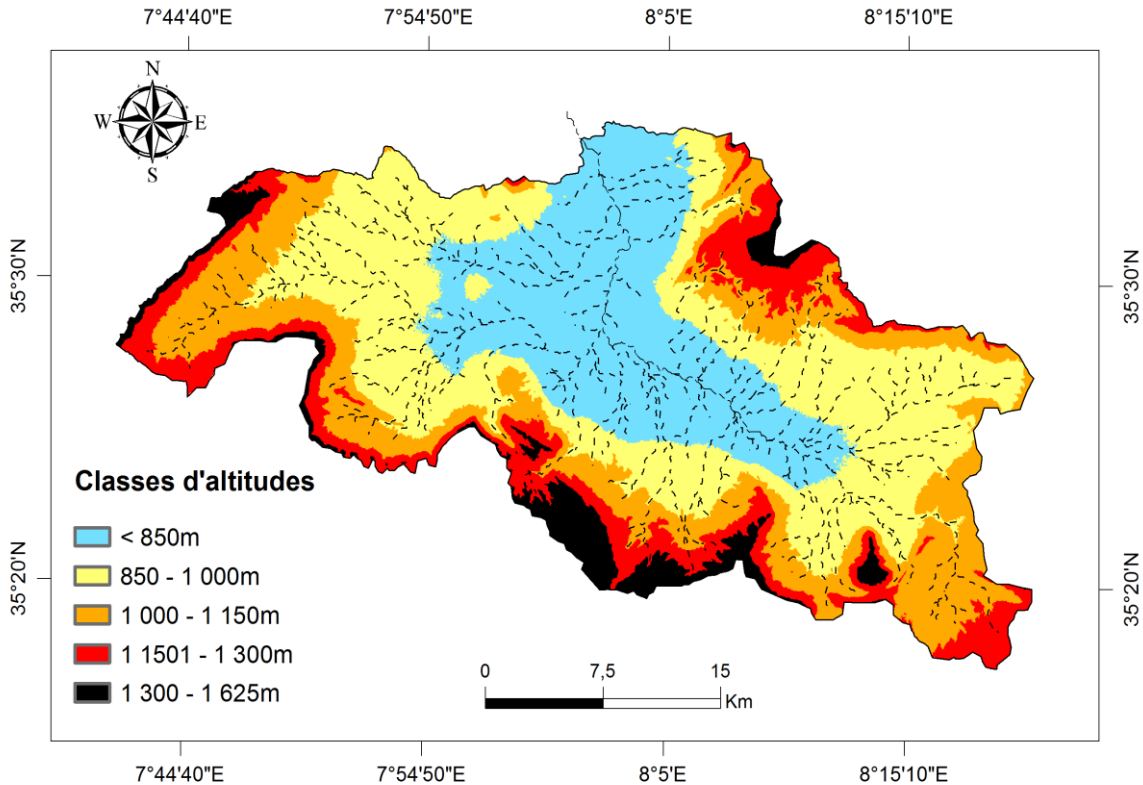


**Figure.13 :** Carte de l'MNT aux limites de la zone d'étude (SRTM -30x30m).

Pour avoir une meilleure interprétation de l'altimétrie au niveau du sous-bassin de l'Oued Chabro, nous avons réalisé une classification des valeurs d'altitudes avec un pas moyen de 150m.

## Chapitre II : Contexte physique et géographique de la zone d'étude

Les superficies de chaque classe ont été par la suite déduites à partir du SIG ce qui a permis une meilleure interprétation de la répartition spatiale des altitudes et leurs étendues sur le domaine de l'Oued Chabro (Figure 14).



**Figure.14** : Classes d'altitudes au niveau du sous-bassin de l'Oued Chabro.

La carte ci-dessous montre que les deux premières classes d'altitudes (< 850m et entre 850 et 1000m) occupent la moitié de la superficie du bassin avec respectivement 25 et 34%. Ces tranches d'altitudes sont situées dans la partie centrale du bassin. Les tranches d'altitudes les moins répandues sont celles de la classes extrêmes entre 1300-1625m avec proportion de seulement 5,5 %. Cette classe représente les points culminants du bassin, localisés au niveau des parties périphériques du bassin et en particulier au sud de ce dernier (Figure 14).

### II.2.2. Hypsométrie

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, elle peut donc donner une première approche sur la situation générale du relief soumis aux différentes formes d'érosion (hydrique, éolienne....etc).

Les pourcentages cumulés des surfaces comprises entre deux courbes de niveau successives sont portés sur l'axe des abscisses, tandis qu'en ordonnées sont représentés les altitudes moyennes des classes d'altitudes correspondantes exprimées en mètre.

## Chapitre II : Contexte physique et géographique de la zone d'étude

Afin d'avoir une courbe hypsométrique plus au moins explicite, nous avons augmenté le nombre de classes d'altitudes à 9 pour densifier l'ensemble de points entre lesquels la ligne de la courbe sera tracée.

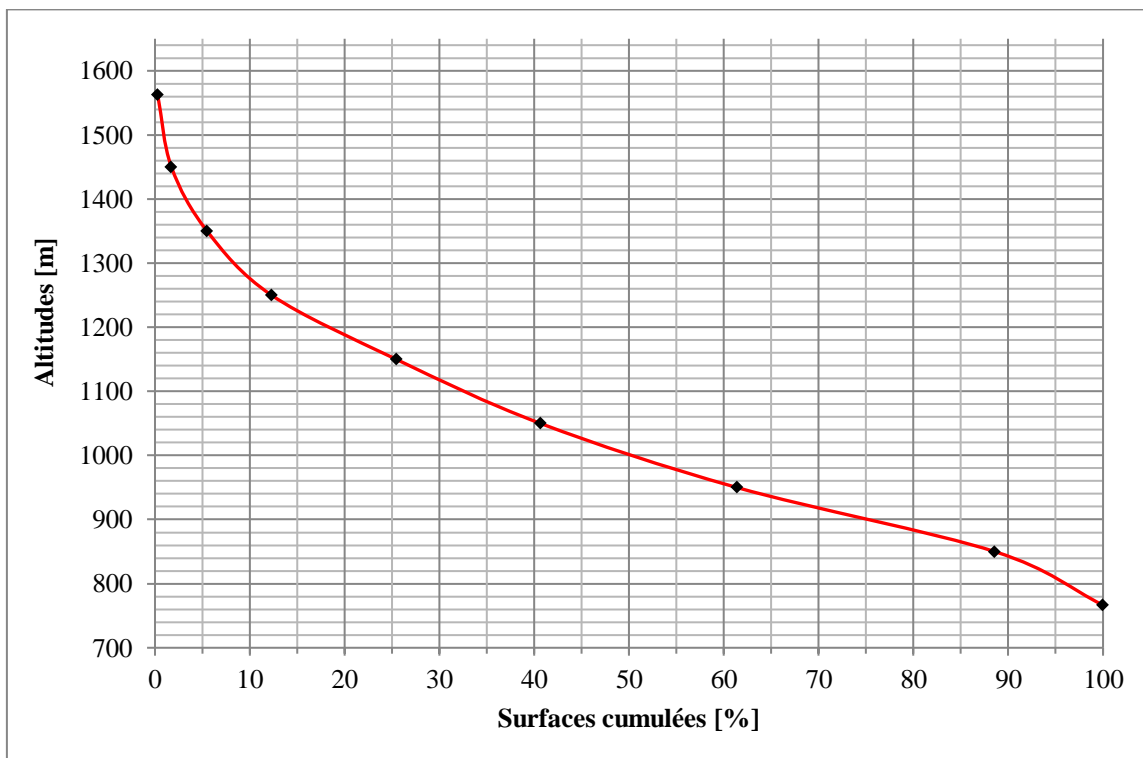
Les données nécessaires au tracé de la courbe sont représentées dans le tableau 2.

**Tableau .2 :** Données de calcul de la courbe hypsométrique.

Classes d'altitudes	Z (m)	Si (Km <sup>2</sup> )	Pi(%)	S (Km <sup>2</sup> )	P(%)
1500-1625m	1562,5	2,97	0,29	2,97	0,29
1400-1500m	1450	14,86	1,45	17,83	1,73
1300-1400m	1350	38,64	3,76	56,47	5,50
1200-1300m	1250	69,75	6,80	126,23	12,29
1100-1200m	1150	134,89	13,15	261,12	25,44
1000-1100m	1050	156,02	15,21	417,14	40,65
900-1000m	950	212,61	20,72	629,74	61,37
800-900m	850	279,13	27,21	908,88	88,58
733-800m	766,5	117,12	11,42	<b>1026,00</b>	<b>100,00</b>

**Z** : Altitude moyenne de chaque classe en mètres ; **Si** : Surface partielle occupée par chaque classe d'altitude en kilomètres carrée ; **Pi** : Pourcentage des surfaces par rapport à la superficie totale du bassin ; **S** et **P** sont respectivement les surfaces et les pourcentages cumulés des classes d'altitudes.

La courbe hypsométrique relative au sous-bassin de l'Oued Chabro est donnée par la figure ci-dessous :



**Figure.15 :** Courbe hypsométrique du sous bassin de l'Oued Chabro.

## Chapitre II : Contexte physique et géographique de la zone d'étude

---

La courbe hypsométrique montre dans l'ensemble une forme plutôt convexe. En effet, cette dernière s'allonge progressivement à partir des régions ayant des altitudes inférieures à 1100m. Ce sont donc les régions de replats qui se présentent sous forme d'un ensemble de plaines ou de plateaux surélevés et qui s'imposent sur le paysage du sous-bassin de l'Oued Chabro sur environ 65 % de la superficie totale.

Afin d'estimer la masse du relief qui n'est pas encore consommée par l'érosion, nous avons calculé l'intégrale hypsométrique (HI) à partir de la formule de Pike and Wilson (1971) [50] :

$$HI = \frac{(H_{moy} - H_{min})}{(H_{max} - H_{min})} (\%)$$

$H_{moy}$ ,  $H_{max}$ ,  $H_{min}$  sont respectivement l'altitude moyenne, l'altitude maximale et l'altitude minimale du bassin exprimées en mètres.

Pour le cas du sous-bassin de l'Oued Chabro, la valeur d'intégrale hypsométrique est estimée à 28% donc inférieure à 35% ce qui indique que ce dernier est dans un stade de fin-maturité dominé essentiellement par des collines et de relief résiduel [12] [14]. C'est donc la phase Monadnock définie par Strahler (1952) [51] .

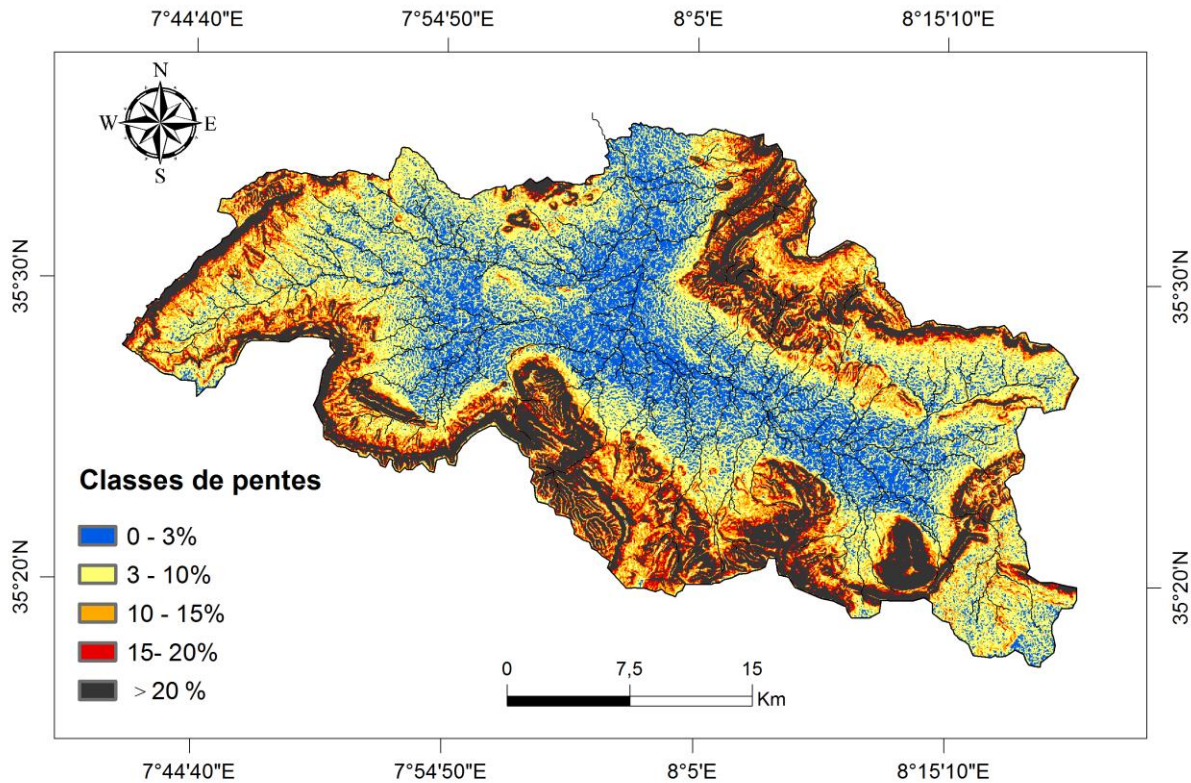
### II.2.3. Répartition spatiale des pentes

Les déclivités constituent un facteur fondamental du potentiel morphogénique des bassins versants [11] [13]. C'est notamment la valeur de la pente qui va conditionner d'une manière importante les modalités et l'ampleur de la dynamique érosive [11].

En dérivant les altitudes du MNT précédemment utilisé (Figure 13) en fonction des distances planimétriques, il a été possible d'établir une carte des pentes aux limites du sous-bassin de l'Oued Chabro (Figure 16). Les pentes calculées à l'aide du SIG ont été exprimés en pourcentages (Figure 16) ce qui a donné des valeurs de pentes variant entre 0 et 143%, toutefois la pente moyenne est estimée à 11%.

Afin de faciliter l'interprétation des résultats et d'avoir une bonne représentation de la répartition des déclivités au niveau du bassin étudié, il a été judicieux de regrouper la plage des valeurs en 5 classes : < 3% ; 3-10% ; 10-15% ; 15-20% et > 20% (Figure 16).





**Figure.16 :** Carte des pentes du sous-bassin de l'Oued Chabro.

Le calcul des superficies correspondantes à chaque classe de pente, indique que plus que la moitié (63%) de la superficie du bassin est dominée par des pentes allant de 0 à 10 %. Cette classe de déclivités englobe des régions de replats qui s'observent au centre du bassin ainsi que des versants à pente modérés installés sur des altitudes entre 700 et 1000m.

Malgré la prédominance nette des pentes faibles à moyennes (entre 0 et 10 %), on note que la classe à fortes déclivités (> 20%) s'impose quand même sur une proportion non négligeable de 17%. Il s'agit des chaînons montagneux très abrupts et aussi très élevés (> 1200m), qui jouent le rôle d'une ligne des partages des eaux de ruissellement le long des régions périphériques.

Le reste de la superficie du bassin est marquée par des pentes allant de 10 à 20% représentant des vallées escarpées et très étroites qui s'installent à plus de 1000m d'altitude (Figure 16).

### II.3. CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES

L'évaluation de quelques paramètres morphométriques peut contribuer d'une manière efficace à la compréhension de l'influence des différents facteurs physico-géographiques sur les quantités des apports solides qui peuvent être estimés à l'aval des cours d'eau.

## Chapitre II : Contexte physique et géographique de la zone d'étude

L'apport de la morphométrie dans les études hydrologiques est considérable et à constitué les premières formes de réflexion menées sur le « transfert d'échelle » en géomorphologie [12] [52].

### II.3.1. Indice de compacité de Gravelius ( $K_c$ )

Cet indice morphologique permet d'identifier la forme générale du bassin, ce qui donne une idée globale sur l'influence de la forme de ce dernier sur la concentration et l'accroissement des flux hydrologiques. L'indice de Gravelius ( $K_c$ ) compare donc le périmètre du bassin par rapport à une surface de référence circulaire :

$$K_c = 0,28 \times \frac{P}{\sqrt{S}}$$

Avec :

**P** : Périmètre du bassin versant (km),

**S** : superficie du bassin versant (km<sup>2</sup>).

Il est donc évident que pour des valeurs d'indice proches de 1, la forme est supposée quasiment circulaire, cependant pour des valeurs d'indice supérieures à 1, comme ce qui est le cas pour le sous-bassin de l'Oued Chabro ( $K_c = 1,75$ ), la forme du bassin est supposée allongée ce qui réduit plus au moins les débits de pointes à son l'exutoire [14].

### II.3.2. Longueur du rectangle équivalent ( $L$ )

Comme pour l'indice de compacité de Gravelius, la notion du rectangle équivalent permet elle aussi de différencier les bassins par rapport aux distances planimétriques qui influencent les écoulements. Cet indice peut être estimé par la formule de **Roche (1963) [53]** qui fait l'équivalence de la forme du bassin à celle d'un rectangle ayant le même périmètre.

$$L = \frac{K_c \sqrt{S}}{1,12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \text{ (Km)}$$

Avec :

**S** : Superficie du bassin versant (km<sup>2</sup>),

**K<sub>c</sub>** : Indice de compacité de Gravelius.

La longueur du rectangle équivalent du sous-bassin étudié est estimée à 88,4 Km.

## Chapitre II : Contexte physique et géographique de la zone d'étude

### II.3.3. Indice global de pente

Cet indice permet de caractériser d'une manière générale le relief du bassin en rapportant la dénivelée altimétrique entre  $H_{5\%}$  et  $H_{95\%}$  sur la longueur du rectangle équivalent :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (\text{m/Km})$$

Avec :

**D** : Dénivelée entre  $H_{5\%}$  et  $H_{95\%}$ , exprimée en (m),

**L** : Longueur du rectangle équivalent (Km).

Depuis la courbe hypsométrique on obtient une dénivelée  $D = 412,93$  m, ce qui donne un indice globale de pente  $I_g = 4,67$  m/km.

### II.3.4. Dénivelée spécifique ( $D_s$ ):

La dénivelée spécifique est un paramètre permettant de classer directement le relief du bassin selon des données empiriques (Tableau 2). Ce paramètre n'est autre que le produit de l'indice de pente global ( $I_g$ ) et la racine carrée de la superficie du bassin ( $S$ ) :

$$D_s = I_g \times \sqrt{S}$$

**Tableau.3** : Classification du relief selon la valeur les données de la FAO, 1996.

$D_s < 50$ m	Relief faible
$50 \text{ m} < D_s < 100$ m	Relief modéré
$100 \text{ m} < D_s$	Relief fort

La dénivelée spécifique du sous bassin de l'oued Chabro est estimée à 150 m, ce qui implique donc un relief fort selon les données du tableau 3.

### II.3.5. Densité de drainage

La densité de drainage d'un bassin présente un grand intérêt pour l'analyse de l'interaction entre le sol et le climat [12] [54]. En général, les surfaces à substrat résistant ou celles caractérisées par des capacités d'infiltration élevées possèdent des cours d'eau espacés et courts, et donc des densités de drainage faibles [12].

Par ailleurs, quand la résistance ou la perméabilité de la surface décroît, le ruissellement devient plus important donnant des cours d'eau plus serrés et plus longs, et la densité de

## Chapitre II : Contexte physique et géographique de la zone d'étude

drainage tend à devenir plus élevée [12]. A cela, s'ajoute l'abondance de la pluviométrie, responsable de la pérennité ou l'intermittence des cours d'eau.

La densité de drainage ( $D_d$ ) est définie par la formule suivante:

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{S} \quad (\text{Km}^{-1})$$

Avec :  $\sum L_i$ : La somme des longueurs des cours d'eau (Km),  $S$  : Superficie du bassin (Km<sup>2</sup>).

Pour une longueur totale d'Oueds estimée à 730 km et une superficie de 1026 Km<sup>2</sup>, la densité de drainage pour le sous-bassin de l'Oued Chabro est évaluée à 0,71 km<sup>-1</sup> ce qui représente un drainage relativement faible.

### II.3.6. Coefficient de torrentialité

Le coefficient de torrentialité ( $C_t$ ) est le quotient du nombre de cours d'eau d'ordre 1 par la surface du bassin ce qui explique au mieux l'intensité de l'érosion linéaire. D'une autre manière, ce paramètre exprime l'effet de la fréquence des torrents ( $F_t$ ) par rapport à l'étendue du bassin et à sa densité de drainage:

$$C_t = F_t \times D_d$$

D'où :  $F_t$ : Fréquence des talwegs,  $F_t = N_i/S$  (Km<sup>-2</sup>), avec :  $N_i$  : nombre de talweg d'ordre 1 et  $S$  la surface du bassin (km<sup>2</sup>),  $D_d$  : Densité de drainage en km/km<sup>2</sup>.

En utilisant le SIG et en appliquant la classification de **Strahler (1952)** [51] , on a pu identifier et quantifier le nombre des cours d'eau selon leur numéro ordre (Figure 17).

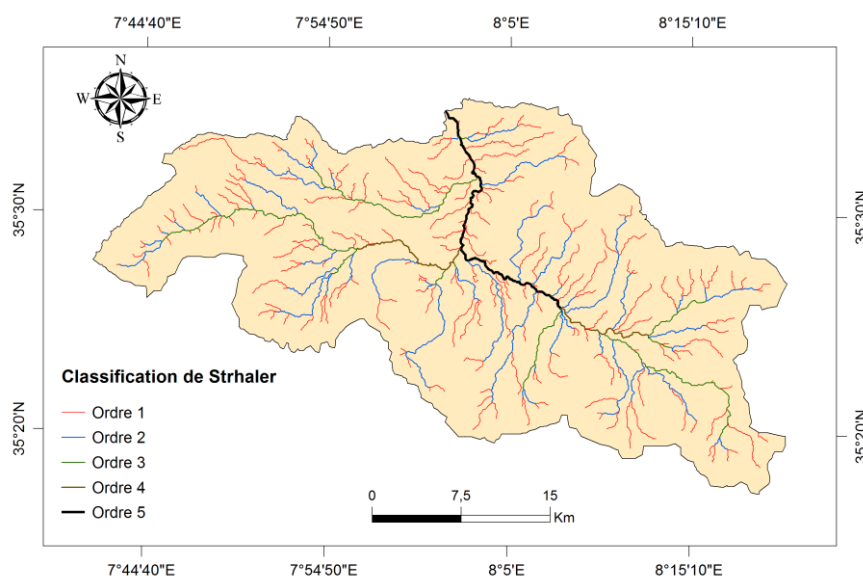


Figure.17 : Classification de Strahler (1952).

## Chapitre II : Contexte physique et géographique de la zone d'étude

Le nombre de cours d'ordre 1 est estimé à 218, ce qui donne une fréquence de  $F_1 = 0,21 \text{ Km}^{-2}$  et donc un coefficient de torrentialité égal à 0,15 Km.

### II.3.7. Temps de concentration ( $T_c$ ) :

Le temps de concentration ( $T_c$ ) reflète le temps de parcours d'une goutte d'eau depuis le point le plus éloigné en amont du bassin vers l'exutoire. Plusieurs formules empiriques ont été développées pour le calcul de ce paramètre en fonction de la topographie et les distances planimétriques du bassin, cependant pour des raisons de simplicité nous avons choisi d'utiliser la formule de Giandotti donnée par l'expression suivante :

$$T_c = \frac{4 \times \sqrt{S} + 1,5 \times L}{0,8 \times \sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \text{ (Heures)}$$

Avec :

**S** : Superficie du bassin versant ( $\text{km}^2$ ),

**L** : Longueur du talweg principal (km),

**$H_{min}$**  : Altitude minimale du bassin (m),

**$H_{moy}$**  : Altitude moyenne du bassin (m).

Selon la formule de Giandotti, le temps de concentration du sous-bassin de l'Oued Chabro est estimé à 16 heures.

Le tableau suivant donne un récapitulatif des paramètres topographiques et morphométriques calculés précédemment :

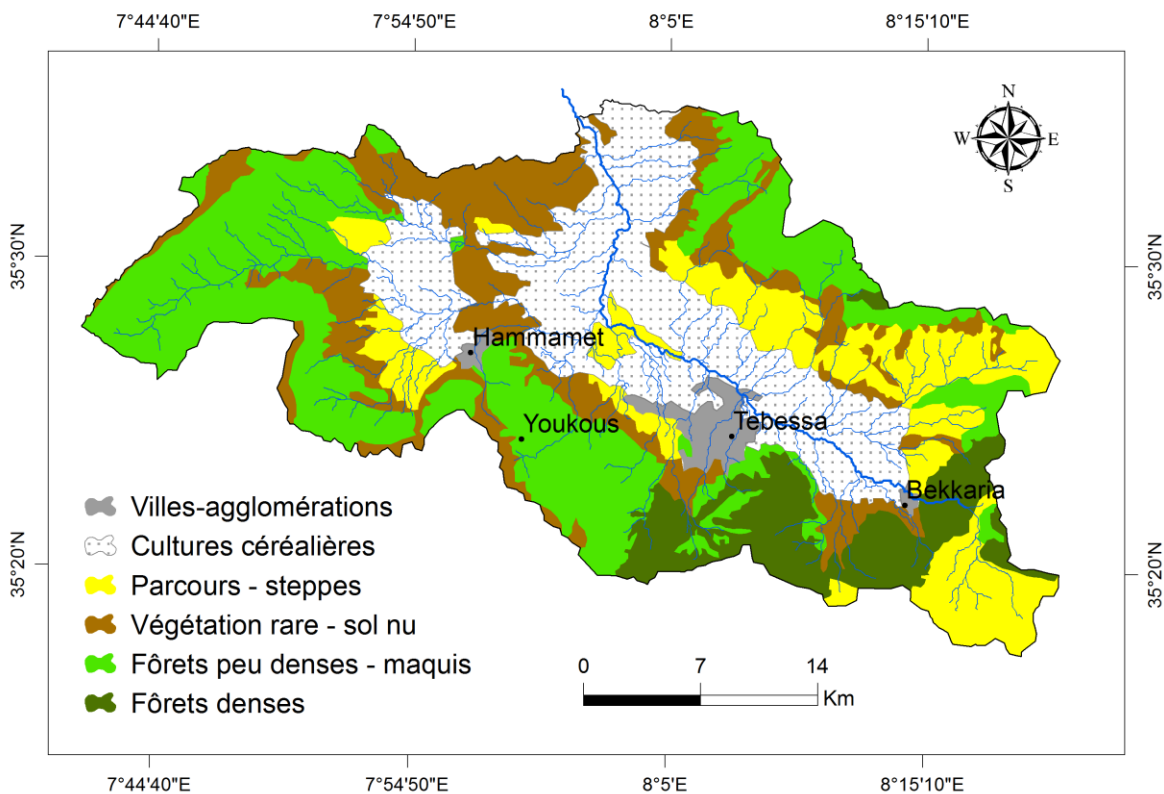
**Tableau.4** : Valeurs des paramètres topographiques et morpho-métriques du sous-bassin de l'Oued Chabro.

Paramètres	Valeurs	Paramètres	Valeurs
S ( $\text{Km}^2$ )	1026	L (Km)	88,4
P (Km)	200	$K_c$	1,75
$H_{min}$ (m)	733	$I_g$ (m/Km)	4,67
$H_{max}$ (m)	1625	$D_s$ (m)	150
$H_{moy}$ (m)	985	$D_d$ ( $\text{Km}^{-1}$ )	0,71
$H_{5\%} - H_{95\%}$	412,93	$F_t$ ( $\text{Km}^{-2}$ )	0,21
HI (%)	28	$C_t$ ( $\text{Km}^{-3}$ )	0,15
$P_{moy}$ (%)	11	$T_c$ (heures)	16

### II.4. COUVERT VEGETAL ET OCCUPATION DU SOL

Le couvert végétal joue un rôle important dans la protection du sol contre le risque d'érosion hydrique. En effet, la couverture végétale diminue l'action érosive du ruissellement agressif. Cependant, en dehors de sa densité, sa typologie, d'autres facteurs peuvent interagir sur l'action protectrice du couvert végétal tel que les conditions topographiques et climatiques.

A partir des données cartographiques recueillies, notamment le rapport de l'étude de la protection bassin versant de l'Oued Mellegue contre l'érosion [55]. et les travaux de **Selmi (2019)** nous avons pu établir une carte d'occupation du sol aux limites du sous-bassin de l'Oued Chabro. La carte d'occupation réalisée, résulte de la digitalisation de plusieurs cartes scannées (Figure 18).



**Figure.18** : Carte d'occupation des sols du sous-bassin de l'Oued Chabro.

*Source : Rapport de l'étude de protection contre l'érosion du bassin de l'Oued Mellgue.*

La carte (Figure 18) fait ressortir 6 différents types d'occupation du sol avec une dominance de forêts à faible densité. Ces dernières occupent environ le tiers de la superficie totale du bassin (31%).

## Chapitre II : Contexte physique et géographique de la zone d'étude

Il s'agit de plusieurs forêts clairsemées, constituées essentiellement de Pin d'Alep, de Chêne Vert et d'un ensemble d'arbustes tel que le Genévrier. Ce type d'occupation se développe sur les régions périphériques est et ouest (Figure 18) du bassin et sur des substrats marneux-argileux et calcaireux-marneux.

En deuxième ordre, ce sont les zones de cultures qui dominent dans le sous-bassin de l'Oued Chabro avec une proportion égale à 24% (Tableau 4). Les espaces cultivés coïncident parfaitement avec les replats et les plaines à faibles pentes (< 3%) qui longent les cours d'eau principaux (Figure 18). Les régions cultivées, reposent sur des sols très fertiles, formés par des dépôts alluvionnaires, cependant, la semi-aridité du climat impose aux agriculteurs une pratique de types céréalières régulières ou occasionnelles et parfois maraîchères.

Aux abords des zones cultivées, on remarque des régions dépourvus de végétation (Sols nus) et/ou à végétation rare constituées essentiellement d'Alfa et d'arbustes. Ces régions s'étendent sur une superficie de 185 Km<sup>2</sup> soit environ 18% de la superficie totale.

Par ailleurs, à proximité des zones de cultures et des sols nus on remarque aussi des parcours steppiques notamment sur les parties orientales et méridionales du bassin (Figure 18).

Le reste du paysage est occupé par un couvert forestier très dense offrant une protection efficace pour les sols. Toute fois, ces forêts s'observent uniquement au sud de la ville Tebessa et de l'agglomération de Bekaria (Figure 18). Ces forêts s'étendent seulement 9 % du domaine de l'Oued Chabro (Tableau 5).

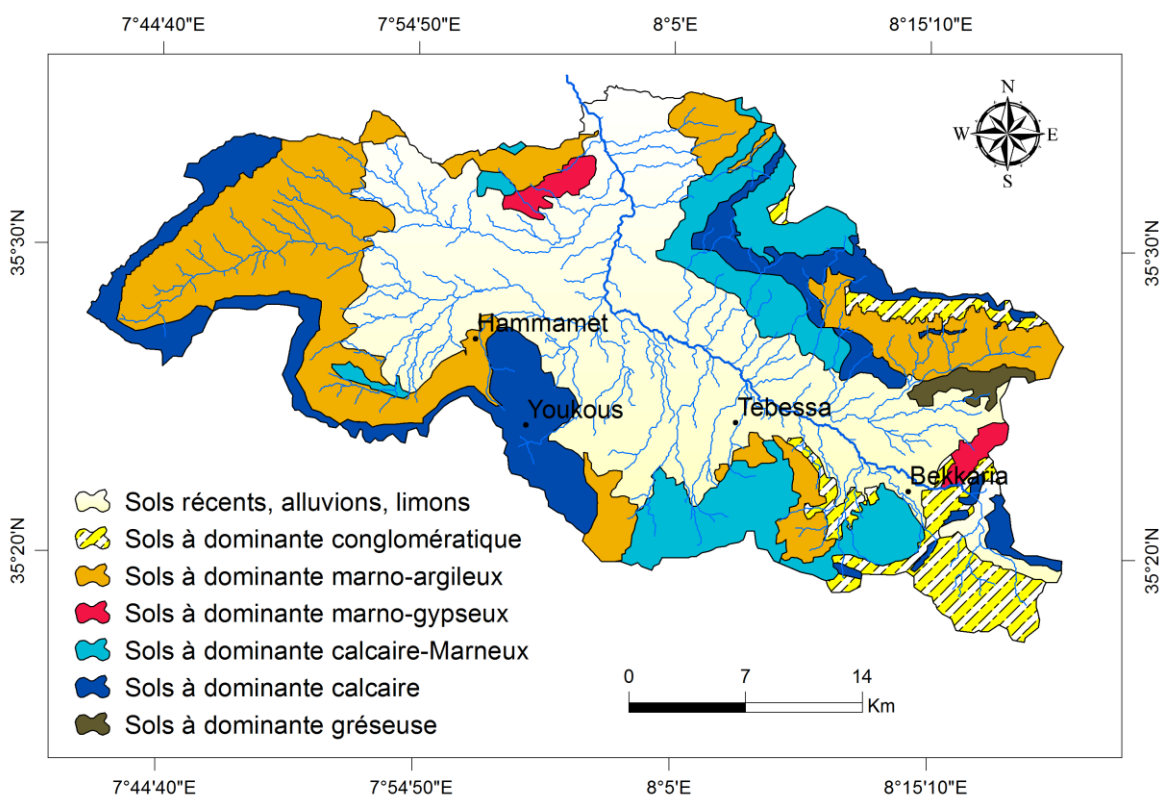
**Tableau.5 :** Proportion de surface des types d'occupation de sol dans le sous bassin de l'Oued Chabro.

Type d'occupation de sol	Surfaces (Km <sup>2</sup> )	Pourcentages (%)
Fôrets peu denses – maquis	318,06	31
Cultures céréalières	246,24	24
Végétation rare - sol nu	184,68	18
Parcours ou steppes	153,90	15
Fôrets denses	92,34	9
Villes-agglomérations	30,78	3
<b>Total</b>	<b>1026</b>	<b>100</b>

### II.5. LES FORMATION PEDOLOGIQUES

En dehors de l'influence du couvert végétal sur le régime des flux liquides et solides, la nature pédologique du sol intervient sur la battance et la l'ablation du substrat [11]. L'analyse des sols et de la typologie des formations pédologiques mérite donc d'être évoquée dans ce chapitre pour appuyer l'estimation des pertes de sols.

A partir des données cartographiques du rapport de (ANBT, 2011), une carte des sols aux limites du sous-bassin de l'Oued Chabro à été reproduite. Sur cette dernière, les sols ont été classifiés d'après leur substratum rocheux (Figure 19).



**Figure.19** : Carte pédologique du sous-bassin de l'Oued Chabro. Source : Rapport de l'étude de protection contre l'érosion du bassin de l'Oued Mellgue.

La carte des sols met en évidence sept différents types de sols avec une dominance flagrante des sols alluvionnaires et limoneux d'âge Quaternaire (Figure 19). En effet, ce type de sols s'étend sur une portion de 41% de la superficie totale du bassin et forment des plaines très fertiles le long des cours d'eau (Figure 19).



## Chapitre II : Contexte physique et géographique de la zone d'étude

Les sols à texture marno-argileuse, occupent presque le quart de la superficie du bassin (24%). Ces terrains sont assez sensibles à l'érosion hydrique et s'observent notamment sur les régions pentues au nord-ouest et à l'est du bassin (Figure 19).

On note aussi une présence non négligeable (19%) des sols à dominante calcaire ou conglomératique (Figure 19). Ces types de sols sont relativement stables et sont localisés au sud et aux extrémités nord-ouest du bassin. Ils coïncident avec les régions montagneuses très abruptes aux sommets culminant à plus de 1000 m d'altitude.

Au nord-est et à l'extrême sud du bassin, on constate des sols moyennement stables à dominante calcaire et marne qui s'imposent sur environ 13 % de la superficie totale du bassin.

Les sols les moins répandues dans le domaine de l'Oued Chabro sont ceux à dominante marno-gypseuse et gréseuse. Ces derniers sont répartis sous forme de fragments au nord-est de Bekkaria et en aval du bassin avec une superficie totale ne dépassent pas les 31 Km<sup>2</sup>.

**Tableau.6:** *Proportion de surface de types de formations pédologiques.*

Types des sols	Surfaces (Km <sup>2</sup> )	Pourcentages (%)
Sols récents, alluvions, limons	420,66	41
Sols à dominante marno-argileux	246,24	24
Sols à dominante calcaire	133,38	13
Sols à dominante calcaire-Marneux	133,38	13
Sols à dominante conglomératique	61,56	6
Sols à dominante marno-gypseux	20,52	2
Sols à dominante gréseuse	10,26	1
<b>Total</b>	<b>1026</b>	<b>100,00</b>

### CONCLUSION

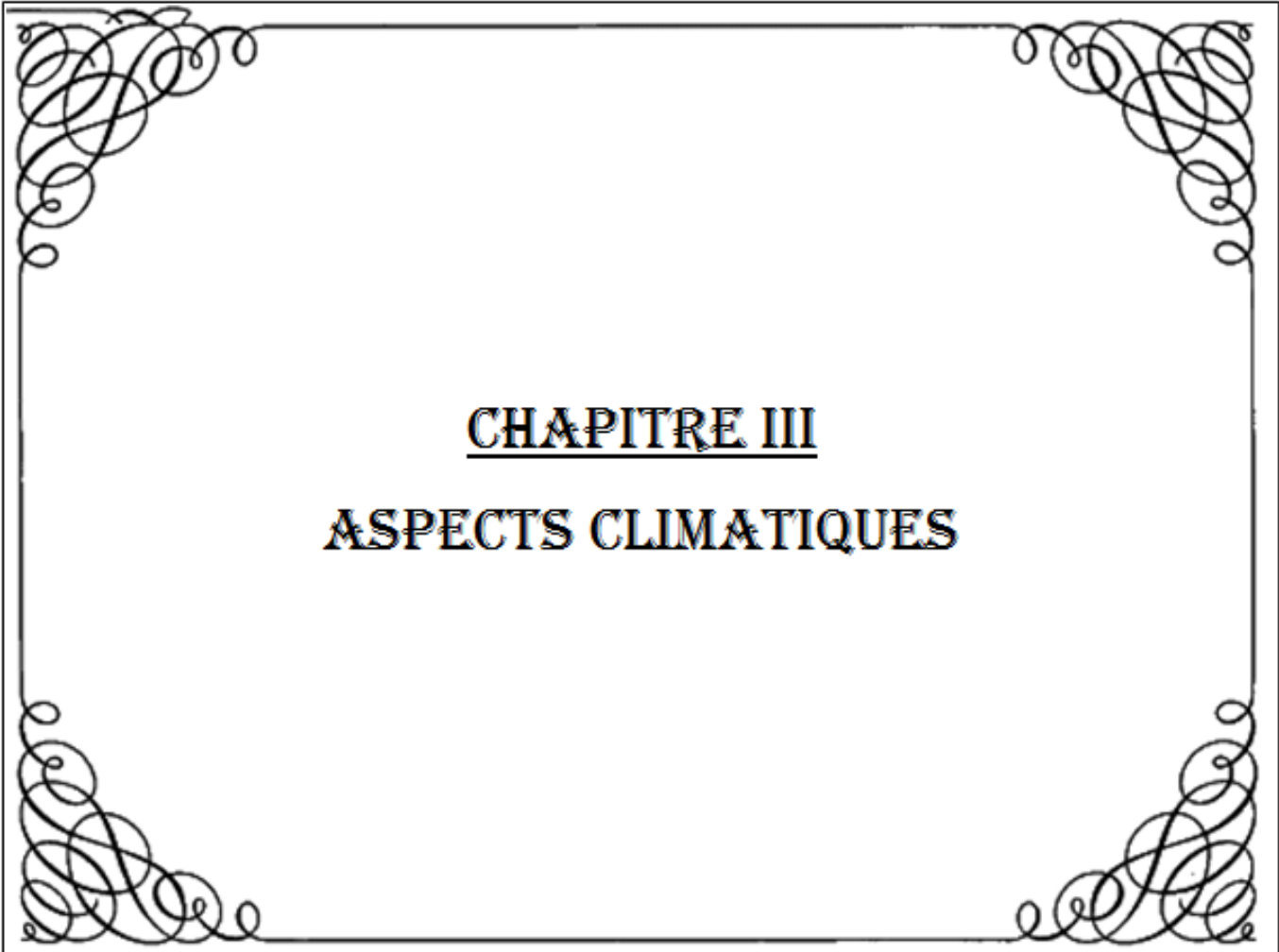
D'après les résultats obtenus en ce chapitre, on peut affirmer que les caractéristiques géographiques, physiques et morphométriques du sous-bassin de l'Oued Chabro sont semblables à celles des régions des hauts plateaux de l'est Algérien. En effet, le sous-bassin de l'Oued Chabro se trouve dans un étage altimétrique élevé correspondant à une altitude moyenne de 985 m. Il se caractérise aussi par un relief assez fort avec une pente moyenne estimée à 11%.

Malgré une topographie accentuée et un réseau hydrographique long de 730 Km, la densité de drainage demeure relativement faible en rapport avec sa forme allongée  $K_c = 1,75$ .

Il en ressort de l'analyse des sols et du couvert végétal qu'environ 65 % des formations pédologiques correspondent à des sols tendres et moyennement tendres constituées essentiellement de dépôts alluvionnaires, de marnes et d'argiles. Ce type de sols est généralement utilisé pour l'agriculture étant sa fertilité et sur certaines régions ils sont recouverts par des forêts peu denses et des parcours steppiques.

Par ailleurs, les forêts denses, comportant un couvert végétal protecteur pour le sol sont les moins répandues dans le bassin et se développent sur seulement 9% de la superficie de ce dernier. Il en est de même pour les sols assez stables à dominante calcaire et gréseuse, ces derniers s'étalent sur une petite portion égale à 14%.

En résumé, ces caractéristiques physiques et topographiques ont tendance à générer des régions très vulnérables à l'érosion au niveau du sous-bassin de l'Oued Chabro. Cependant, pour tirer des conclusions définitives quant à l'état de dégradation des sols dans le bassin étudié, cette étude doit être affinée par une analyse climatique et hydrologique.



**CHAPITRE III**  
**ASPECTS CLIMATIQUES**

### INTRODUCTION

En dehors, des facteurs physico-géographiques, les conditions climatiques jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau et donc sur l'érosion des sols des bassins versants. Ce sont notamment les précipitations qui tombent sur des terrains friables pentus et peu protégés par le couvert végétal qui génèrent des ruissellements violents provoquant ainsi le détachement et l'entraînement des particules solides vers les cours d'eau.

Par ailleurs, les averses torrentielles locales ou celle qui se généralisent dans l'ensemble du bassin sont les événements les plus redoutables. Ces derniers, génèrent des crues violentes en certaines parties sensibles du bassin et en si peu de temps. Les totaux mensuels, saisonniers et annuels des pluies sont généralement majorés par ces événements exceptionnels, l'analyse statistique de ces cumuls est donc intéressant pour déterminer l'abondance pluviale et le caractère pluvieux du terrain d'étude.

Il à noter que l'action des précipitations sur les sols et les cours d'eau est, plus au moins, liée aussi à d'autres facteurs climatiques tels que la température et l'évapotranspiration. Ces dernier peuvent intervenir sur l'assèchement des sols ou bien leur saturation ce qui modifie les processus d'érosion des sols et parfois la réponse hydrologique du bassin.

Nous essayerons donc à travers ce chapitre de définir les principaux traits du climat de l'Oued Chabro, notamment son régime pluvieux. Nous affinerons parallèlement cette partie, par une analyse de quelques facteurs évapo-thermique à la limite des données climatiques que nous disposons.

### III.1.DONNEES PLUVIOTHERMIQUES ET QUALITE DU RESEAU D'OBSERVATION

Le réseau pluviométrique, appartenant à l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, (ANRH) aux limites du bassin-versant de l'Oued Chabro est inégalement réparti. Après vérification et dépouillement des données recueillies auprès des agences ANRH de Constantine et de Tebessa, nous avons retenu les données de 4 postes pluviométriques installés sur différents niveaux altimétriques variant de 840 à 890 m. Cette densité du réseau observation correspond à une couverture d'environ 257 km<sup>2</sup> par poste, ce qui est satisfaisons dans le cadre de cette étude.

Vu la discontinuité des séries d'observation, notamment à pas de temps journalier et leur fiabilité en certaines stations, il a été difficile de faire ressortir une seule période commune

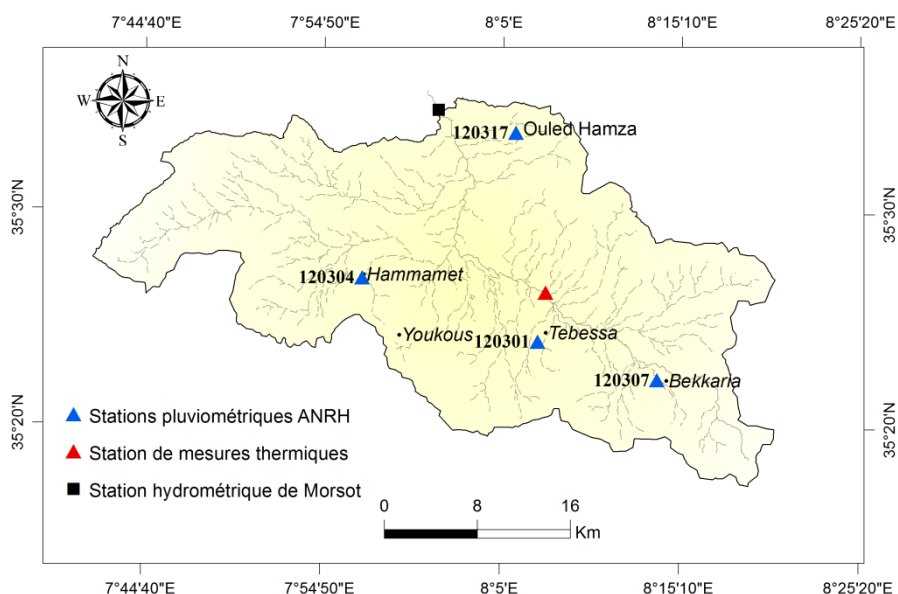
### Chapitre III : Aspects climatiques

pour l'ensemble des postes. Les caractéristiques des stations pluviométriques utilisées dans cette partie d'études sont reportées dans le tableau ci-dessous :

**Tableau .7 :** *Caractéristiques des stations pluviométriques du bassin de l'Oued Chabro.*

Nom des stations	Code ANRH	Longitude (DD)	Latitudes (DD)	Altitudes (m)
Tebessa	120301	8,12	35,40	890
Hammamet	120304	7,95	35,45	875
Bekkaria	120307	8,23	35,37	895
Ouled Hamza	120317	8,096	35,56	840

Après une analyse minutieuse, nous nous sommes limité à une période commune de 12 années qui s'étale entre 1981/82 et 1992/93. Cette période a été choisie en prenant en considération les données hydrométriques en possession ce qui nous permettra, par la suite, d'effectuer une comparaison des précipitations avec les écoulements. La répartition spatiale des stations pluviométriques citées dans le tableau précédent est illustrée dans la figure ci-dessous :



**Figure.20 :** *Répartition des stations pluviométriques et thermique dans le bassin de l'Oued Chabro.*

L'absence totale des mesures de températures au sein du réseau de l'ANRH, nous a contraint d'utiliser les données du modèle climatique (Global Weather Générateur : <https://globalweather.tamu.edu/> ). Ce simulateur de données climatiques a été développé initialement pour les utilisateurs du célèbre modèle SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*), cependant les résultats fournis par ce modèle sont reconnus dans la littérature pour leurs incertitudes assez réduites. La banque de données proposée sur le site est téléchargeable

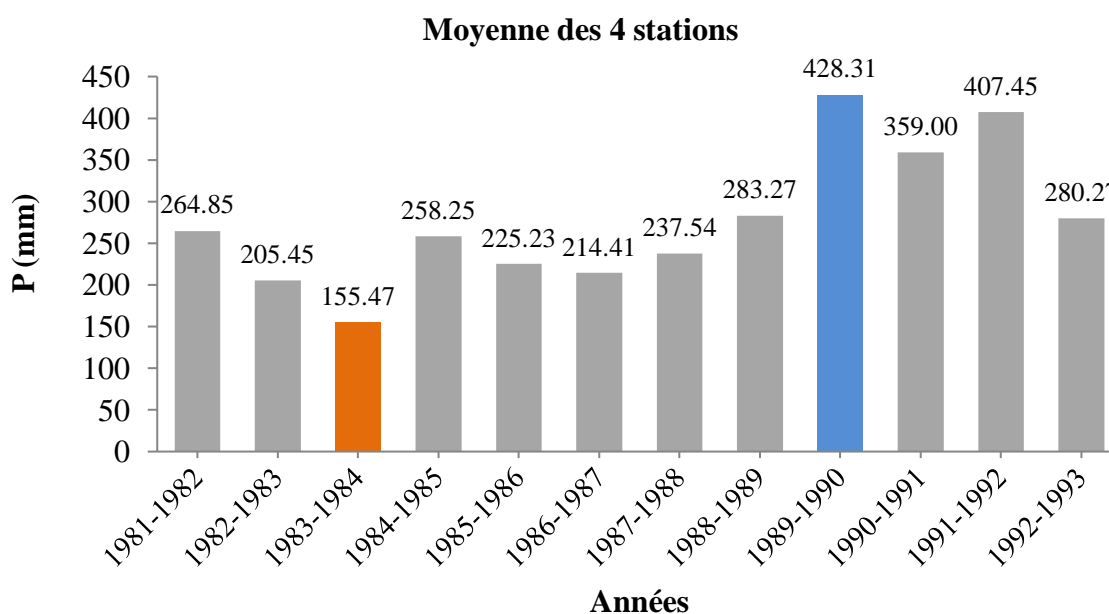
## Chapitre III : Aspects climatiques

librement et se présente sous des formats tabulés, ce qui facilite son utilisation directe dans les analyses statistiques. Rajouterons a cela, la situation géographique de la station simulée pour le bassin de l'Oued Chabro est stratégique (Figure 20). Les données téléchargées depuis cette station, peuvent donc bien refléter le profil thermique du bassin de l'Oued Chabro d'autant plus que ces derniers sont disponibles à l'échelle journalière.

### III.2.LES PRICIPITATIONS ET LEURS VARIATION TEMPORELLE :

#### III.2.1. A l'échelle annuelle

La précipitation moyenne annuelle du bassin-versant de l'Oued Chabro, calculée sur la base des 4 stations durant la période 1981/82 -1992/93est égale à 276,62 mm. D'autre part, l'irrégularité des modules annuels, durant la période des 12 années, semble relativement faible avec un coefficient de variation CV (c'est-à-dire le rapport de l'écart type) égal à seulement 29% (Figure 21).



**Figure .21 :** Variabilité annuelle des précipitations pour le bassin de l'Oued Chabro (période 1981/82-1992/93).

Comme le montre la figure ci-dessous, le module pluviométrique le plus élevé est celui de l'année 1989/1990. Cette année extrême humide a générée une tranche de pluie correspondant à un dépassement d'environ +55% de la pluviométrie moyenne de la période d'observation.

A l'opposé, l'année1983/84 représente une année extrêmement sèche (Figure 21). La précipitation moyenne annuelle de cette année déficitaire, est égale à seulement 155,47 mm ce

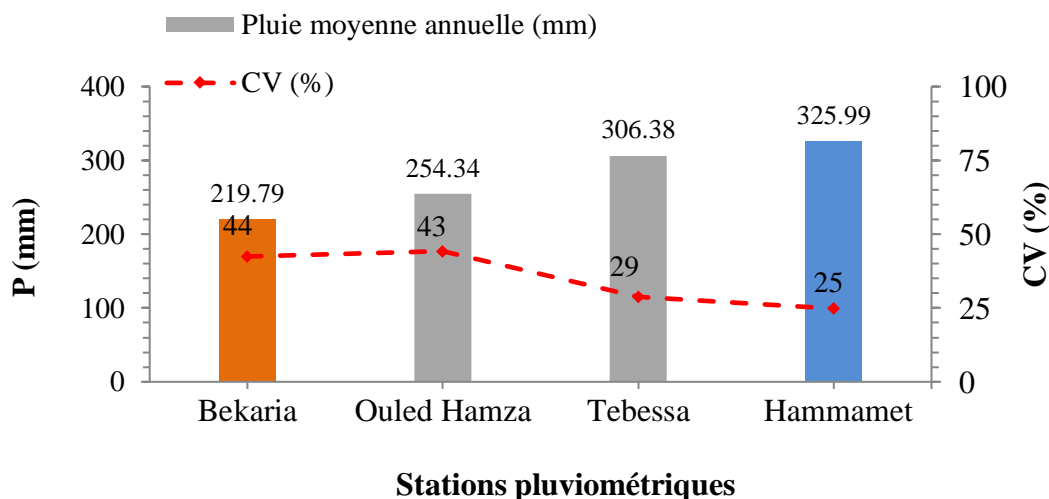
### Chapitre III : Aspects climatiques

qui correspond à - 44% de la précipitation moyenne annuelle de toute la période des 12 années d'observation.

A l'échelle des stations, les modules moyens annuels varient d'une station à autre (Figure 21). On passe de 219,79mm/an à la station de Bekkaria à 326 mm/an au niveau de la station de Hamamat. Les stations d'Ouled Hamza et de Tebessa enregistrent des modules annuels intermédiaires estimés à 254,34 et 306,338 mm/an respectivement.

Cette répartition spatiale des modules annuels au niveau des 4 stations met en évidence un gradient pluviométrique décroissant du nord vers le sud. Cependant le moyenne annuelle de la station d'Ouled Hamza ne correspond pas au module le plus élevé malgré qu'elle se trouve dans la limite septentrionale du bassin (Figure 21).

Il est à noter que l'irrégularité annuelle des précipitations à l'échelle des stations est plus signifiante au niveau des stations qui possèdent les plus faibles modules pluvieux et à l'inverse (Figure 22). En effet, les stations de Bekkaria et d'Ouled Hamza possèdent les plus fortes valeurs du coefficient de variation avec respectivement 44 et 43%. En revanche, les stations de Tebessa et de Hammamet possèdent les plus faibles valeurs du coefficient de variation (29 et 25% respectivement).



**Figure .22 :** Variabilité des précipitations à l'échelle des 4 stations (période 1981/82-1992/93).

Pour affiner l'analyse de la variabilité des cumuls annuels des précipitations à l'échelle du bassin et des stations pluviométriques, nous avons procédé à l'identification des années sèches et humides durant la période d'observation (1981/82-1992/93). Pour ce faire, nous avons

### Chapitre III : Aspects climatiques

calculé le coefficient de pluviosité ( $C_p$ ) qui n'est autre que le quotient des cumuls de chaque année sur le module annuel de toute la période. Les années hydrologiques ayant des valeurs de  $C_p > 1$  correspondront ainsi, à des années humides. En revanche les années sèches auront des valeurs de  $C_p < 1$ . Aussi, nous avons fait ressortir les cumuls extrêmes annuels observés en chaque station pour permettre leur comparaison avec les valeurs moyennes estimées à l'échelle du bassin, et d'analyser leurs concordance Tableau 8.

**Tableau.8:** *Nombre des années sèches et humides et cumuls extrêmes annuels et à l'échelle du bassin et des stations pluviométriques.*

Année	Bekaria		Ouled Hamza		Tebessa		Hammamet		Bassin O. Chabro	
	P(mm)	$C_p$	P(mm)	$C_p$	P(mm)	$C_p$	P(mm)	$C_p$	$P_{moy}$ (mm)	$C_p$
1981-1982	259,5	1,18	207,18	0,81	295,5	0,96	297,22	1,00	264,85	0,96
1982-1983	184,15	0,84	132,62	0,52	<b>192,3*</b>	0,63	312,73	1,05	205,45	0,74
1983-1984	<b>104,6*</b>	0,48	<b>123,6*</b>	0,49	198,1	0,65	<b>195,57*</b>	0,66	<b>155,47*</b>	0,56
1984-1985	202,58	0,92	181,94	0,72	290,4	0,95	358,10	1,20	258,25	0,93
1985-1986	146,1	0,66	169,8	0,67	282,4	0,92	302,60	1,02	225,23	0,81
1986-1987	148,7	0,68	163,13	0,64	281,9	0,92	263,92	0,89	214,41	0,78
1987-1988	181,6	0,83	261,38	1,03	263,8	0,86	243,37	0,82	237,54	0,86
1988-1989	188,7	0,86	335,6	1,32	333,3	1,09	275,47	0,93	283,27	1,02
1989-1990	346,3	1,58	<b>438,58**</b>	1,72	466,8	1,52	461,57	1,55	<b>428,31**</b>	1,55
1990-1991	274,9	1,25	202,69	0,80	<b>479,3**</b>	1,56	<b>479,10**</b>	1,61	359,00	1,30
1991-1992	<b>447,2**</b>	2,03	433,6	1,70	362,2	1,18	386,80	1,30	407,45	1,47
1992-1993	153,18	0,70	402	1,58	230,5	0,75	335,40	1,13	280,27	1,01
	<b>N<sup>br</sup> AH</b>	4	<b>N<sup>br</sup> AH</b>	5	<b>N<sup>br</sup> AH</b>	4	<b>N<sup>br</sup> AH</b>	8	<b>N<sup>br</sup> AH</b>	5
	<b>N<sup>br</sup> AS</b>	8	<b>N<sup>br</sup> AS</b>	7	<b>N<sup>br</sup> AS</b>	8	<b>N<sup>br</sup> AS</b>	4	<b>N<sup>br</sup> AS</b>	7

(\*\*): *Cumul annuel maximal*; (\*): *Cumul annuel minimal*; **N<sup>br</sup> AH**: *Nombre d'années humides ( $C_p \geq 1$ )* ;  
**N<sup>br</sup> AS**: *Nombre d'années sèches ( $C_p < 1$ )*.

Les valeurs du coefficient de pluviosité calculées à l'échelle des 4 stations et du bassin indiquent en général une dominance des périodes sèches durant les 12 années d'observation. En effet on estime un nombre de 7 années sèches contre 5 années humides à l'échelle du bassin (Tableau 8). A l'échelle des stations pluviométriques la tendance est la même dans l'ensemble à l'exception de la station de Hammamet qui indique une prédominance des années humides (8/12). Le reste des stations indiquent un nombre entre 7 et 8 années sèches. Par ailleurs, les périodes extrêmes humides et sèches montrent une forte discordance entre les 4 stations et les valeurs moyennes estimées à l'échelle du bassin.



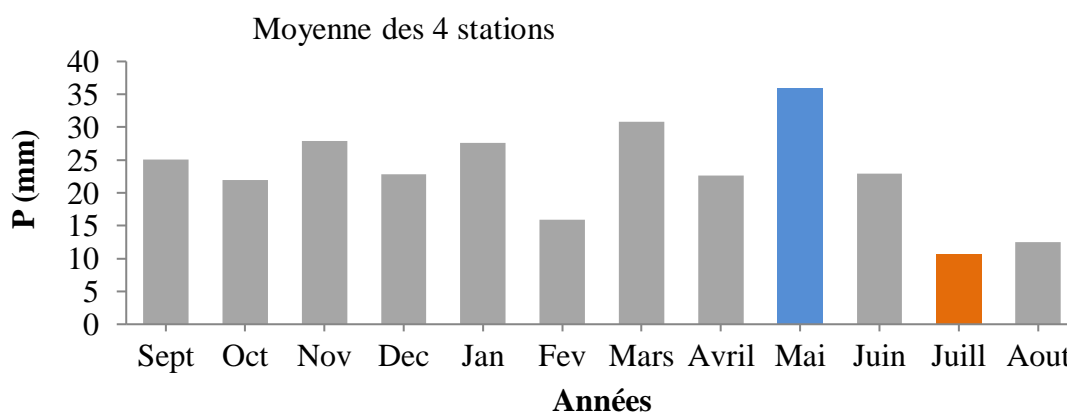
### Chapitre III : Aspects climatiques

Cette disconcordance se remarque notamment pour les années extrêmes humides où le déphasage est bien clair notamment au niveau des stations de Hammamet et Tebessa (Tableau 8). Ces dernières enregistrent simultanément des périodes extrêmes humides retardés d'une année par rapport à ceux observées au niveau de la station d'Ouled Hamza et de l'ensemble du bassin. Toutefois, l'année extrême sèche 1983/84 observée pour l'ensemble du bassin est commune en trois stations : Bekkaria, Ouled Hamza, et Hammma. Exceptionnellement, la période extrêmes sèche au niveau de la station de Tebessa est observée une année avance par rapport au reste des stations (1982/83).

Malgré le déphasage observé entre les périodes extrêmes sèches et humides d'une station a autre, nous soulevons quand mêmes, une similitude d'apparition de ces périodes caractéristiques le long des 12 années d'observations. En effet, l'ensemble des périodes extrêmes humides au niveau des 4 stations s'identifient qu'à partir de l'année 19989/90. En mêmes temps, on remarque que les périodes sèches au niveau des 4 stations sont tous identifiées avant l'année 1983-1984 (Tableau 8).

#### III.2.2. A L'échelle mensuelle et saisonnière

Les précipitations moyennes mensuelles et saisonnières calculées à l'échelle du bassin varient d'une manière très particulière le long de l'année. Comme le montre la Figure 23, on distingue deux périodes différentes : Un semestre très irrégulier (entre Mars et Aout) où les hauteurs mensuelles de pluie enregistrent des écarts implorants et un semestre plus régulier que le précédent caractérisé par une certaine stabilité des hauteurs de pluies (entre Septembre et Février).



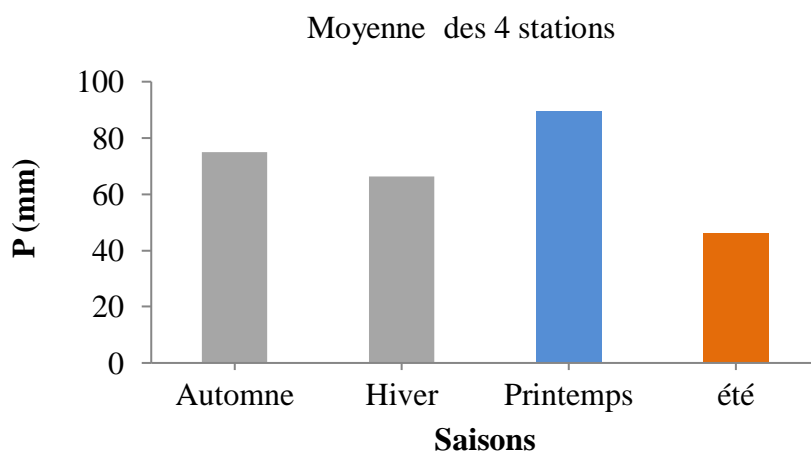
**Figure.23:** Variabilité des précipitations mensuelles pour le bassin de l'Oued Chabro (Période 1981/82-1992/93).

### Chapitre III : Aspects climatiques

Il est clair que le mois de mai est celui le plus humide de l'année (Figure 23). La pluie moyenne de cette période a atteint 36mm, soit 13% de la moyenne annuelle du bassin. A l'opposé, le mois de juillet représente le mois le plus sec de l'année, sa pluviométrie moyenne est assez faible et égale à seulement 11 mm.

Dans l'ensemble, on peut dire que l'abondance pluviométrique mensuelle et saisonnière du bassin vient d'une manière retardée durant l'année et coïncide avec les mois de la saison du printemps. Ce type de régime est comparable à celui des régions semi-arides de l'est Algérien [9] [56] [57]. Il s'agit d'un régime où les pluies mensuelles atteignent leurs maximas deux fois durant l'année. Le premier pic est observé durant le mois de mars (31mm) et le second est plus accentué (36mm), généré par l'abondance des pluies du mois de mai (Figure 23).

Avec une telle distribution temporelle, la période du printemps enregistre la plus forte pluviosité saisonnière (89,40mm). Cette abondance représente 32% de la précipitation moyenne annuelle du bassin (Figure 24). Toutefois, à la fin du printemps, les hauteurs moyennes de pluie chutent brusquement notamment entre les mois de juillet et Aout ce qui rend la saison d'été, la période la plus sèche de l'année avec une pluviosité moyenne de seulement 46 mm (Figure 24).



**Figure.24 :** Variabilité des précipitations saisonnière pour le bassin de l'Oued Chabro (période 1981/82-1992/93).

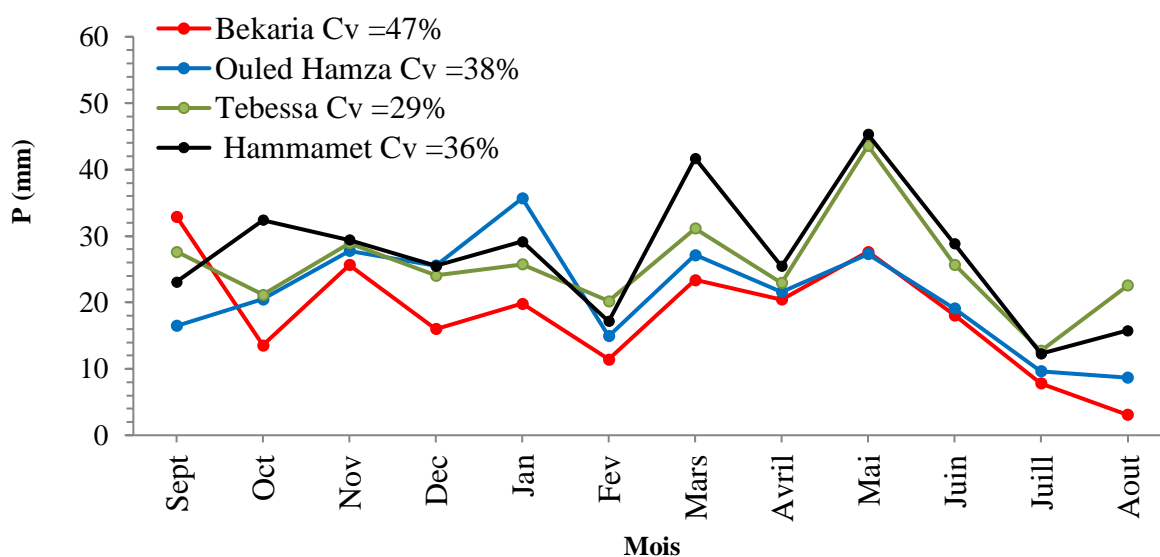
Il convient de noter qu'après une saison d'été déficitaire en pluie, les hauteurs moyennes des pluies reprennent progressivement des valeurs non négligeables (entre 25 et 27 mm) dès le début de l'automne. Cette augmentation vient généralement d'une manière brutale, en rapport avec l'apparition des premières averses orageuses du mois de septembre.

### Chapitre III : Aspects climatiques

Avec la réapparition des pluies en automne, la pluviosité moyenne de cette saison atteint un seuil de 75 mm ce qui est bien au dessus la moyenne des précipitations saisonnière du bassin.

Malgré que la pluviométrie moyenne de l'automne soit plus faible que celle du printemps, elle reste tout de même légèrement plus importante que celle de l'hiver (Figure 24).

L'analyse des valeurs moyennes et inter-mensuelles des précipitations pour les 4 stations, pluviométriques, confirme bien le caractère irrégulier des précipitations à l'échelle spatiale. Les moyennes mensuelles des 4 stations durant la période d'observation, varient entre 18 mm à la station de Bekkaria et 27 mm à Hammamet. En revanche, les stations de Tebessa et d'Ouled Hamza possèdent des pluviosités moyennes égales à 26 et 21 mm respectivement.



**Figure.25 :** Variabilité des précipitations mensuelles à l'échelle des 4 stations (Période 1981/82-1992/93).

Comme le montre la figure ci-dessus, les valeurs inter-mensuelles des pluies varient d'une manière spécifique pour chaque station. Toutefois, ces dernières oscillent entre 3 et 33 mm.

Par ailleurs, les valeurs du coefficient de variation calculés pour chaque station montrent que la variabilité est plus au moins signifiante au niveau des stations de Bekkaria et de d'Ouled Hamza (Cv entre 38 et 47%). Ceci confirme que le régime pluvieux mensuel diffère d'une station à autre en fonction de la situation géographique et de la particularité topographique en chaque région du bassin.

Les cumuls extrêmes à l'échelle mensuelle sont observés durant des périodes différentes de l'année selon les postes pluviométriques. Cependant, nous remarquons quand même une certaine concordance des périodes extrêmes humides et sèches, notamment pour les stations

## **Chapitre III : Aspects climatiques**

---

de Tebessa et Hammet. Ces deux stations enregistrent des pics simultanés au cours des mois mai et de juillet (Figure 25). Au niveau des stations de Bekkaria et d'Ouled Hamza, c'est plutôt le mois d'Aout qui est considéré comme le mois le plus sec de l'année avec des hauteurs de seulement 3 et 9 mm respectivement en chaque station. En revanche, les périodes extrêmes humides de ces deux stations correspondent au mois de septembre concernant la station de Bekkaria (33mm) est à celui de janvier (36mm) pour la station d'Ouled Hamza (Figure 25).

### **III.2.3. Pluies journalières extrêmes et averses génératrices de crues**

L'analyse des séries des précipitations à l'échelle journalières est très intéressante dans les études de quantification du transport solide. Elle permet la compréhension de la variabilité du régime hydrologique à une échelle très précise et de soulever les modalités de la transformation des pluies en débits à l'échelle du bassin.

Les hydrologues supposent, d'une façon arbitraire, que des hauteurs d'eau précipitées, supérieures ou égales à 30 mm pendant 24 heures, correspondent à des pluies torrentielles susceptibles de générer des processus érosifs [11] [56]. Il va de même que si les cumuls journaliers enregistrent des écarts importants au dessus de 30 mm, les conséquences sont plus dramatiques pour les sols et les oueds.

Malheureusement, l'indisponibilité et l'insuffisance des mesures pluviométriques au sein du réseau de l'ANRH sont assez fréquentes à l'échelle journalière. Nous avons été justement confrontés à cette difficulté pour entamer cette partie de travail puisque seule la station de Hammamet dispose de séries journalières qui s'étalent sur une période de 11 années (entre 1981/82 et 1991/92).

L'utilisation d'une seule et unique station pour analyser les averses extrêmes est forcément insuffisant pour généraliser nos déductions sur l'ensemble du bassin étudié. Mais il convient de noter que notre analyse à l'échelle mensuelle entamée précédemment, a démontré une bonne concordance entre le régime pluvieux mensuelle du bassin et celui de la station de Hammamet. Ceci confirme que les séries journalières de cette dernière, peuvent être représentatives du régime pluvieux journalier du bassin vu les circonstances.


L'analyse des averses extrêmes a été établie en faisant ressortir pour chaque mois de l'année, les hauteurs journalières maximales. Ces dernières ont été classifiées et dénombrer selon les seuils dépassant les 30mm en 24h et ceux inférieurs ou atteignent exactement les 30 mm en 24h. Cette méthodologie d'analyse a permis d'étudier la distribution et aussi la récurrence des

### Chapitre III : Aspects climatiques

averses génératrices des crues violentes. Les résultats de cette analyse, sont illustrés dans le tableau 9.

**Tableau.9:** Averses journalières extrêmes à l'échelle mensuelle, saisonnière et annuelle à la station de Hammamet-Période 1981/82-1991/92.

Année \ Mois	Automne			Hiver			Printemps			été		
	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Aout
1981-1982	13	10,7	2,6	2,4	7	17,7	4,8	21	17,3	14,6	1,9	2
1982-1983	1,8	27,5	48	10	12	2,9	8,4	13	11,6	37	6	5,6
1983-1984	2	23,6	21,1	4,6	9	24,7	8,7	9,3	4,8	4,4	6,6	13,3
1984-1985	31	37	23,2	19,6	18,2	6	19	1,7	21	2,4	2,5	1
1985-1986	11,5	15	3,1	10	6,7	7,5	31	0,6	9,5	25,6	23,5	10,1
1986-1987	8,7	10	10,6	4	2,5	14	17	2,9	10	13	5,6	2,2
1987-1988	10,6	14	9,7	9	5,6	3	12	14	11	16,3	1,2	8
1988-1989	7,6	20,2	4,2	14,9	3,5	4,3	4,1	5,8	7,8	21	8	31
1989-1990	15	2,7	10,4	10	68	11,4	19,3	10,9	26	8,2	3	24
1990-1991	21,5	7,2	17	33,6	9,5	6,8	38	8	27	21,6	5,1	1
1991-1992	12	17	19,6	5,6	11,5	20,2	22	9,1	31	10,4	8,2	1
<b>N<sup>br</sup> P<sub>jmax</sub> &gt; 30 mm</b>	3			2			3			2		
<b>N<sup>br</sup> P<sub>jmax</sub> ≤ 30 mm</b>	30			31			30			31		

 Pluie journalière maximale de l'année considérée,

**N<sup>br</sup> P<sub>jmax</sub> > 30 mm** : Nombre total d'événements journaliers extrêmes > 30mm,

**N<sup>br</sup> P<sub>jmax</sub> ≤ 30 mm** : Nombre total d'événements journaliers extrêmes ≤ 30 mm

Les valeurs du tableau 9 confirment que les saisons d'automne et de printemps sont les périodes les plus humides de l'année. La plupart des pluies journalières maximales enregistrées à l'échelle de chaque année, se sont manifestées entre le mois d'octobre et de novembre pour la saison d'automne et entre le mois de mars et d'avril pour la saison du printemps (Tableau 9). De plus, ces deux saisons, possèdent le plus grand nombre d'événements journalier dépassant les 30 mm en 24heures.

Malgré l'abondance pluviale de l'automne et du printemps à l'échelle journalière, nous remarquons que la hauteur de pluie journalière la plus importante de la période a été enregistrée en période d'Hiver notamment durant le mois de janvier. Mais cet événement torrentiel coïncide parfaitement avec l'année la plus humide 1989/90 du bassin, et correspond à une lame de 68 mm enregistré le 22 janvier 1990 (Tableau 9).

## Chapitre III : Aspects climatiques

Bien que la période estivale possède les cumuls pluvieux annuels et mensuels les plus faibles, on remarque quand même des averses plus au moins importantes qui se manifestent d'une manière récurrente durant les mois de juin et d'août. Ces averses génèrent le plus souvent des hauteurs inférieures ou égales à 30 mm mais peuvent exceptionnellement dépasser ce seuil comme ce qui est le cas des événements survenues le 20 juin 1982 (37 mm) et le 31 août 1989 (31 mm).

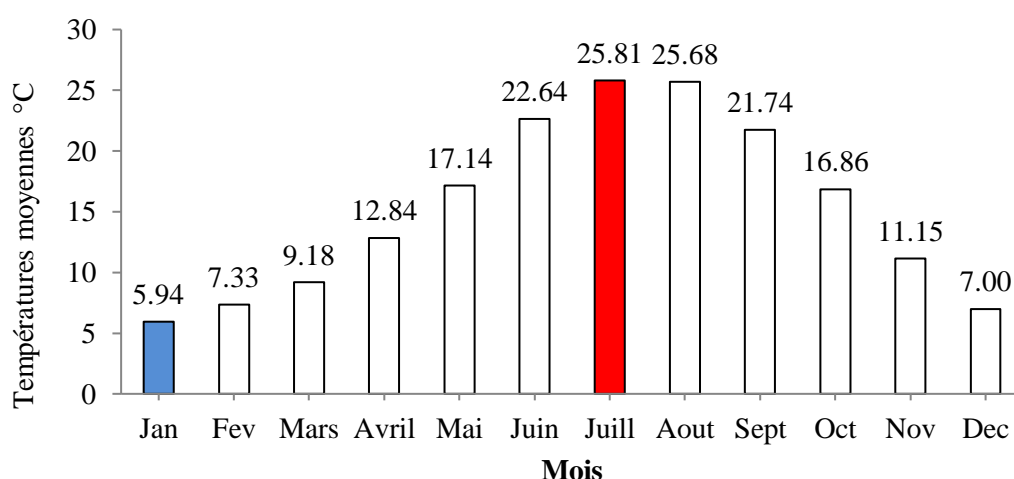
### III.3. FACTEURS EVAPO-THERMIQUES

#### III.3.1. Variabilité temporelle des températures

Les températures moyennes annuelles calculées pour la période 1981/82-1992/93 varient faiblement entre 14,20 et 16,62 °C mais la température moyenne annuelle estimée pour le bassin est égale à 15,28 °C.

Par ailleurs, à l'échelle mensuelle, nous constatons une variabilité significative des températures marquée par écart important d'environ 20 °C entre le mois le plus chaud (Juillet) et celui le plus frais (Janvier).

Comme la montre la figure ci-dessous, les températures moyennes mensuelles croissent progressivement à partir du mois de janvier. Elles évoluent d'une manière continue pour atteindre un pic de 25,81°C durant le mois de Juillet (25,81°C). Après ce pic, les températures rechutent graduellement pour atteindre des minimas dès la fin de décembre (Figure 26).



**Figure.26 :** Variabilité mensuelles des températures pour le bassin de l'Oued Chabro - Période 1981/82-1992/93.

## Chapitre III : Aspects climatiques

A l'échelle saisonnière, il est évident que l'Hiver est la saison la plus froide de l'année, la température moyenne de cette période est estimée à 7°C. Par contre, la saison du printemps enregistre une température moyenne correspondant à presque du double de celles de l'hiver (13°C). Malgré cette augmentation la saison du printemps reste plus fraîche que celle de l'automne qui marque une moyenne de 16,85 °C. Contrairement à l'Hiver, la saison estivale s'identifie comme la période la plus chaude de l'année avec une moyenne de 24,71 °C. Cette moyenne est majorée par les fortes chaleurs du mois de juillet et d'Aout.

### III.3.2. Régime pluvio-thermique du bassin de l'Oued Chabro

Afin d'affiner notre synthèse climatique et de mieux caractériser le climat de l'Oued Chabro, nous avons confronté les précipitations moyennes mensuelles du bassin aux températures moyennes de la station thermométrique simulée et ce dans un diagramme ombro-thermique (Figure 27).

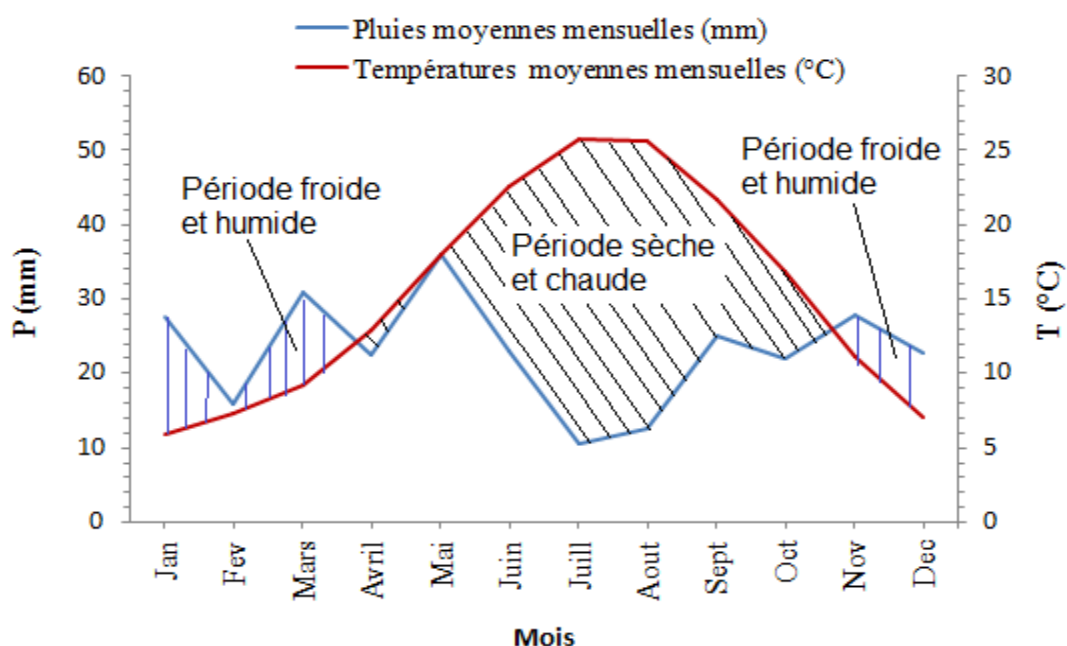


Figure.27 : Diagramme ombro-thermique -Période 1981/82-1992/93.

Le diagramme ombro-thermique réalisé, met en évidence deux périodes distinctes :

\*Une période sèche et chaude : qui débute à partir de la fin du mois de mars et qui se termine en mi-octobre. Le début de cette période est marqué par une reprise exceptionnelle des averses durant le mois de mai, suivi d'une augmentation progressive des températures. Cependant, au fur à mesure qu'on s'approche du mois de Juillet, les précipitations se font de plus en plus rare et le régime pluvieux reste en dessous de la moyenne annuelle. Sous l'effet de

## Chapitre III : Aspects climatiques

la chaleur et de l'évapotranspiration, les sols se retrouvent asséchés durant cette période, ce qui facilite le mécanisme de détachement de la matière solide en cas d'apparition d'averses brusques à la fin de cette période.

*\*Une période humide et froide:* C'est la période qui débute après la fin du mois d'octobre, et qui se caractérise par une chute brusque des températures et par la manifestation de plusieurs épisodes pluvieux qui provoquent la saturation progressive des sols. Ceci joue un rôle crucial dans l'accroissement des ruissellements superficiels et donc l'intensification de l'érosion hydrique sur les sols érodables. Au cours de cette période, les températures restent en dessous de la moyenne annuelle tandis que les précipitations moyennes mensuelles fluctuent d'une manière très irrégulière avec des hauteurs variant entre 15 et 30 mm.

### III.3.3. Evapotranspiration potentielle (ETP)

Ce paramètre donne une première approche sur le déficit hydrique du bassin. Il permet d'estimer la tranche d'eau susceptible d'être évaporée par le couvert végétal et donc sur le potentiel absorbant du sol. Le ruissellement superficiel, le taux d'infiltrations dans les sols sont largement influencés par l'évapotranspiration potentielle (ETP) en rapport avec la végétation. Une hauteur annuelle d'ETP élevée, implique un déficit hydrique important d'autant plus que la hauteur d'eau annuelle précipitée est inférieure à celle évaporée.

Selon la formule utilisée, l'ETP exprimée généralement en millimètres, peut dépendre de plusieurs facteurs en plus des facteurs météorologiques et géographiques. Toutefois, la variabilité des facteurs évapo-thermiques et climatiques durant l'année agricole peuvent avoir une influence plus ou moins importantes sur les écoulements fluviaux et, donc, sur l'érosion hydrique des sols à court et à long terme. Ces facteurs peuvent interagir différemment sur les régions du bassin, selon leurs nuances géographiques.

Pour des raisons de simplicité et compte-tenu des données qui sont à notre disposition, les valeurs de l'évapotranspiration potentielle ont été déduites à partir du bilan hydrique de **Thornthwaite (1948) [58]** :

$$ETP = 16 \times \left[ \frac{10 \times \bar{T}}{I} \right]^a \times K \quad (\text{mm})$$

Avec:

ETP : Hauteur d'évapotranspiration moyenne du mois en millimètre,

$\bar{T}$  : Moyenne interannuelle des températures, exprimée en degrés Celsius,

a : Exposant égale à :  $0,016 \times I + 0,5$

I: Indice thermique annuel :  $I = \sum_{m=1}^{12} i(m)$  ;  $i(m) = \left( \frac{T}{5} \right)^{1.514}$  ;

T : température moyenne du mois considéré K : Correction dépendant de la latitude (durée maximale d'ensoleillement).



### Chapitre III : Aspects climatiques

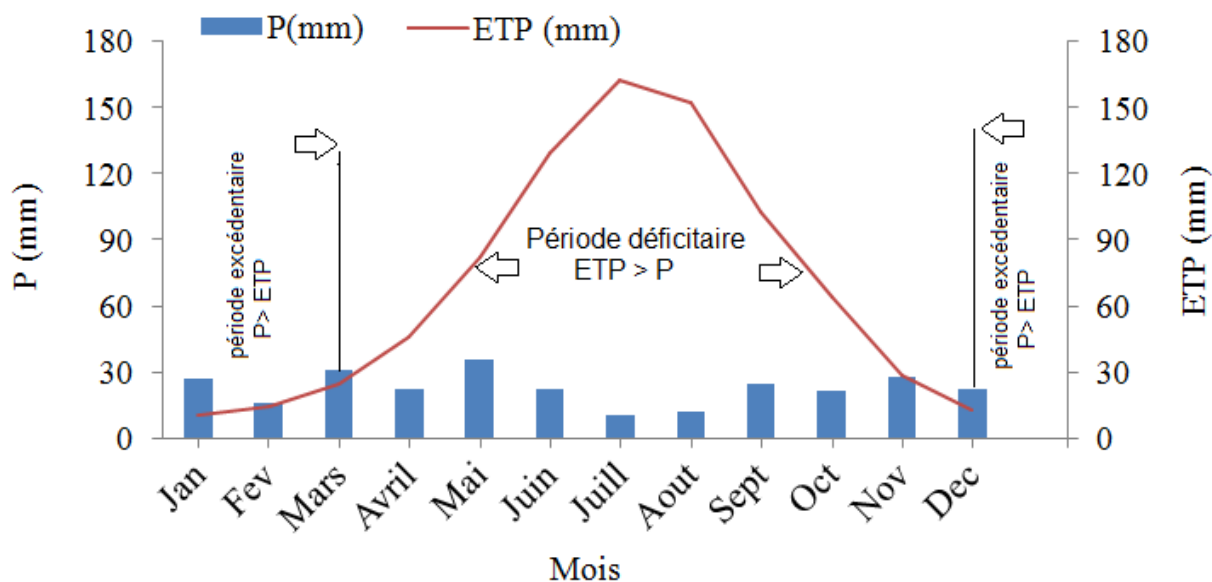
Pour le cas de l'Oued Chabro, nous avons pris les valeurs de « K » correspondant à 35° de longitude. Les hauteurs moyennes de l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculées selon la formule de Thornthwaite sont représentées dans le tableau ci-après.

**Tableau.10 :** Valeurs de L'ETP selon Thornthwaite (1948), période (1981/82-1992/93).

	Jan	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	Année
T(°C)	5,94	7,33	9,18	12,84	17,14	22,64	25,81	25,68	21,74	16,86	11,15	7,00	15,28
k	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85	/
i	1,30	1,78	2,51	4,17	6,46	9,84	12,00	11,91	9,26	6,30	3,37	1,66	/
ETP (mm)	10,52	14,46	25,28	46,26	82,20	129,34	162,73	152,26	103,06	64,13	29,00	13,43	832,66
P(mm)	27,60	15,93	30,85	22,60	35,95	22,92	10,61	12,51	25,03	21,91	27,94	22,78	276,62
ETP - P	-17,1	-1,5	-5,6	+23,7	+46,3	+106,4	+152,1	+139,7	+78	+42,2	+1,1	-9,4	556,04

La hauteur moyenne de l'ETP, estimée pour le bassin de l'Oued Chabro est relativement importante et est égale à 832,66 mm/an. Ce taux d'évapo-transpiration représente le triple du module pluviométrique annuel du bassin.

La représentation graphique des valeurs de l'ETP et des précipitations mensuelles montre que l'évapotranspiration potentielle dépasse la moyenne mensuelle à partir du mois de mai et continue à augmenter progressivement avec la hausse des températures et le développement de la végétation durant la saison du printemps.



**Figure.28 :** Variabilité de l'ETP et des précipitations mensuelles- Période 1981/82-1992/93.

L'analyse des écarts entre les valeurs de l'ETP et celles des précipitations mensuelles fait ressortir deux périodes bien distinctes : Une période déficitaire qui s'étale sur 8 mois (entre

### Chapitre III : Aspects climatiques

---

décembre et mars) et durant laquelle le taux d'ETP reste supérieur à celui des précipitations et une période excédentaire pendant laquelle il se produit l'inverse (entre décembre et mars) (Figure 28). Le rapprochement entre les hauteurs de l'ETP et celles des précipitations se produit durant le mois de novembre avec un écart absolu de seulement 1 mm (Tableau.10).

Le pic d'ETP est observé durant le mois le plus chaud de l'année (Juillet) avec une hauteur maximale de 162,73 mm. Après ce maximum, le taux d'ETP commence à chuter graduellement à partir de l'afin de juillet pour atteindre un minima en Janvier (Figure 28).

#### III.4. ETAGE BIOCLIMATIQUE DE L'OUED CHABRO

Afin de définir le climat de la zone étudié, nous nous sommes référés au quotient pluviothermique (**Q**) d'Emberger (1955) [59]. Cet indice est largement utilisé pour identifier les climats des régions méditerranéennes. La formule utilisée par l'auteur tient compte de la pluviométrie moyenne annuelle, ainsi que de la température extrême du mois le plus froid et celle du mois le plus chaud.

$$Q = \frac{2000 * P}{(M + m + 546.3) * (M - m)}$$

Avec :

**P** : Précipitation moyenne annuelle [mm],

**M** : Température moyenne maximale du mois le plus chaud [°C],

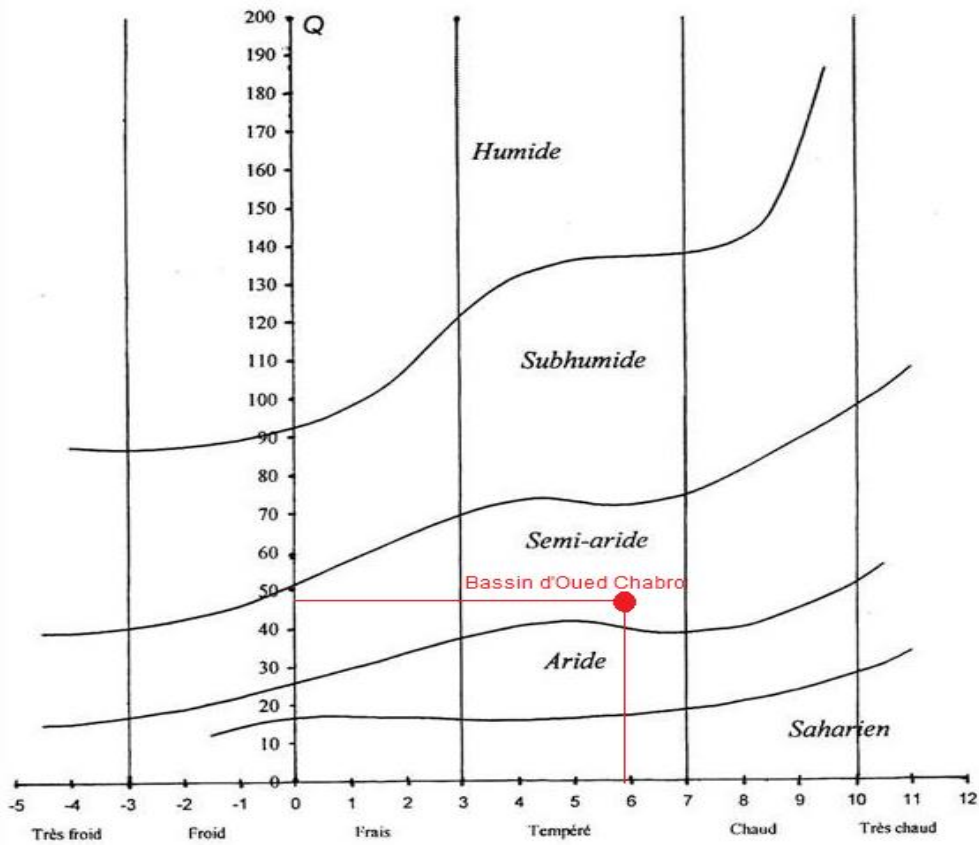
**m**: Température moyenne minimale du mois le plus froid [°C],

L'identification de l'étage bioclimatique se fait par représentation graphique du couple (Q, m) sur le climagramme pluviothermique dressé par le même auteur (Figure 29). La valeur du quotient (Q) est représentée sur l'axe des ordonnées pour définir le type du climat. En revanche, la rudesse de la saison hivernale est définie par la valeur (m) représentée sur l'axe des abscisses (Figure 30).

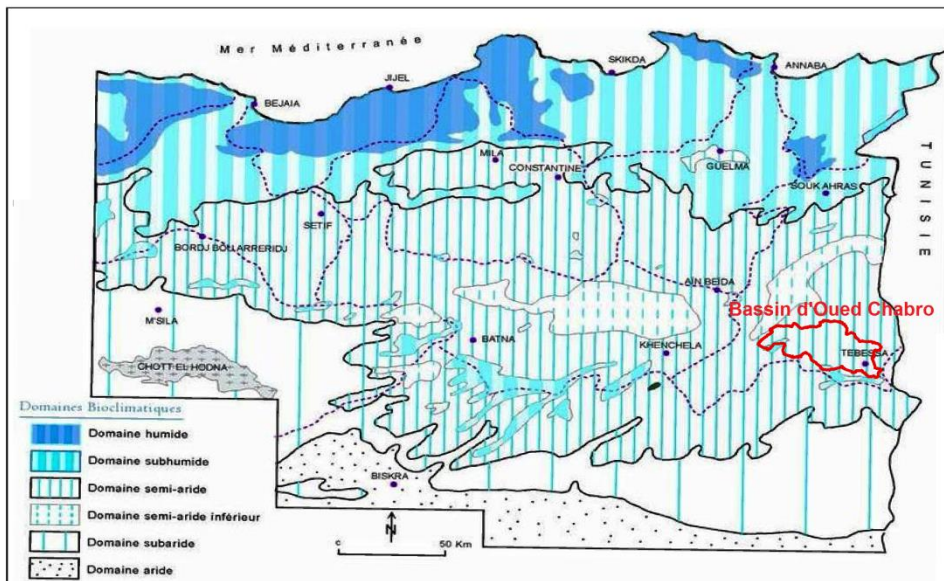
Pour une pluviométrie moyenne annuelle égale à 276,62 mm/an ainsi que des valeurs de  $M = 25,81$  °C et  $m = 5,94$  °C, le quotient pluviothermique d'Emberger est estimé à 48,17. La projection de ces valeurs sur le climagramme fait ressortir un climat de type semi-aride tempéré pour le bassin versant de l'Oued Chabro (Figure 29).

Ces résultats se confirment aussi par rapport à la cartographie des étages bioclimatiques de l'est algériens dressée par cote [60]. La projection de l'emplacement du bassin versant de l'Oued Chabro sur la carte en question coïncide parfaitement avec les zones semi-arides (Figure 30)

## Chapitre III : Aspects climatiques



**Figure.29 :** *Climagramme pluviothermique d'Emberger 1955.*



**Figure.30 :** *Carte des étages bioclimatiques de l'Est algérien (Côte, 1998).*

### CONCLUSION

La synthèse climatique réalisée en ce chapitre a permis d'identifier les grands traits du climat du bassin versant de l'Oued Chabro en l'occurrence son caractère pluvieux. Il en ressort que notre zone d'étude est soumise exclusivement à un climat semi-aride tempéré avec un module pluvieux relativement faible de seulement 276,62 mm/an et une température moyenne annuelle modérée égale à 15°C.

L'analyse de la variabilité spatiotemporelle des précipitations met en évidence un gradient pluviométrique décroissant du nord vers le sud. Cependant la forte irrégularité des précipitations n'est significative que sur les parties méridionales du bassin. Paradoxalement, ces régions possèdent les plus faibles cumuls pluvieux.

Le régime pluvieux mensuel du bassin est de type bimodale marqué par un premier pic observé durant le mois de mars et un second plus accentué qui se manifeste durant le mois de mai. L'abondance des précipitations vient donc d'une manière retardée durant le printemps où la pluviosité moyenne atteint 32% du module pluvieux annuel du bassin.

Après un été très chaud et sec notamment en juillet, on remarque une recrudescence des événements pluvieux dès le début de l'automne générant ainsi des cumuls pluvieux comparables à ceux de la saison hivernale.

Les averses susceptibles de générer de crues violentes et d'éventuels processus érosifs se manifestent d'une manière très fréquente entre le mois d'octobre et de novembre et aussi entre le mois de Mars et d'avril. Les saisons d'automne et de printemps sont très favorables pour développement de l'érosion des terres dans à l'Oued Chabro. Certaines averses torrentielles peuvent dépasser facilement les 30 mm en 24 heures ce qui peut engendrer des conséquences dramatiques pour les sols surtout quand les conditions topographiques, pédologiques s'y prêtent.

En fin, Il en ressort de la confrontation des précipitations et des facteurs évapo-thermiques un bilan hydrique assez déficitaire au vue de l'importance de l'évapotranspiration potentielle. Le taux annuel d'ETP est trois fois celui précipitation moyenne annuelle. Les sols se retrouvent donc asséchés sur une longue période de l'année (entre décembre et mars) ce qui facilite le mécanisme de détachement de la matière solide dès l'apparition des premières averses torrentielles. De plus, la période humide et froide est plus au moins courte, ce qui ne permet pas de développer une végétation très dense contribuant à la diminution du ruissellement concentrés.



**CHAPITRE IV**

**HYDROLOGIE ET QUANTIFICATION DU  
TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION**

### INTRODUCTION

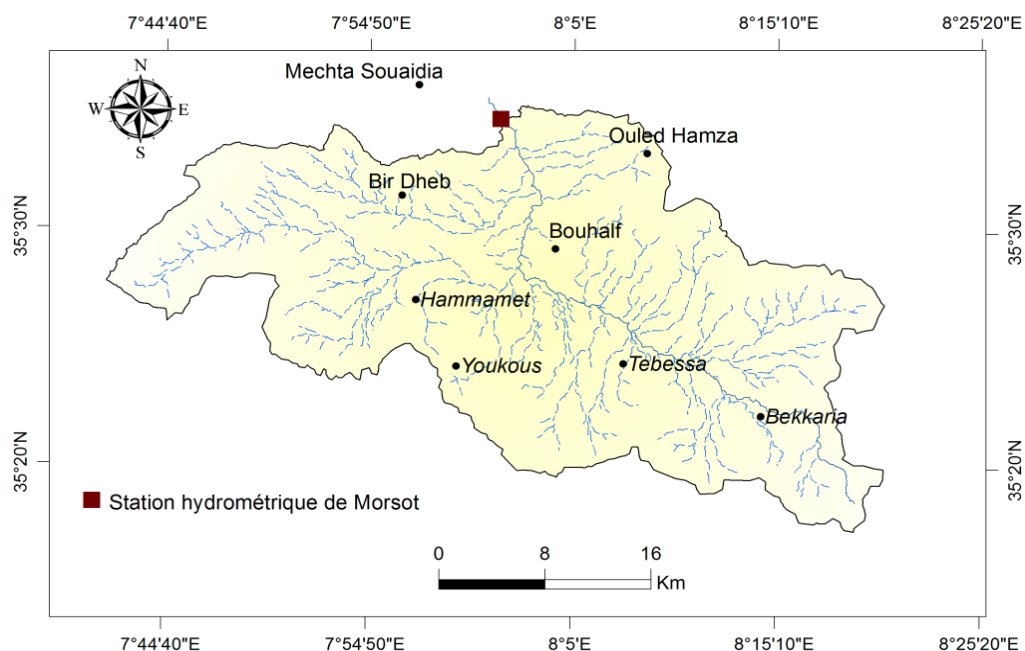
La transformation des hauteurs d'eau précipitées en débit liquide est, en fait, le résultat de la combinaison de plusieurs facteurs climatiques et physico-géographiques dont la plupart ont été discutés précédemment.

L'analyse quantitative des flux liquides et solides découlant de ces interactions représente, donc, une étape cruciale pour la compréhension du comportement hydrologique et hydro-sédimentaire d'un bassin-versant. C'est justement l'objectif principal de ce chapitre au cours duquel, nous allons tout d'abord identifier le caractère hydrologique du bassin étudié puis entamer une quantification des apports solides qui s'acheminant à l'exécutoire de ce dernier.

Des formules empiriques et des approches statistiques ont été intégrées dans ce travail pour apprécier les résultats des modèles régressifs utilisés pour la quantification du transport solide en suspension.

### IV.1. BASE DE DONNEES HYDROMETRIQUES DU BASSIN

Le bassin de l'Oued Chabro dispose d'une seule et unique station hydrométrique installée en son aval (Figure 31). Il s'agit de la station d'El Morsot exploitée par les services de l'ANRH et identifiée sous la codification « 120309 ». La situation géographique de cette dernière est stratégique puisque elle est implantée pratiquement à l'exutoire du bassin. Cette situation permet à la station de contrôler la majorité des flux hydrologiques venant de la partie amont du bassin (Figure 31).



**Figure.31** : Localisation de la station hydrométrique d'El Morsott.

## **Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension**

---

A la station d'El Morsot, les opérateurs effectuent des mesures des débits liquides et solides mais les protocoles de mesure de ces derniers, restent relativement archaïques comme pour la plupart des stations hydrométriques de l'est Algérien. Les débits sont relevés à l'aide de déversoirs, alors que les hauteurs d'eau sont prises au moyen d'une échelle limnigraphique.

De plus, l'actualisation des courbes de tarage servant pour calculer les débits est très rare ce qui réduit la crédibilité des résultats de mesures.

En ce qui concerne la méthodologie de mesure des concentrations en MES et les débits solides, le protocole est semblable à celui cité dans le chapitre I (page 12-16). Les données hydrométriques récoltées auprès de l'ANRH de Tebessa, relatives à la station d'El Morsot concerne des :

- Mesures des débits journaliers en ( $m^3/s$ ).
- Mesures instantanées des débits des crues en ( $m^3/s$ ),
- Mesures instantanées des concentrations en matière en suspension en (g/l).

Selon la fiabilité des données et d'après ce qui a été discuté dans le chapitre précédent, nous avons retenues seulement les séries qui s'étalent sur la même une période que celle des mesures pluvio-thermiques soit celles comprise entre 1981/82 et 1992/93.

### **IV.2. CONTEXTE HYDROLOGIQUE DU BASSIN DE L'OUED CHABRO**

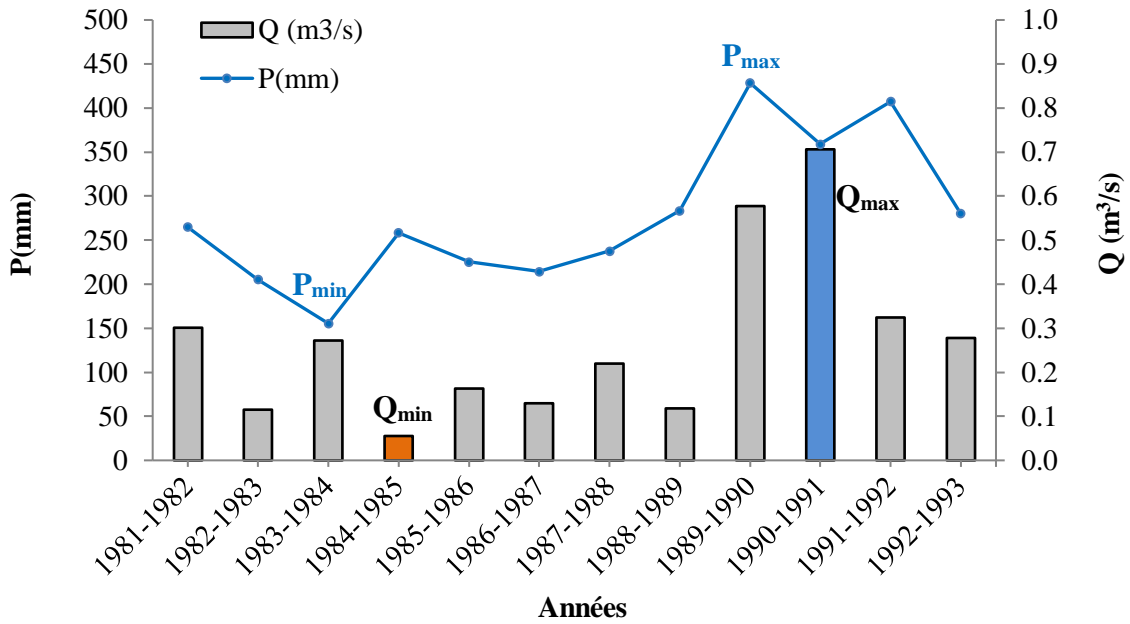
#### **IV.2.1. Variabilité annuel des débits liquides**

Le débit moyen annuel de l'Oued Chabro à la station d'El Morsot a été calculé en faisant la moyenne des débits mensuels. Ce dernier semble relativement faible et égal à  $0,27 m^3/s$ .

Par ailleurs, ce module traduit une faible pluviosité et une importante évapotranspiration liées à la forte semi-aridité du climat local. Malgré un faible régime hydrologique, la variabilité interannuelle des débits durant la période d'observation est très significative ( $C_v = 0,71$ ).

Les modules annuels des débits fluctuent d'une manière très irrégulière d'une année à autre et oscillent entre  $0,06$  et  $0,71 m^3/s$ . Cette irrégularité hydrologique est fortement liée à celle des cumuls pluvieux, aux des conditions d'alimentation des cours d'eau et aussi au temps de concentration du bassin.

Le graphique (Figure 32) montre une corrélation modérée entre les précipitations et les débits annuels. Cependant, on note que les périodes extrêmes humides et sèches sont précoces (en avance), par rapport aux périodes excédentaires et déficitaires en écoulements (Figure 32).



**Figure.32 :** Variabilité des débits et des précipitations à l'échelle annuelle- Période (1981/82-1992/93).

L'année hydrologique 1984/85 marque un déficit en écoulement remarquable, correspondant à -79% de la moyenne annuelle du bassin. Ce déficit s'explique par le faible cumul pluvieux survenu l'année précédente (1983/84). Rappelons que cette année, a été déjà identifiée comme étant l'année la plus sèche de toute la période d'observation (1981/82-1992/93).

Par contre, le graphique montre que l'année excédentaire en écoulement (1990/91) est observée juste après l'année extrême humide (1989/90). Le débit moyen de cette année a atteint  $0,71 \text{ m}^3/\text{s}$  soit deux fois et demie le débit moyen annuel du bassin. L'abondance des pluies enregistrée durant l'année 1989/90, a jouée un rôle important sur la saturation des sols et à l'augmentation des débits des cours d'eau. Ceci implique que l'infiltration s'est réduite progressivement et les oueds ce sont alimentés directement par les ruissellements superficiels.

### IV.2.2. Ecoulement moyen annuel et coefficient de ruissellement du bassin

Afin d'appuyer l'analyse du comportement hydrologique de l'Oued Chabro, nous avons calculé certains paramètres intéressants tel que le coefficient de ruissellement ( $C_R$ ) et la hauteur ruisselée ( $E$ ). Le ( $C_r$ ), n'est autre que le rapport de la lame d'eau écoulée à celle précipitée.

Les valeurs du coefficient de ruissellement reflètent au mieux l'influence des facteurs physico-géographiques sur les ruissellements superficiels. Ce paramètre peut être calculé à différentes échelles temporelles [56].



## Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension

En premier lieu, nous avons calculé, la valeur moyenne annuelle de la lame d'eau ruisselée (E) en millimètres, à partir de la grandeur débit moyen annuel déjà connue :

$$E \text{ (mm)} = \frac{Q_{\text{moy}}}{S} \times T \times 10^{-3}$$

D'où:

$Q_{\text{moy}}$  : Débit moyen annuel en  $\text{m}^3/\text{s}$ ,

$S$  : Superficie du bassin en  $\text{Km}^2$ .

$T$  : Temps ou nombre de seconde dans l'année.

La lame moyenne annuelle ruisselée est de seulement 8,3 mm/an. Donc pour une pluviométrie de 276,62 mm/an, le coefficient de ruissellement  $C_R$  est égal 3 %.

### IV.2.3. Régime fluvial mensuel et saisonnier

L'analyse des débits et des écoulements, à l'échelle mensuelle et saisonnière, permet d'avoir une meilleure caractérisation du régime fluvial des cours d'eau [13] [34]. D'après la figure 33, on remarque que les valeurs oscillent entre 0,06 et 0,63  $\text{m}^3/\text{s}$ . Cette irrégularité correspond à un coefficient de variation modéré ( $C_v = 0,66$ ).

Par ailleurs, les périodes des hautes eaux et des basses eaux sont discontinues le long de l'année et se manifestent d'une manière très particulière d'un mois à autre et d'une saison à autre ( Figure 33). L'automne se démarque par rapport aux autres saisons par une succession de valeurs d'écoulement supérieures à la moyenne. C'est la saison où le débit moyen mensuel atteint un maximum de 0,63  $\text{m}^3/\text{s}$  en mois de novembre ( Figure 33).

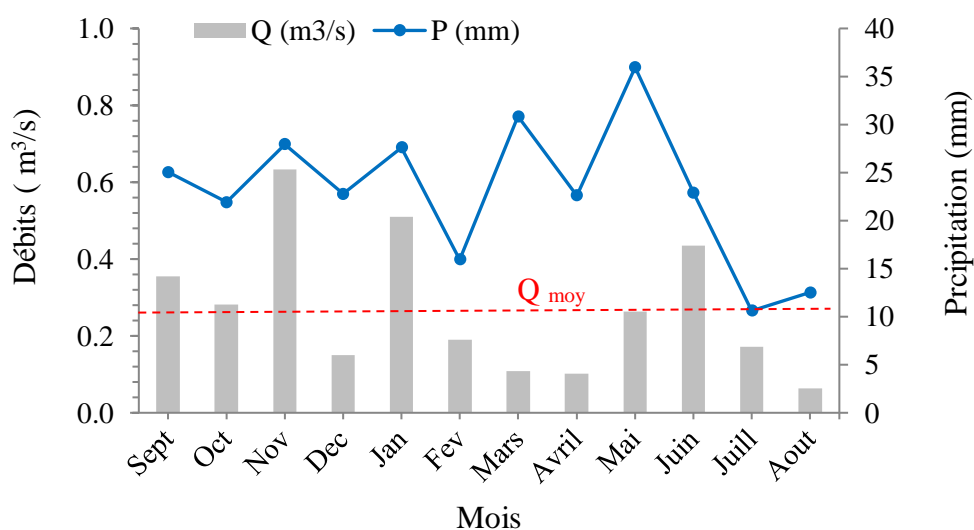


Figure.33 : Variabilité mensuelle des débits, période (1981/82-1992/93).

## **Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension**

---

Après le pic d'écoulement enregistré en novembre, le débit moyen mensuel de l'Oued Chabro chute considérablement durant le mois de décembre (Figure 33). Cette chute est liée à la diminution des précipitations durant ce mois. Cependant, dès la reprise des précipitations en janvier, le débit mensuel augmente brusquement pour dépasser la moyenne annuelle.

Durant toute la saison d'hiver, on constate que seul le mois de janvier marque un excédent en écoulement avec un débit de  $0,55 \text{ m}^3/\text{s}$  (Figure 33). Cependant, le débit du mois de février est légèrement plus élevé que celui du mois de décembre.

Malgré l'abondance des pluies du printemps, les débits moyens des mois de mars, avril et de mai n'atteignent le seuil de la moyenne annuelle (Figure 33). Ces derniers varient entre  $0,11$  et  $0,26 \text{ m}^3/\text{s}$ . Le printemps représente donc une période de basses eaux malgré une saison bien arrosée notamment en mois de mai. Ceci s'explique par le fait que les ruissellments superficiels sont ralentis par le couvert végétal qui s'intensifie durant cette période de l'année.

L'excédent en écoulement provoqué par les précipitations abondantes du printemps apparaît d'une manière retardée à la station d'El Morsot, durant le mois de juin et génère un débit de  $0,43 \text{ m}^3/\text{s}$ . Avec la rareté des pluies et l'augmentation des températures et de l'ETP, les mois de juillet et d'août les débits dans l'Oued deviennent très faibles (entre  $0,06$  et  $0,17 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

### **IV.3. ESTIMATION DES APPORTS HYDROLOGIQUES ANNUELS DU BASSIN**

L'apport moyen annuel du bassin-versant de l'Oued Chabro pour la période allant de 1981/82 à 1992/93 est estimé à  $8,57$  millions de mètres cubes (Tableau 11). Cette valeur est relativement faible en raison de l'important taux d'ETP et de la rareté des précipitations du climat semi-aride.

Les apports mensuels et annuels estimés pour l'Oued Chabro varient d'une manière significative exactement de la même manière que les écoulements. L'année excédentaire en 1990/91 enregistre un apport hydrologique record de  $22,14 \text{ Hm}^3$  ce qui correspond à plus du double de l'apport moyen annuel du bassin (Tableau 11). A l'opposé, l'année déficitaire 1984/85 a générée un apport extrêmement faible de seulement  $1,76 \text{ Hm}^3$  (Tableau 11).

A l'échelle mensuelle, ce sont les mois de novembre et de janvier qui soutiennent l'apport hydrologique annuel du bassin avec  $19,69$  et  $16,41 \text{ hm}^3$  respectivement (Tableau 11). En période d'été, notamment durant les mois de juillet et d'août, l'apport ne dépasse pas les  $6,41 \text{ hm}^3$ .

## Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension

**Tableau.11** : Apports hydrologiques de l'Oued Chabro pour la période (1981/82-1992/93).

Année	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Aout	Apports (Hm <sup>3</sup> )
1981/82	2,22	3,6	0,08	0,07	0,05	0,05	0,04	1,6	1,78	0,02	0,02	0,01	9,55
1982/83	0,01	0,48	1,33	0,28	0,62	0,11	0,02	0,02	0,02	0,4	0,06	0,27	3,61
1983/84	0,46	0,29	1,26	0,58	1,35	3,83	0,36	0,21	0,05	0,01	0	0	8,41
1984/85	0	0,01	0,01	0,03	0,38	0,24	0,14	0,07	0,8	0,06	0,02	0	<u>1,76</u>
1985/86	1,18	0,43	0,04	0,01	0,02	0,01	0,37	0,02	0,04	0,37	2,7	0,02	5,21
1986/87	0,02	0,21	0,13	0,24	0,14	0,02	0,09	0,01	0	0,01	1,85	1,45	4,17
1987/88	0,09	0,18	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11	1,23	5,21	0,03	0	6,90
1988/89	0,01	0	0,24	0,32	0,27	0,08	0,01	0,01	0	2,56	0,19	0	3,68
1989/90	3,87	1,12	0,07	0,01	10,43	0,53	0,14	0,4	1,15	0,17	0,35	0,15	18,38
1990/91	0,33	0,1	10,68	2,91	1,21	0,42	1,59	0,46	0,1	4,23	0,1	0,02	<u>22,14</u>
1991/92	2,46	2,04	0,49	0,25	0,28	0,33	0,48	0,24	3,06	0,44	0,13	0,1	10,30
1992/93	0,39	0,6	5,34	0,13	1,66	0,1	0,22	0,01	0,22	0,02	0,04	0,01	8,76
Apports (Hm <sup>3</sup> )	11,03	9,06	<u>19,69</u>	4,84	16,41	5,73	3,47	3,15	8,45	13,51	5,50	<u>2,03</u>	Moyenne : 8,57

### IV.4. QUANTIFICATION DE L'EROSION ET DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION A L'OUED CHABRO.

#### IV.4.1. Estimation empirique de la dégradation spécifique

Avant de passer à la modélisation statistique des apports liquides et des concentrations en matière en suspension, nous procéderons en premier lieu, par une approche empirique pour estimer la dégradation spécifique du bassin versant de l'Oued Chabro. Nous utiliserons les formules empiriques précédemment discutées (Voir chapitre I page 14).

Selon la disponibilité des données, nous avons choisi d'utiliser les formules empiriques suivantes : **SOGREAH (1969)**, **Tixeront (1960)** [10] , **Fournier (1960)** [61]. Il convient de souligner que ces formules ont été utilisées avec précaution car, souvent, elles ne reflètent pas la réalité, mais permettent, tout de même, d'élaborer une première esquisse des valeurs de la dégradation spécifique au sein du bassin étudié. Le tableau suivant donne un récapitulatif des résultats des différentes formules utilisées :

**Tableau.12** : Dégradation spécifique des bassins étudiés selon les formules empiriques.

Formules	Equations	Dégradation spécifique
SOGREAH (1969)	$\alpha E^{0,15}$	103 T/km <sup>2</sup> /an
Tixeront (1960)	$92 E^{0,21}$	143,5 T/km <sup>2</sup> /an
Fournier (1960)	$0,28 \times \left(\frac{Pm^2}{Pan}\right)^{2,65} \times \left(\frac{D^2}{S}\right)^{0,46}$	99,5 T/km <sup>2</sup> /an
	Moyenne	<b>115,33 T/km<sup>2</sup>/an</b>

Valeurs des paramètres utilisées :

$\alpha = 75$  (Coefficient dépendant de la perméabilité du sol voir Tableau 1, chapitre I),

$E = 8,3$  mm/an,

$P_m = 35,95$  mm (Précipitation mensuelle du mois le plus arrosé),

$P_{an} = 276,62$  mm/an (Précipitation moyenne annuelle),

$D = 892$ m (Dénivelée du bassin  $H_{\max} - H_{\min}$ ) ;  $S = 1026$  Km<sup>2</sup>.

D'après le tableau 12, on constate que les valeurs de dégradation spécifique varient entre 99,5 et 143,5 T/Km<sup>2</sup>/an. Si on considère une moyenne de 115,33 T/Km<sup>2</sup> pour l'ensemble des estimations des 3 formules, on peut dire que la formule de **Tixeront (1960)** [10] a tendance à surestimer légèrement la dégradation spécifique du bassin. Cependant l'ensemble des résultats empiriques restent intéressants puisque ils représentent une première approche concernant le degré de la dégradation des sols de l'Oued Chabro. Ces résultats nécessitent une éventuelle validation ou une comparaison avec des calculs plus précis qui tiennent compte des processus et des récurrences spatiales et temporelles qui régissent le fonctionnement hydro-sédimentaire.

### IV.4.2. Estimation de l'érosion par modélisation statistique

#### IV.4.2. 1. Méthodologie de la modélisation

Les prélèvements manuels réalisés à la station d'El Morsot sont peu fréquents dans la journée et les séries d'observations sont malheureusement discontinues dans le temps notamment ceux des concentrations en matière en suspension (MES). De ce fait, le calcul direct des apports solides transportés par l'utilisation directe des données brutes est donc impossible.

L'utilisation des courbes de transport solide (CTS) reste de nos jours parmi les meilleures alternatives pour quantifier le transport solide en suspension dans les bassins Algériens [7] [13] [62]. Comme il a été expliqué dans le chapitre I, cette technique a déjà fait ses preuves depuis les années quarante sur la rivière rouge du Texas [63]. Il s'agit d'une représentation graphique suivie d'une modélisation statistique de la variation des débits liquides et des concentrations en MES dans une rivière donnée. Ce concept mathématique permet par la suite, d'estimer la charge solide en suspension et l'apport en sédiment transportés à partir des séries des débits liquides [12] [14] [64] [65].

Plusieurs études se sont intéressées à l'amélioration des performances de ces techniques [66] [67] [68]. Ce qui a incité plusieurs chercheurs à utiliser ces techniques pour quantifier l'érosion sur les bassins Algériens peu jaugés.

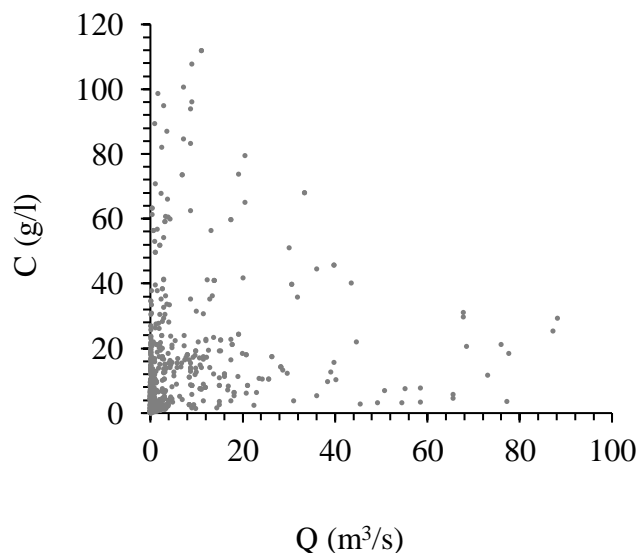
Les courbes de transport solide (CTS) développées dans le présent travail, ce sont basées sur un nombre de 899 mesures instantanés du couple (Q) et (C) réalisés à la station d'EL Morsot.

Afin identifier les meilleurs modèles possibles deux types de relations ont été étudiées: Q et C et aussi Q et  $Q_s$  (Débit solide).

### a) Modélisation de la relation débits liquides (Q)- Concentrations (C) en (MES)

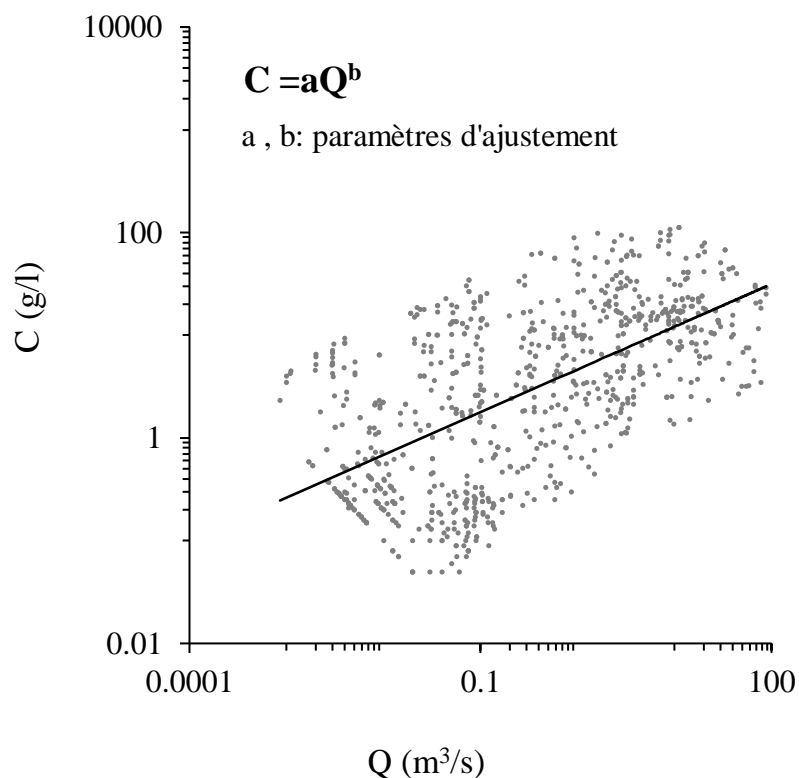
La représentation graphique des données brutes Q-C de la station d'El Morsot montre une relation complexe entre ces paramètres (Figure 34). Le nuage de point est plus dense à l'origine des axes et se disperse progressivement vers les valeurs extrêmes. Cette répartition s'explique par la différence des ordres de grandeur des débits et des concentrations, durant les événements extrêmes et au cours des différentes périodes de l'année [11] [69].

D'autres parts, l'analyse des données a montré que certaines valeurs de débits identiques correspondent parfois à différentes valeurs de concentrations. Ceci est probablement dû aux mesures réalisées, après changement du profil de l'Oued et sans actualisation des courbes de tarage. La variation, assez rapide, des quantités des matières en suspension véhiculées par l'oued en raison des glissements en masse ou des sapements de berge, peut aussi être à l'origine de ces enregistrements (Figure 34).



**Figure.34** : Nuage de point des données instantanées brutes (Q-C).

Si on exprime cette relation selon un modèle d'évolution en puissance et sur un système d'axe logarithmique comme ce qui est le cas dans la littérature, [7] [11] [28] [32] [33], nous aurons un meilleur ajustement du nuage de points précédent comme le montre la figure ci-dessous.



**Figure.35 :** Ajustement du nuage de point des données (Q-C) selon un modèle de puissance et avec transformation logarithmique.

L'équation de la courbe de tendance permet de simuler la concentration (C) en MES à partir de la valeur connue du débit liquide(Q). Cependant l'efficacité ou la performance du modèle doit être vérifiée avant d'utiliser ce dernier. A cet effet, nous avons intégré dans les parties suivantes de ce chapitre un ensemble de paramètres statistiques permettant d'apprécier la qualité des modèles développés.

### **b) Modélisation de la relation débits solides ( $Q_s$ )- Débits liquides (Q)**

Les modèles  $Q_s$ -Q, comme pour ceux issus des relations Q-C, sont aussi utilisés dans la littérature [11] [35] [36] [37] [38] [39]. Sur ces types de modèles, les concentrations en MES sont remplacées par les débits solides ( $Q_s$ ) en Kg/s, ces derniers sont obtenus en faisant le produit des débits liquides et des concentrations ( $Q_s = Q \times C$ ).

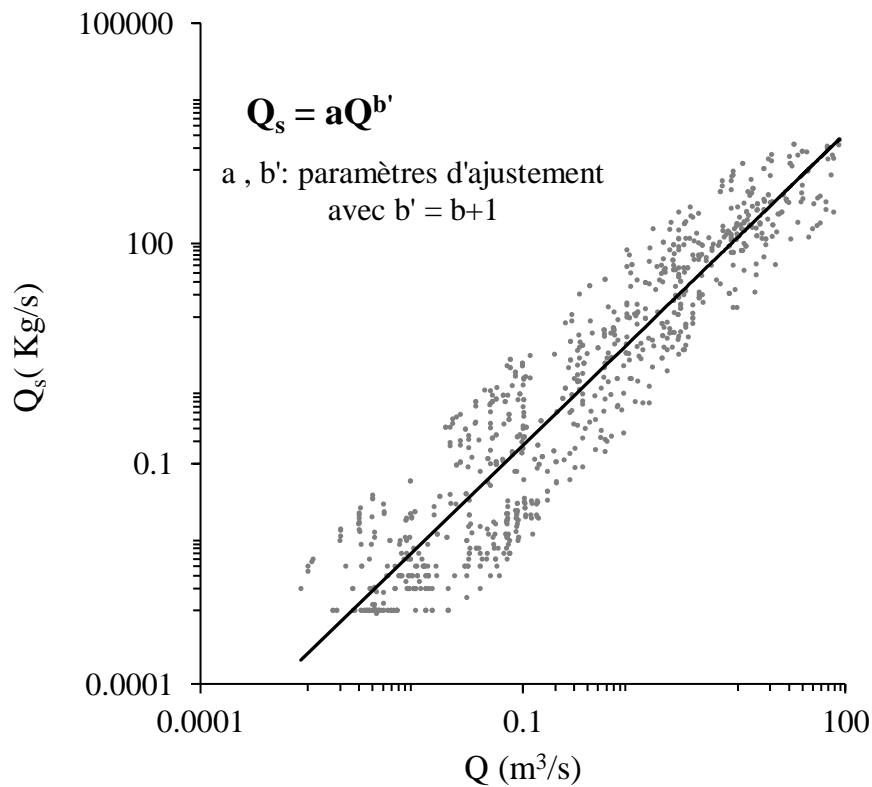
La formulation mathématique du modèle  $Q_s$ -Q est similaire à celle du modèle précédemment cité et se présente sous la forme  $Q_s = a Q^b$ . Cependant le paramètre d'ajustement « b » se voit systématiquement augmenté d'une unité (b+1) [35].

Les travaux de McBean and Al-Nassri (1988) estiment que la qualité de l'ajustement des courbes de transport solide, développées sur la base des variables Q et  $Q_s$ , est mauvaise,

## Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension

comparée à celle basée sur la relation Q-C. Cependant, cette idée a été contredite par d'autres études [70] [71] [72]. Quelques années plus tard, [38] a confirmé que l'utilisation des régressions à transformations logarithmiques  $Q_s = f(Q)$  ou  $C = f(Q)$  donnent les mêmes estimations des apports solides, après avoir effectué des corrections nécessaires des équations et une re-transformation.

La figure ci-dessous montre la variante du modèle  $Q_s$ - $Q$  pour les données brutes de la station d'El Morsot.



**Figure.36** : Ajustement du nuage de point des données ( $Q_s$ - $Q$ ) brutes sous une échelle logarithmique et selon un modèle de puissance.

### c) Calcul de l'erreur et correction de la sous-estimation des modèles régressifs

L'incertitude des modèles statistiques développés dans ce travail a été estimée par rapport à la valeur de l'erreur (E). Ce paramètre est exprimé en pourcentage et il est défini par l'expression suivante :

$$E(\%) = \pm \left( \frac{Q'_s}{Q_s} - 1 \right) \times 100$$

$Q'_s$  et  $Q_s$  sont respectivement, les débits solides estimés et mesurés.

## Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension

D'une autre manière, ce paramètre statistique reflète la grandeur d'écart entre les apports solides estimés et ceux observés. Ce dernier a été utilisé dans plusieurs travaux similaires [11] [67] [68]. Il est donc évident que les valeurs positives ( $> 0$ ) ou négatives ( $< 0$ ) de l'erreur (E), permettent d'identifier, respectivement, une éventuelle surestimation ou sous-estimation des apports solides.

Il convient de souligner que les modèles régressifs des courbes de transport solides, réalisés avec des transformations logarithmiques, impliquent souvent une sous-estimation des apports solides dans les rivières [11] [38] [66] [73] [74]. De ce fait, l'emploi de ces modèles doit, donc, s'effectuer avec une grande précaution du fait que la moyenne des apports solides retransformés est différente de la moyenne normale le long de la courbe de régression et qu'une correction des équations de régression est nécessaire [11].

Miller (1984) a proposé un coefficient de correction (Cf) pour ce genre de modèles régressifs, montrant une tendance à la sous-estimation des valeurs simulées. Ce coefficient correcteur est donné par l'équation suivante :

$$Cf = \text{Exp}\left(\frac{\sigma^2}{2}\right) \quad \text{Avec: } \sigma^2 = \frac{1}{N-1} \times \sum_{i=1}^n (\text{Ln}C_m - \text{Ln}C'_{es})^2$$

Où :

$\sigma^2$  : La variance statistique,

N : Nombre d'individus dans de l'échantillon,

$C_m$  et  $C'_{obs}$  sont respectivement, la concentration moyenne mesurée et estimée.

### d) Evaluation des performances des CTS

L'efficacité des modèles régressifs doit être vérifiée pour apprécier la qualité de l'ajustement et l'incertitude des apports solides simulés. Dans cette partie de travail, plusieurs variantes de modèles seront développées et comparées afin de rechercher le meilleur modèle en termes de performances. Le choix du meilleur modèles s'est basé sur les indices statistiques suivants :

**\*Coefficient de corrélation de Pearson (1905) [75]** : Le coefficient de corrélation de Pearson permet d'évaluer la qualité d'ajustement d'un nuage de point autour d'une droite de régression qui correspond à des séries d'observations connues. Autrement dis, ce paramètre évalue la qualité de la corrélation entre les paramètres utilisés, il est défini par :



$$R = \frac{\sum_i^n (Q_{obs} - \bar{Q})(C_{obs} - \bar{C})}{\sqrt{\sum_i^n (Q_{obs} - \bar{Q})^2 (C_{obs} - \bar{C})^2}}$$

Avec :

$Q_{obs}$  et  $C_{obs}$ : Sont le débit liquide et la concentration en MES observés,

$\bar{Q}$  et  $\bar{C}$ : Sont les moyennes du débit liquide et celle de la concentration en MES.

Pour des valeurs de « R » proches de 1, la corrélation est supposée forte. Cependant la corrélation est faible si  $0 < R \leq 0,5$  et inexistante pour  $R=0$  (**Pearson, 1905**). Il est à noter que pour la relation  $Q_s-Q$ , la concentration ( $C_{obs}$ ) est remplacée par le débit solide ( $Q_s$ ) dans la formule précédente.

**\*Coefficient d'efficacité de Nash and Sutcliffe (1970) [76]:** Ce coefficient connue sous l'abréviation (NSE) est très utilisé en littérature pour décrire quantitativement la précision des sorties des modèles hydrologiques. La précision prédictive selon cet indice, est évaluée sur un intervalle de valeurs variant entre  $-\infty$  et 1. L'expression mathématique de ce paramètre est la suivante :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_i^n (Q_{ses} - Q_{s_{obs}})^2}{\sum_i^n (Q_{s_{obs}} - \overline{Q_{s_{obs}}})^2}$$

Avec :

$Q_{ses}$  et  $Q_{s_{obs}}$  : sont respectivement les débits solides estimés et observés,

$\overline{Q_{s_{obs}}}$  : est la moyenne des débits solides observés.

Selon la littérature, l'interprétation de la valeur de NSE est la suivante :

NSE	Efficacité du modèle
$0.75 < NSE < 1$	Parfaite
$0.65 < NSE < 0.75$	Bonne
$0.5 < NSE < 0.65$	signifiante
$NSE < 0.5$	Insignifiante

### e) Amélioration des CTS par la technique des classes des débits

Comme nous l'avant déjà constaté sur la Figure 35, le nuage de points, des données instantanées brutes (Q-C) de la station d'El Morsot, montre une forte dispersion qui réduit la qualité des ajustements des CTS. Pour cela, nous avons jugés utile d'intégrer la technique des classes des débits moyens, développée par [38] [74] [77] [78].

## **Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension**

---

Cette technique est intéressante dans la mesure où elle offre une amélioration des ajustements des courbes de transport solide, en réduisant la dispersion des séries d'observation [11]. De plus, cette dernière permet d'obtenir un ordre d'amplitude plus correct de la charge solide à estimer.

Le procédé de la méthode consiste à regrouper les débits observés en classes distinctes, triés par ordre croissant. Les classes sont définies selon un intervalle fixe, dépendant de la variabilité des débits, en chaque série de données. L'intervalle sera relativement réduit pour des valeurs faibles de débits. Toutefois, l'étendue de cet intervalle peut être augmentée, si le nombre d'individus contenu dans la classe devient réduit [11].

Par la suite, on calcule la moyenne des séries de concentrations des MES, correspondant à chaque moyenne de débits pour formuler des couples de valeurs moyennes ( $Q_m-C_m$ ) de débit et de concentrations des MES.

Enfin, des courbes de transports solides seront développées pour les valeurs ( $Q_m-C_m$ ) et, parallèlement, pour l'ensemble des données brutes (non classées).

### **f) Evaluation des apports solides ( $A_s$ )**

Les apports solides ( $A_s$ ) à différentes échelles temporelles, ont été calculés et exprimés en tonnes, selon la formule générale suivante :

$$A_s = Q \times C \times T \times 10^{-3} = Q_s \times T \times 10^{-3} \text{ (tonnes)}$$

Avec :

Q : Débits liquide en ( $m^3/s$ ) ; T : Temps de mesure en seconde,  
C : Concentration en matières en suspension en (g/l) ;  $Q_s$  : Débit solide en (kg/s).

La moyenne des apports solides annuels, estimée pour la période (1982/83-1992/93), sera ramenée à l'unité de surface du bassin pour en déduire le taux de dégradation spécifique de ce dernier en ( $T/km^2/an$ ).

### **IV.4.2. 2. Résultats et discussions**

En appliquant la méthodologie de travail précédemment détaillée, nous avons pu développer deux variantes de CTS pour chaque relation Q-C et  $Q_s-Q$  : une variante avec des données brutes non classées et une autre avec des séries de classes de débit (Figures 37 et 38). Les deux courbes sont représentées sur le même graphique pour permettre une meilleure comparaison et appréciation de la qualité de l'ajustement.

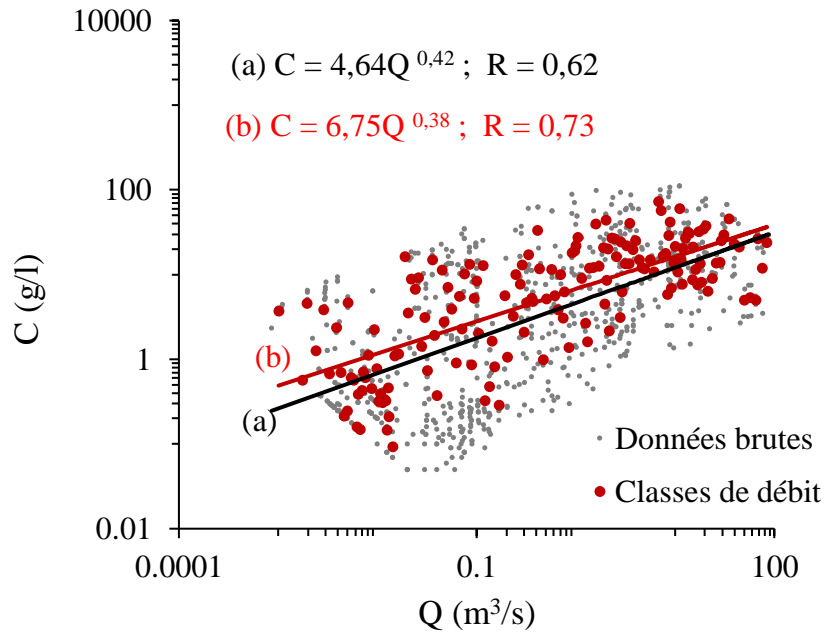


Figure.37 : CTS pour la relation Q-C.

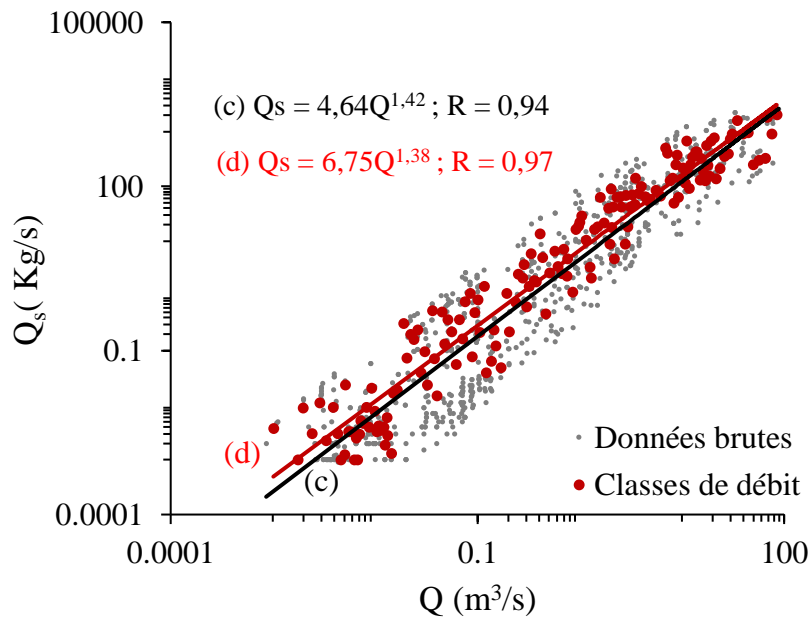


Figure.38 : CTS pour la relation Q-Qs.

Les figures ci-dessus, indiquent que les meilleurs ajustements sont ceux des relations Q-Q<sub>s</sub>. Les valeurs du coefficient de corrélation pour ces relations, sont les plus proches de l'unité ( $0,94 \leq R \leq 0,97$ ). En revanche, la représentation graphique des relations Q-C montre toujours une dispersion très visible des points autour des droites de tendances ce qui a fait ressortir une corrélation modérée entre les paramètres Q et C ( $0,73 \leq R \leq 0,62$ ).

## Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension

Notons que pour les deux types de relations ( Q-C) et (Qs-Q), ce sont toujours les modèles développés avec la méthode des classes de débit qui ont générée les meilleurs ajustement et corrélation (Figure 37 et 38). Ceci confirme l'efficacité de la méthode des classes des débits concernant l'amélioration de la qualité des ajustements et, donc, sur l'erreur commise lors de l'estimation des apports solides. Les performances et les caractéristiques des modèles développés sont représentées dans le tableau suivant :

**Tableau.13 :** Caractéristiques des CTS développées pour les relations (Q-C) et (Q-Qs).

Relations Q-C							
Equations des modèles	Type de données	R	E (%)	NSE	Cf	Après correction	
						E (%)	NSE
(a) $C = 4,6Q^{0,42}$	Brutes	0,62	-50,53	0,06	3,1	+50,87	0,36
(b) $C = 6,75Q^{0,38}$	Classes	0,73	- 31,59	0,23	1,8	+21,08	0,50
Relations Q-Qs							
(c) $Q_s = 4,64Q^{1,42}$	Brutes	0,94	-12,54	0,43	3,1	+166,75	0,56
(d) $Q_s = 6,75Q^{1,38}$	Classes	<u>0,97</u>	<u>+12,87</u>	<u>0,67</u>	/	/	/

D'après les valeurs du Tableau 13 , on remarque que 3 modèles sur 4 ont générés des valeurs d'erreur négatives ( $E < 0$ ) impliquant une sous-estimation des apports solides. Ceci confirme bien les hypothèses soulevées précédemment, concernant les modèles régressifs développés avec transformation logarithmiques. Cependant, la valeur absolue de l'erreur est souvent réduite après correction des modèles par le coefficient de correction (Cf).

Par ailleurs, les valeurs de l'indice d'efficacité (NSE) varient d'un modèle à autre et selon le type de relation et oscillent entre 0,06 et 0,67 (Tableau 13). Ce sont les modèles développés pour la relation (Q-Qs) qui ont générés les meilleur performances ( $0,43 \leq NSE \leq 0,67$ ).

En tenant compte de l'erreur (E), du coefficient de corrélation (R) et de l'indice (NSE), notre choix du meilleur modèle pour l'estimation des apports solide de l'Oued Chabro sera orienté pour le modèle (d). Ce dernier possède le meilleur ajustement ( $R = 0,97$ ) ainsi qu'une bonne performance ( $NSE = 0,67$ ). En choisissant ce modèle, nous acceptons quand meme une sur-estimation des apports solide d'environ 12,87% ce qui est acceptable compte tenue des résultats.

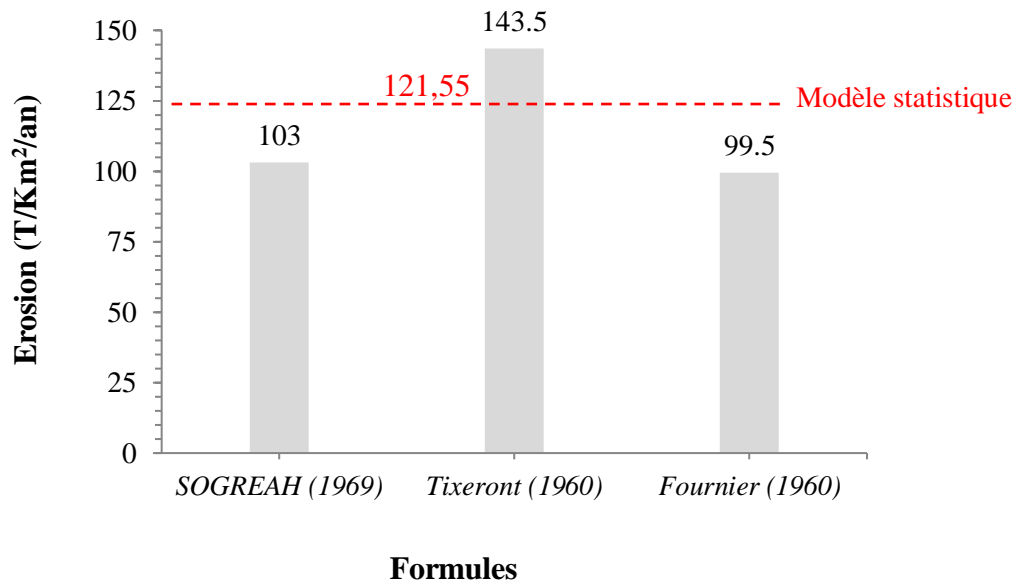
### IV.4.2.2.1 Variabilité interannuelle des apports solides et des concentrations

Sur la base du modèle régressif choisi, nous estimons un apport solide total de 1,5 millions de tonnes véhiculé par l'Oued Chabro durant la période 1981/82-1992/93. Ceci correspond à

## Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension

une dégradation spécifique de 121,55 T/km<sup>2</sup>/an et une concentration moyenne annuelle égale à 5 g/l pour le du bassin de l'Oued Chabro (Tableau 14).

Si on compare ces résultats avec les valeurs estimées avec les formules empiriques, on constate que la dégradation spécifique calculée par la méthode statistique est comprise dans la fourchette des résultats précédents (Figure 39).



**Figures.39 :** Comparaison des résultats de la dégradation spécifique.

Les valeurs des apports solides estimées varient entre  $8,14 \times 10^3$  et  $372,89 \times 10^3$  Tonnes. Cependant, leur variabilité est assez forte, marquée par un coefficient de variation égal à 0,97. En ce qui concerne, les concentrations moyennes en (MES), ces dernières fluctuent d'une manière très régulière au tour de la moyenne entre 2,4 et 7,68 g/l (Tableau 14).

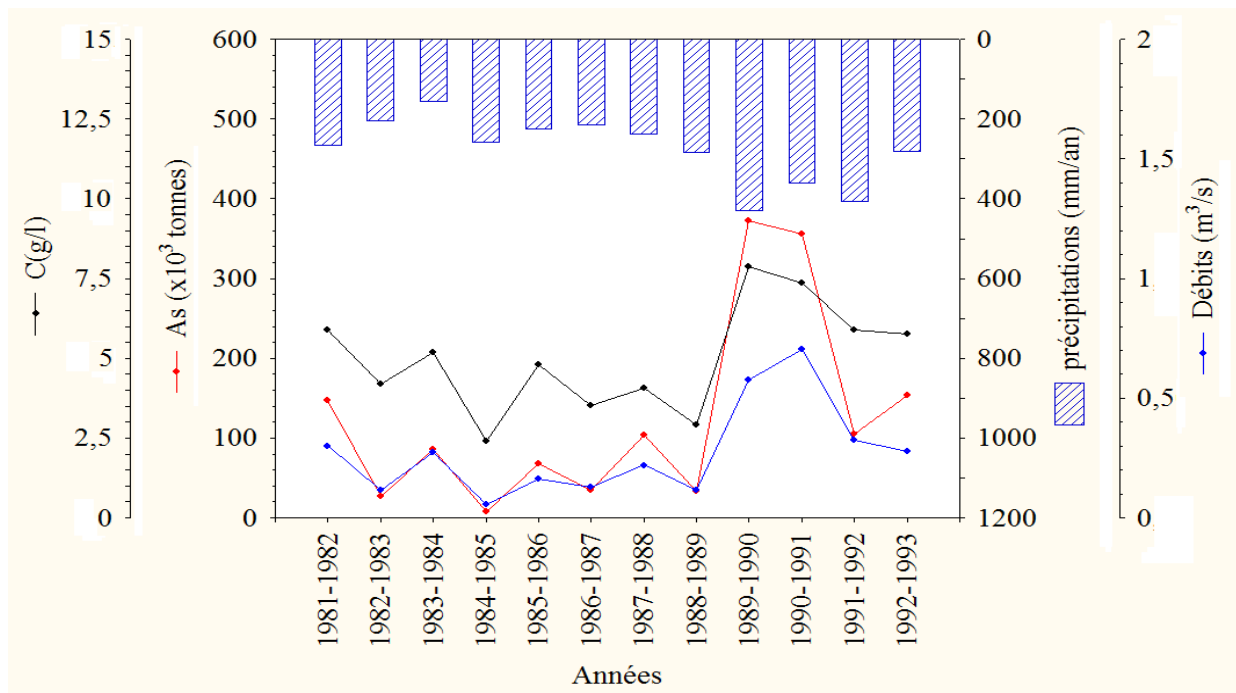
Par ailleurs, nous constatons que les maxima et les minima des concentrations et des apports solides sont observés durant les mêmes années 1984/85 et 1989/90 respectivement (Tableau 14). Les deux années excédentaires en écoulement 1989/90 et 1990/91 ont fourni un apport total de  $729,31 \times 10^3$  tonnes ce qui représente 48,73% de l'apport solide total de la période d'observation. Il en est de même pour les concentrations, durant ces mêmes années, la charge solide en sédiment a atteint des seuils extrêmes égaux à 7,88 et 7,36 g/l respectivement (Tableau 14).

## Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension

**Tableau.14 :** Apports solides et concentrations annuelles, période (1981/82-1992/93).

Années	$A_s$ ( $\times 10^3$ tonnes)	C (g/l)
1981 - 1982	147,77	5,9
1982 - 1983	26,92	4,2
1983 - 1984	86,27	5,2
1984 - 1985	<b>8,14</b>	<b>2,39</b>
1985 - 1986	68,32	4,79
1986 - 1987	34,79	3,51
1987 - 1988	103,64	4,08
1988 - 1989	33,66	2,92
1989 - 1990	<b>372,89</b>	<b>7,88</b>
1990 - 1991	356,42	7,36
1991 - 1992	104,47	5,9
1992 - 1993	153,31	5,77
Moyenne	124,72	5
Ecart-type	121,23	1,68
Cv	0,97	0,33

Pour mieux comprendre la variabilité annuelle des apports solides et des concentrations, nous avons représentés sur un même graphique, l'évolution de ces derniers avec celle des précipitations et des débits liquides (Figure 40).



**Figure.40 :** Variabilité annuelle des apports solides, concentrations, précipitations et des débits liquides à l'Oued Chabro ; période (1981/82-1992/93).

La figure ci-dessus, montre une nette concomitance des valeurs extrêmes des apports solides et des concentrations durant l'année 1989/90. Ceci est lié directement à la hauteur extrême des précipitations enregistrée durant la même année qui est de 428 mm.

## Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension

Même si le pic de l'écoulement ne coïncide pas avec celui des autres paramètres, on remarque quand même, que les débits et les flux sédimentaires ( $A_s$  et  $C$ ) oscillent de la même manière durant une période de 9 années successives (entre 1981/82 et 1989/90).

D'une manière générale, ces résultats montrent que la variabilité de l'érosion à l'Oued Chabro dépend de plusieurs autres facteurs physico-géographiques en dehors des facteurs climatiques.

D'une part, l'état des cours d'eau et la sensibilité des sols à l'érosion vari d'une année à autre ce qui influence fortement l'approvisionnement en sédiment des Oueds. D'autre part, la charge sédimentaire mesurée à la station d'El Morsott peut provenir d'une érosion en amont du bassin ou bien à proximité de la station ( Sapment de berge, glissement de terrain). De ce fait, l'interprétation des valeurs des concentrations et des apports solides à l'échelle annuelle reste toujours ambiguë.

Il serait donc judicieux d'avoir une analyse à une échelle temporelle plus précise afin de mieux comprendre les modalités de transfert des flux hydro-sédimentaires à l'Oued Chabro.

### IV.4.2.2 Variabilité mensuelle et saisonnière des apports solides et des concentrations

Les résultats des calculs, montrent que les apports solides mensuels varient de  $14,42 \times 10^3$  à  $368,54 \times 10^3$  Tonnes (Tableau 15). De plus, les valeurs extrêmes des apports solides et des concentrations s'observent simultanément durant les même mois (Tableau 15).

**Tableau.15** : Apports solides et concentrations mensuelles, période. (1981/82-1992/93).

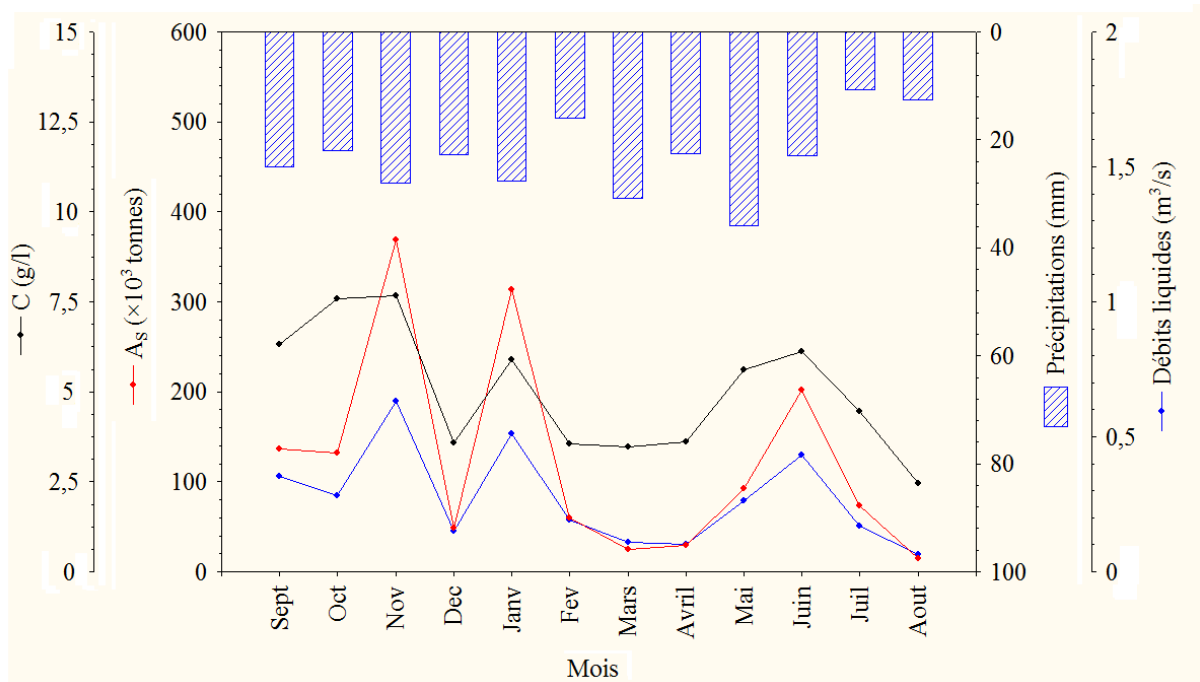
Mois	$A_s$ ( $\times 10^3$ tonnes)	$C$ (g/l)
Sept	136,77	6,33
Oct	132,58	7,60
Nov	<b>368,54</b>	<b>7,68</b>
Dec	48,45	3,57
Janv	313,11	5,90
Fev	60,18	3,55
Mars	25,33	3,47
Avril	29,45	3,62
Mai	92,98	5,61
Juin	201,43	6,13
Juill	73,34	4,46
Aout	<b>14,42</b>	<b>2,44</b>
Moyenne	124,72	5,03
Ecart-type	115,12	1,61
Cv	0,92	0,32

L'apport solide du mois de novembre est le plus élevé de l'année, il représente environ le triple de l'apport solide moyen annuel. Durant le même mois, la concentration en (MES) atteint une valeur extrême égale à 7,68 g/l (Tableau 15).

## Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension

Paradoxalement, cette forte érosion constatée au cours du mois de novembre correspond à un cumul pluvieux de seulement 28 mm (Figure 41). En revanche, le mois le plus humide de l'année (mai) a généré un apport solide relativement faible égal à  $92,98 \times 10^3$  Tonnes pour une hauteur de pluie extrême de 36mm (Figure 41).

Ces résultats confirment un coefficient de ruissellement très élevé durant l'automne notamment en novembre ce qui intensifie la violence des crues et des processus de dégradation des terres.



**Figure .41 :** Variabilité mensuelle des apports solides, concentrations, précipitations et des débits liquides à l'Oued Chabro ; période (1981/82-1992/93).

Les courbes d'évolution des écoulements, des concentrations et des apports solides reflètent une bonne concordance entre ces paramètres le long des 12 mois de l'année (Figure 41).

Les flux hydrologiques et sédimentaires marquent simultanément 3 apogées caractéristiques en première en novembre, puis une seconde en janvier et une troisième en mois de mai (Figure 41). Cependant, les oscillations des 3 courbes ne concordent pas exactement avec l'irrégularité des précipitations et marquent un léger déphasage durant certains mois.

Ceci est le cas pour la période entre le mois de mai et de juin, où l'on constate une augmentation flagrante des écoulements, des concentrations et des apports solides qui coïncide avec une chute de -36% des précipitations durant la même période (Figure 41).



## Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension

L'analyse des apports solides à l'échelle des saisons est intéressante dans la mesure où le coefficient d'écoulement ainsi que la densité du couvert végétal varient d'une manière très significative d'une saison à autre. Le tableau ci-dessous, donne les résultats des calculs des flux hydro-sédimentaires à l'échelle des 4 saisons de l'année.

**Tableau.16** : Valeurs des apports solides, concentrations et de quelques paramètres hydro-climatiques à l'échelle saisonnière, période (1981/82-1992/93).

Saisons	Q (m <sup>3</sup> /s)	As (×10 <sup>3</sup> Tonnes)	C(g/l)	P(mm)	Le (mm)	CE (%)
<b>Automne</b>	0,42	637,90	7,20	74,87	3,24	4,33
<b>Hiver</b>	0,28	421,74	4,34	66,31	2,15	3,25
<b>Printemps</b>	0,16	147,76	4,23	89,40	1,19	1,33
<b>été</b>	0,22	289,19	4,34	46,05	1,71	3,71
<b>Moyenne</b>	0,27	374,15	5,03	69,16	2,07	3,16
<b>Ecart-type</b>	0,11	208,41	1,45	18,12	0,87	1,29
<b>Cv</b>	41,69	55,70	28,81	26,20	42,06	40,97

**Le (mm)** : Lamme écoulée en millimètres ; **CE (%)** : Coefficient d'écoulement en (%).

### a) L'érosion en Automne

Il est clair que la majorité des sédiments transportés par l'Oued Chabro durant l'année se fait durant la saison d'automne (Tableau 16). En effet, l'apport solide fournit en cette saison représente 43% de l'apport solide total de la période (19981/82-1992/93). De plus, la concentration en (MES) est 30% supérieure à la moyenne annuelle. Ceci s'explique du fait que les crues automnales sont les plus violentes de l'année et sont générées par un cumul pluvieux de 75 mm réparti entre septembre et novembre (Figure 41). La valeur du coefficient d'écoulement a atteint un maximum de 4,33 % durant cette période (Tableau 16) ce qui reflète un ruissellement plus important que ceux des autres saisons et des sols plus saturés en eau.

Après une longue saison estivale très sèche et chaude, les sols se retrouvent, durant l'automne, totalement dénudés du couvert végétal. Aux premières averses orageuses, qui se manifestent dès le mois de septembre, les débits de pointes des crues peuvent atteindre des seuils record en absence d'une végétation dense.

Rajoutons à cela, le bassin de l'Oued Chabro englobe 24% de zones de cultures et 15% de parcours steppiques. Ces terrains se retrouvent totalement découverts pendant l'automne, suite aux activités agricoles (labours et ensemencement) qui se pratiquent essentiellement en cette période de l'année. On distingue alors, une érosion en nappe très développée et d'importantes quantités de matériaux fins dans l'Oued durant les averses automnales.

### **b) L'érosion en Hiver**

Durant l'Hiver, on remarque une diminution de -34% des apports solides par rapport à ceux estimés pour la saison d'automne (Tableau 16). Ce taux d'érosion reste plus élevé que celui estimé pour les périodes de printemps et de l'été. Cependant, cette diminution est liée à une réduction de -33 % des écoulements à l'Oued et aussi à une légère chute du régime pluvieux (-11%) constatée durant l'Hiver. D'autres parts, les crues hivernales à l'Oued Chabro semblent moins intenses et moins violentes que celles de l'automne ce qui réduit l'intensité de l'érosion en cette saison.

Il est à noter l'érosion en période d'hiver est soutenue essentiellement par les quantités de sédiments fournies en janvier. Environ 75% des quantités solides estimées pour la saison d'Hiver sont évacués en janvier. Ce mois se démarque, par rapport au reste des mois de l'Hiver, aussi bien en apports solides qu'en intensité d'écoulement et de précipitations (Figure 41 et Tableau 16). A la fin de la saison d'hiver, notamment en février, le taux d'érosion diminue brusquement avec la réduction des précipitations et écoulements (Figure 41).

### **c) L'érosion en printemps**

La Figure 41 indique une diminution assez brusque de l'intensité de l'érosion, dès le mois de mars puis une reprise graduelle des processus érosifs durant les mois qui suivent (Avril et mai). Malgré cette reprise, l'apport solide estimé pour la saison du printemps reste inférieur à la moyenne des 4 saisons ( $174,76 \times 10^3$  Tonnes).

La saison de printemps montre une nette opposition entre l'intensité d'érosive et le régime pluvieux (Figure 41). Bien que cette saison soit la période la plus humide de l'année, son taux d'érosion est le plus faible comparé au reste des saisons. Cette contradiction met l'accent sur l'influence de l'occupation du sol qui s'impose en cette période. En effet, le couvert végétal devient très dense durant le printemps, ce qui ralentit une grande portion des écoulements et retient une importante quantité de matières fines sur les versants herbacés.

### **d) L'érosion en été**

La saison estivale se caractérise par une diminution brusque des précipitations égale à - 40% par rapport au printemps (Figure 41). Cependant, cette diminution du régime pluvial ne semble pas influencer le taux d'érosion de la période d'été, bien au contraire, l'apport solide de l'été est relativement supérieur à celui du printemps et égal à  $289,19 \times 10^3$  Tonnes (Tableau 16).

## **Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension**

---

Par ailleurs, il convient de souligner que l'apport solide de la saison d'été est majoré essentiellement par les sédiments transportés en mois de juin (Figure 41). En effet, durant ce mois, les apports solides, concentrations, et les écoulements marquent simultanément un pic moins accentué que celui de novembre et de janvier (Figure 41). Après cette apogée, les flux-hydro-sédimentaires diminuent d'une manière graduelle qui se poursuit durant les mois de juillet et d'août (Figure 41).

L'augmentation particulière des apports solides et des écoulements, durant le mois de juin, est due à une arrivée tardive des excédents en ruissèlements et en sédiments précédemment ralentis par le couvert végétal du printemps. Le temps de parcours des écoulements et des sédiments de l'amont jusqu'à l'aval du bassin est généralement prolongé par l'influence de l'occupation du sol.

Quelques processus érosifs plus au moins intense peuvent se manifester au cours des mois de juillet et d'août. Ces événements sont générés par certaines crues très brèves, typiques à celles de la période chaude d'été impliquant des apports solide relativement faibles ( $< 100 \text{ Tonnes} \times 10^3 \text{ Tonnes}$ ).

### **CONCLUSION**

La partie hydrologique évoquée en ce chapitre, nous ramène à déduire que le régime hydrologique relativement faible pour l'Oued Chabro. Ce dernier se caractérise par module annuel de seulement  $0,27 \text{ m}^3/\text{s}$  et apport hydrologique moyen de  $8,57$  million de  $\text{m}^3$  par an.

Toutefois, ces résultats sont bien représentatifs de la semi- aridité du climat, auquel notre bassin est exposé ce qui correspond parfaitement à son régime pluvieux jugé déjà ,assez faible.

La variabilité temporelle des écoulements et des apports hydrologiques est significative aussi bien à l'échelle annuelle qu'à l'échelle mensuelle et saisonnière ( $0,66 \leq C_v \leq 0,71$ ). Cependant, l'apport hydrologique annuel de l'Oued Chabro est soutenu essentiellement par l'abandon des écoulements en période automnale. Le débit moyen de cette saison a atteint  $0,42 \text{ m}^3/\text{s}$ , et la valeur record du débit mensuel est également observée durant cette période, en l'occurrence en mois de novembre avec  $0,63 \text{ m}^3/\text{s}$ .

L'automne et l'Hiver représentent les seules périodes excédentaires en écoulement. Toutefois, bien que le mois d'août soit le plus sec de l'année, le débit moyen de la saison estivale reste 29% plus élevé que celui du printemps.

## **Chapitre IV: Hydrologie et quantification du transport solide en suspension**

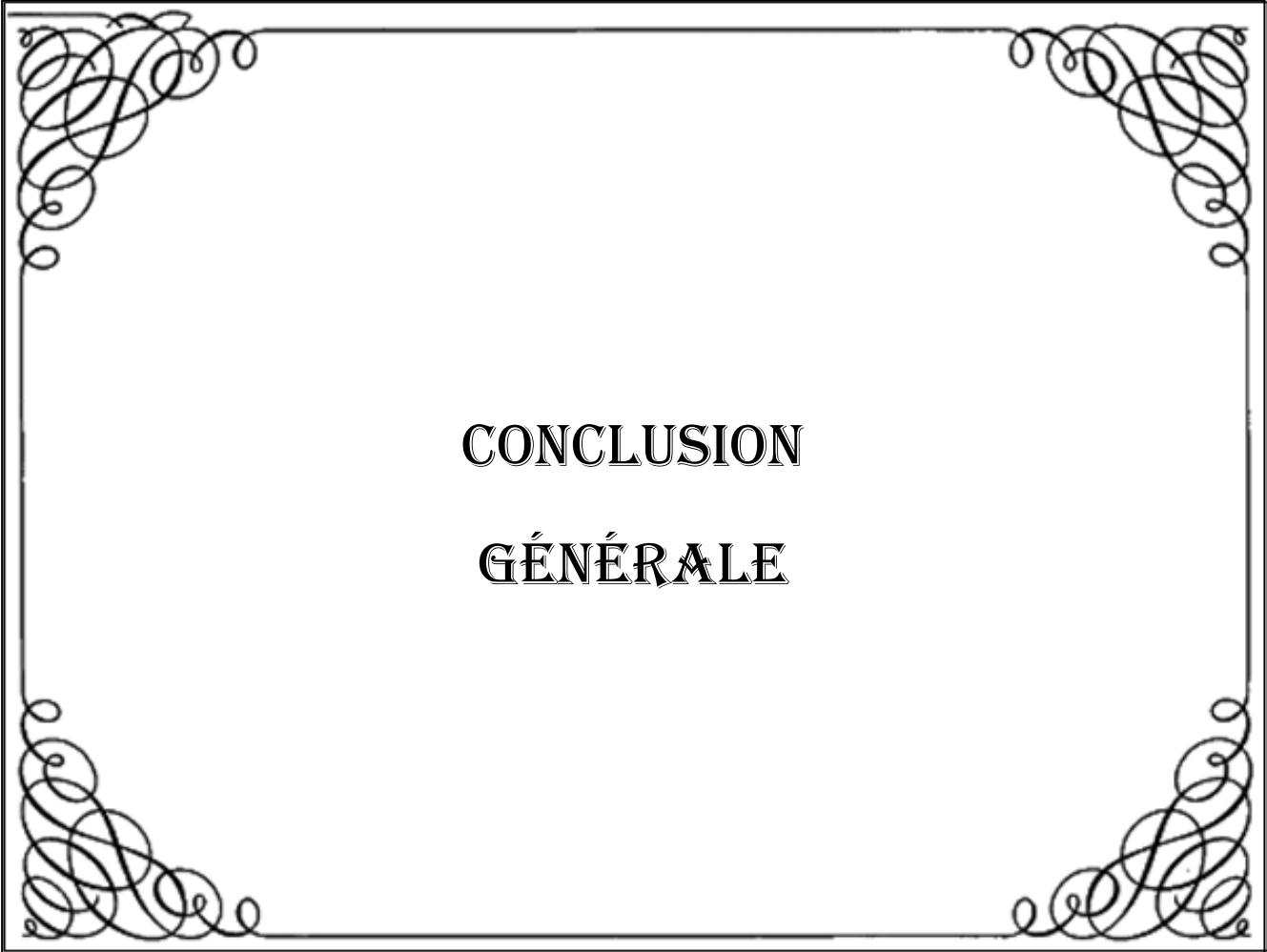
---

La quantification du transport solide en suspension, en recourant aux courbes de transport solide, a fait ressortir un taux d'érosion de 121,55 T/Km<sup>2</sup>/an pour le bassin-versant de l'Oued Chabro. Cette dégradation correspond à 1,5 millions de tonnes de sédiments transportés par l'Oued en question durant la période (1981/82-1992/93).

Comme il été constaté pour les écoulements, la variabilité temporelle des apports solides est très significative pour les différentes échelles temporelles étudiées ( $0,92 \leq C_v \leq 0,97$ ). Les valeurs annuelles varient entre  $8,14 \times 10^3$  et  $372,89 \times 10^3$  Tonnes. Cependant, l'apport solide maximal coïncide parfaitement avec l'année extrême humide 1989/90 et non pas avec la période excédentaire en écoulement.

En revanche, l'intensité de l'érosion montre une meilleure concordance avec le régime pluvieux et hydrologique du bassin le long des 12 mois de l'année. Les apports solides passent de  $14,42 \times 10^3$  durant le mois d'août à  $368,54 \times 10^3$  en mois de Novembre, ce qui implique une érosion très intense durant la saison d'automne.

Environ 43% de l'apport solide total de la période (19981/82-1992/93) est fournit durant la saison d'automne. Tandis que l'hiver contribue à l'approvisionnement de l'Oued en sédiments avec un taux de 28%. Les quantités restantes de sédiments (29%), ont été véhiculées par l'Oued durant les saisons de printemps et de l'été.



**CONCLUSION**  
**GÉNÉRALE**

### Conclusion générale

A l'issue de ce travail, nous estimons avoir contribué à cerner, dans la limite de la précision des données utilisées, les grands traits de l'érosion des sols et à identifier les facteurs influençant la dégradation du sous-bassin de l'Oued Chabro.

La situation géographique sous-bassin de l'Oued Chabro lui confère un profil topographique typique à celui des régions des hauts plateaux. En effet, ce dernier s'élève à plus de 985 m au dessus du niveau de la mer, et son fort relief s'impose sur une grande partie de son paysage.

L'analyse cartographique indique que le quart (25%) du sous-bassin de l'Oued Chabro est dominé par des collines abruptes ayant des déclivités allant de 15% à 143%. Cependant la pente moyenne déduite à partir du MNT est 11%.

En période humide, l'énergie du relief joue sur l'accentuation des ruissellements superficiels et donc sur l'intensité de l'érosion. Cependant, d'autres facteurs physico-géographiques analysés dans ce travail, tel que l'occupation du sol et la pédologie ont montrés aussi une grande part d'influence sur la dynamique érosive de l'Oued Chabro.

En effet, la portion de surface des formations tendres et moyennement tendres est loin d'être négligeable, elle représente 65% de la superficie totale. Il s'agit notamment des dépôts alluvionnaires récents (Quaternaires), qui forment des sols épais et friables et qui s'interposent avec des marnes et des argiles. Rajouterons à cela, cette typologie de sols est utilisé généralement pour des fins agricoles (cultures et pâturage) ce qui implique une couverture végétale partiellement dense à longueur d'année. En revanche, les forêts les plus denses qui offrent un couvert protecteur pour le sol s'étalent sur moins de 10% de la superficie totale du bassin. De même, les sols durs à dominante calcaire et gréseuse, sont les moins rependues et s'étalent sur une petite portion de surface, égale à 14%.

Ces résultats quantitatifs et qualitatifs, des facteurs physico-géographiques ont mis donc l'accent sur la forte vulnérabilité du terrain étudié au phénomène de l'érosion hydrique. Par ailleurs, la part d'influence de chaque paramètre : Topographie, occupation du sol et pédologie sur l'intensité de l'érosion est difficile à évaluer puisque ces facteurs interagissent d'une manière simultanée. De plus, cette démarche nécessite une analyse spatiale très détaillée avec une base de données cartographique précise.

En dépit de l'analyse de la sensibilité du milieu à l'érosion, une brève synthèse climatique et autre hydrologique ont été entamées pour une période de 12 années (1981/82-1992/93). Les

## Conclusion générale

---

résultats de ces synthèses ont largement servi pour appuyer nos déductions concernant la situation de l'érosion à l'Oued Chabro.

A partir de la synthèse climatique, nous pouvons admettre que le sous-bassin de l'Oued Chabro est soumis à une semi-aridité quasi-présente le long de l'année, impliquant un régime pluvieux relativement faible égale à 276,62 mm/an. Cette faible pluviosité correspond à un débit moyen annuel de seulement 0,27 m<sup>3</sup>/s à la station d'El Morsot.

Le régime pluvieux montre une période humide qui se manifeste d'une manière retardée durant le printemps. Au cours de cette saison, la pluviosité enregistre un cumul extrême correspondant à 32% de la précipitation moyenne annuelle du bassin. Après une saison estivale assez chaude et sèche, les précipitations reparaissent d'une manière brusque durant l'automne générant un cumul légèrement inférieur à celui du printemps (75 mm) mais qui dépasse de 12% celui de la saison d'hiver.

En ce qui concerne les écoulements, on estime un apport hydrologique moyen de 8,57 millions de m<sup>3</sup>. Ce volume rapporté à l'unité de surface génère une lame écoulée de seulement 8,24 mm/an et un coefficient de ruissellement relativement faible (3%).

Ces caractéristiques hydrologiques sont très représentatives de la semi-aridité du climat, auquel notre bassin est exposé et à son régime pluvieux qui est assez faible. D'autre part, elles reflètent un important taux d'évapotranspiration annuel qui est estimée au triple de la précipitation moyenne annuelle. L'analyse des écoulements à l'échelle saisonnière, est intéressante et indique que le régime hydrologique du bassin est soutenu essentiellement par les apports des saisons de l'automne et l'Hiver. Ces deux saisons représentent les seules périodes excédentaires en écoulement.

Enfin, la partie quantification du transport solide en suspension a constitué le noyau de notre travail et s'est basée, sur les mesures instantanées des débits et des concentrations des (MES), disponibles au niveau de la station d'El Morsot.

La modélisation et l'interprétation statistique des relations Q-C et Q-Q<sub>s</sub>, élaborée dans cette partie, est parvenue à la quantification des apports et de la charge solide, au niveau de l'Oued Chabro pour la période 1981/82-1992/93. Ceci a permis d'avoir une première approche sur leurs taux de la dégradation des sols et d'analyser l'évolution de la dynamique érosive, au regard des variables hydro-climatiques, précédemment citées à plusieurs échelles temporelles.

Il ressort, donc, que le sous-bassin de l'Oued Chabro se dégrade avec une moyenne de 121,55 T/Km<sup>2</sup>/an. Cette valeur correspond à un apport solide moyen annuel de 124,72 ×10<sup>3</sup> tonnes.

## **Conclusion générale**

---

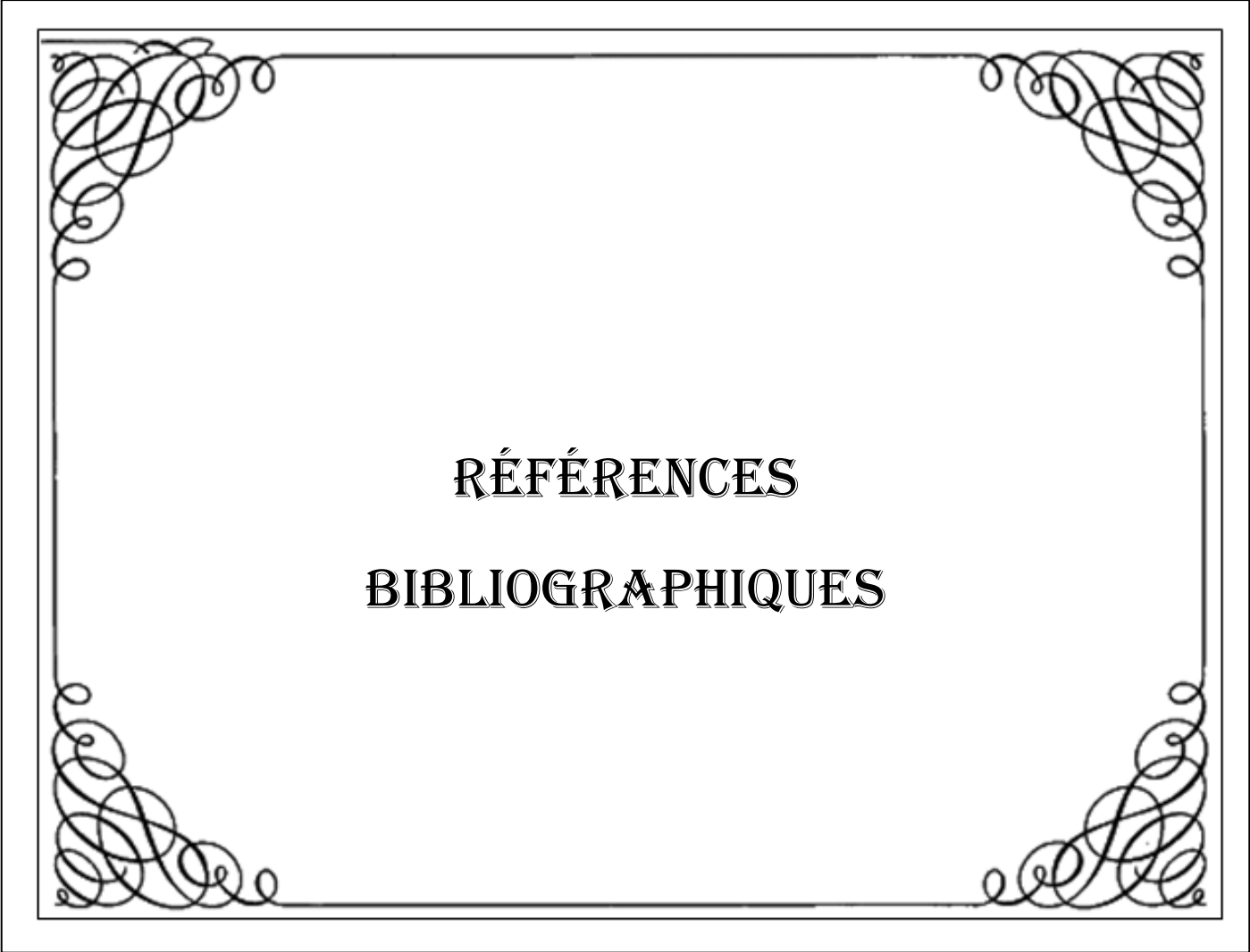
D'une autre manière, pendant la période allant de 1981/82 à 1992/93, l'Oued Chabro a véhiculé une quantité totale d'environ 1,5 millions de tonnes de sédiments.

Par ailleurs, la variabilité temporelle des apports solides de l'Oued chabro, à différentes échelles (annuelle, saisonnière et mensuelle), est significative et étroitement liée à celle des écoulements.

La plus grande partie des apports solides sont évacuée essentiellement en automne. Durant cette saison, les averses torrentielles sont très fréquentes et dépassent facilement les 30 mm en 24 heures surtout entre le mois d'octobre et de novembre. Ceci génère des crues assez violentes impliquant des processus érosifs intenses. Les sols fortement asséchés par les chaleurs de l'été, s'érodent facilement en contact avec averses brusques qui se manifestent dès le début de l'automne.

Bien que la saison du printemps soit la période la plus humide de l'année, son taux d'érosion est le plus faible comparé au reste des saisons. Cette contradiction met l'accent sur l'influence majeure de l'occupation du sol sur les écoulements agressifs. Le couvert végétal est de plus en plus dense en printemps, ce qui ralentit une grande portion des écoulements et retient une importante quantité de matières fines.





**RÉFÉRENCES**  
**BIBLIOGRAPHIQUES**

## Références bibliographiques

- [1]: Bakker, M. M., Govers, G., Jones, R. A., & Rounsevell, M. D. A. (2007). The Effect of Soil Erosion on Europe's Crop Yields. *Ecosystems*, 10(7), 1209-1219. doi: 10.1007/s10021-007-9090-3.
- [2]: Kassoul, M., Abdelgader, A., & Belorgey, M. (1997). *Caractérisation de la sédimentation des barrages en Algérie*. Revue des sciences de l'eau, 10(3), 339. doi: 10.7202/705283.
- [3]: Milliman, J. D., & Syvitski, J. P. M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*, 525-544.
- [4]: Syvitski, J. P. M. (2003). Supply and flux of sediment along hydrological pathways: research for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 1-11. doi: 10.1016/s0921-8181(03)00008-0.
- [5]: Vörösmarty, C. J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., & Syvitski, J. P. M. (2003). *Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments*. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 169-190. doi: 10.1016/s0921-8181(03)00023-7.
- [6]: Walling, D. E., & Fang, D. (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 111-126. doi: 10.1016/s0921-8181(03)00020-1.
- [7]: Khanchoul, K., & Jansson, M. B. (2008). Sediment rating curves developed on stage and seasonal means in discharge classes for the Mellah wadi, Algeria. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 90(3), 227-236.
- [8]: Demmak, A. (1982). Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. Thèse doct. Ing., Paris, 323 .
- [9]: Fournier, F. (1969). L'érosion hydrique et le climat. *Bulletin technique d'information. Bulletin technique d'information*.
- [10]: Tixeront, J. (1960). Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. *General Assembly of Helsinki, 25 July–5 August 1960*, 26-42.
- [11]: Khanchoul, K. (2006a). Quantification de l'érosion et des transports solides dans certains bassins versants du nord-est algérien. *Unpublished Ph. D. thesis, Department of Geology, University of Annaba, Algeria*.
- [12]: Tourki, M. (2010). *Etude de l'érosion et du transport solide dans le bassin versant de l'Oued Kébir Est-Nord-Est Algérien*. Mémoire de Magistère, Badji Mokhtar University-UBMA.
- [13]: Tourki, M. (2019). *Modélisation des flux hydro-sédimentaires et cartographie des zones sensibles à l'érosion hydrique dans le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, Nord-est Algérien*. Thèse de Doctorat en science, Badji Mokhtar University-UBMA.
- [14]: Selmi, K. (2019). *Analyse et modélisation des transferts Hydro-sédimentaires dans le bassin Versant de Mellègue*. (Thèse de Doctorat de 3eme cycle.), Badji Mokhtar University-UBMA.

- [15]: **García-Ruiz, J. M., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., & Beguería, S. (2013).** Erosion in Mediterranean landscapes: Changes and future challenges. *Geomorphology*, 198, 20-36. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.05.023.
- [16]: **Arabi, M., & Roose, E. (1989).** Influence de quatre systeme de production en zone méditerranéenne de moyenne montagne en Algérie. *Bulletin Réseau Erosion*, 9, 39-51.
- [17]: **Benkadja, R., Benhadouga, M., & Benkadja, A. (2013).** Quantification des matières en suspension et valorisation des sédiments de dragage à l'échelle d'un bassin semi-aride: Cas du barrage du K'sob (Algérie). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 72(3-4), 523-531.
- [18]: **Colombani, J., Olivry, J.-C., & Kallel, R. (1984).** Phénomènes exceptionnels d'érosion et de transport solide en Afrique aride et semi-aride.
- [19]: **Megnounif, A., Terfous, A., & Bouanani, A. (2003).** Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute-Tafna (Nord-Ouest Algérien). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 16(3), 369-380.
- [20]: **Vila, J.-M. (1980).** *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens.* – Thèse Sc., Paris VI, 655p.
- [21]: **Lageat, Y. (2004).** Les milieux physiques continentaux. Ed. Belin, 1ère édition, 190p.
- [22]: **Heusch, B. (1970).** L'érosion du pré-Rif. Une étude quantitative de l'érosion hydraulique dans les collines marneuses du pré-Rif occidental.
- [23]: **Martin, C. (1986).** *Contribution à l'étude de la dynamique des versants en roches métamorphiques: l'exemple du massif des Maures.* Paris 1.
- [24]: **Rey, F., Ballais, J., Marre, A., & Rovéra, G. (2004).** Role of vegetation in protection against surface hydric erosion. *Comptes rendus Geoscience. Academie des Sciences, Paris*, 336(11), 991-998.
- [25]: **Combes, F., Hurand, A., & Meunier, M. (1995).** La forêt de montagne: un remède aux crues. *Compte rendu de recherches*(3), 113-121.
- [26]: **Roose, E., Chebbani, R., & Bourougga, L. (2001).** Ravinement en Algérie. Typologie, facteurs de contrôle, quantification et réhabilitation. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 11(4), 317-326.
- [27]: **Sari, D. (1977).** L'homme et l'érosion dans l'Ouarsenis (Algérie). – S.N.E.D Editions, Alger, 624p.
- [28]: **Khanchoul, K., Jansson, M. B., & Lange, J. (2007).** Comparison of suspended sediment yield in two catchments, northeast Algeria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(1), 63-94.
- [29]: **Lienou, G. (2007).** Impacts de la variabilité climatique sur les ressources en eau et les transports de matières en suspension de quelques bassins versants représentatifs au Cameroun. *These de doctorat PhD, Université de Yaoundé I.*
- [30]: **Bouanani, A. (2004).** *Hydrologie, transport solide et modelisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW–Algérie).* Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Tlemcen, 249p.

- [31]: **Tavares, J. d. P. (2010).** *Erosion des sols du Cap Vert : processus et quantification à l'échelle de trois bassins versants de l'île de Santiago*. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, Département des sciences de la terre et de l'environnement, France, 227 p.
- [32]: **Benkhaled, A., & Remini, B. (2003).** Analyse de la relation de puissance: débit solide-débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'Oued Wahrane (Algérie). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 16(3), 333-356
- [33]: **Etchanchu, D., & Probst, J.-L. (1986).** *Érosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole*. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 302(17), 1063-1068.
- [34]: **Tourki, M., Khanchoul, K., Le Bissonnais, Y., & Belala, F. (2017).** Sediment yield assessment in the Upper Wadi Kebir catchment, Kébir Rhumel River, Northeast of Algeria (1973-2006). *Synthèse: Revue des Sciences et de la Technologie*, 34(1), 122-133.
- [35]: **Achite, M., & Ouillon, S. (2007).** Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995). *Journal of Hydrology*, 343(3-4), 187-202. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.06.026.
- [36]: **Cordova, J. R., & Gonzalez, M. (1997).** Sediment yield estimation in small watersheds based on streamflow and suspended sediment discharge measurements. *Soil technology*, 11(1), 57-65.
- [37]: **Ferguson, R. I. (1987).** Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth surface processes and landforms*, 12(1), 95-104.
- [38]: **Jansson, M. B. (1997).** Comparison of sediment rating curves developed on load and on concentration. *Hydrology Research*, 28(3), 189-200.
- [39]: **Restrepo, J. D., & Kjerfve, B. (2000).** Magdalena river: interannual variability (1975–1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology*, 235(1), 137-149
- [40]: **De Vente, J., & Poesen, J. (2005).** Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews*, 71(1), 95-125.
- [41]: **Young, R., Onstad, C., Bosch, D., & Anderson, W. (1989).** AGNPS: A nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of soil and water conservation*, 44(2), 168-173.
- [42]: **Arnold, J. G., Williams, J., Nicks, A., & Sammons, N. (1990).** SWRRB; a basin scale simulation model for soil and water resources management. *SWRRB; a basin scale simulation model for soil and water resources management*
- [43]: **Morgan, R. (2001).** A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan–Morgan–Finney model. *Catena*, 44(4), 305-322.

- [44]: **Morgan, R., Quinton, J., Smith, R., Govers, G., Poesen, J., Auerswald, K., Styczen, M. (1998).** The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth surface processes and landforms*, 23(6), 527-544.
- [45]: **Flanagan, D. C., Ascough, J. C., Nearing, M. A., & Laflen, J. M. (2001).** The water erosion prediction project (WEPP) model *Landscape erosion and evolution modeling* (pp. 145-199): Springer.
- [46]: **Le Bissonnais, Y., Montier, C., Daroussin, J., & King, D. (1998).** *Cartographie de l'Aléa "érosion des sols" en France*: Ministère de l'aménagement du territoire et de l'Environnement, Rapport technique. 91p.
- [47]: **Knisel, W. G. (1980).** CREAMS: a field scale model for Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems [USA]. *United States. Dept. of Agriculture. Conservation research report (USA)*.
- [48]: **Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978).** Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning. *Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning*.
- [49]: **Colmar, A., Walter, C., Le Bissonnais, Y., & Daroussin, J. (2010).** Démarche de validation régionale par avis d'experts du modèle MESALES d'estimation de l'aléa érosif. *Etude et gestion des sols*, 17(1), 19-32
- [50]: **Pike, R. J., & Wilson, S. E. (1971).** Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 82(4), 1079-1084.
- [51]: **Strahler, A. N. (1952).** Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117-1142.
- [52]: **Hauchard, E. (2001).** *De la dynamique non lineaire a la dynamique du relief en geomorphologie. Application aux bassins-versants de la marge nord occidentale du bassin de paris*. Rouen.
- [53]: **Roche, M. (1963).** Hydrologie de surface. Paris, Gauthier - Villars. 430 p.
- [54]: **Ritter, D. (1984).** Process Geomorphology: WC Brown Co. *Debuque, Iowa*. Chapter 5, pp 169-210. Brown Company Publishers, Iowa.
- [55]: **ANBT. (2011).** Etude d'avant projet detaille du barrage de Ouldjet mellegue. Rapport du bureau d'étude « Energo Projekt-Agence Nationale des Barrages et Transferts » .
- [56]: **Mebarki, A. (1982).** *Le bassin du Kébir-Rhumel (Algérie): hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau*. Thèse 3eme cycle, Université de Nancy, 304p.
- [57]: **Mebarki, A. (2005).** Hydrologie des Bassins de l'Est Algérien: Ressources en eau, aménagement et environnement .Thèse de doctorat d'état de l'Université Mentouri de Constantine.
- [58]: **Thorntwaite, C. W. (1948).** An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.
- [59]: **Emberger, L. (1955).** *Une classification biogéographique des climats*. Recueil, travaux de laboratoire géolo-zoologique, Faculté des sciences. Service botanique. Montpellier, 7, 3-43.

- [60]: Côte, M. (1998). *Les régions bioclimatiques de l'est algérien*. (in Mébarki Azzedine., 2005), Les régions bioclimatiques de l'Est algérien, Rhumel, n° 6, pp. 57-71.
- [61]: Fournier, F. (1960). *Climat et érosion: la relation entre laérosion du sol par laeau et les précipitations atmosphériques*. P.U.F., Paris, 201p.
- [62]: Khanchoul, K., Tourki, M., & Le Bissonnais, Y. (2015). Assessment of the Artificial Neural Networks To Geomorphic Modelling Of Sediment Yield For Ungauged Catchments, Algeria. *Journal of Urban and Environmental Engineering (JUEE)*, 8(2), 175-185
- [63]: Campbell, F. B., & Bauder, H. (1940). A rating-curve method for determining silt-discharge of streams. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 21(2), 603-607.
- [64]: Bouguerra, H. (2018). *Quantification et modélisation des transports solides, cartographie des zones à risques d'érosion hydrique par utilisation d'un SIG: application aux bassins de Bouhamdane et Ressoul (Nord-Est Algérien)*. Thèse de doctorat de l'université de Tlemcen-Algérie.
- [65]: Khanchoul, K. (2006b). Quantification de l'érosion et des transports solides dans certains bassins versants de l'extrême Nord-est algérien. *Thèse de Doctorat d'état en Géologie*.
- [66]: Ferguson, R. I. (1986). River loads underestimated by rating curves. *Water Resources Research*, 22(1), 74-76.
- [67]: Horowitz, A. J., Elrick, K. A., & Smith, J. J. (2001). Estimating suspended sediment and trace element fluxes in large river basins: methodological considerations as applied to the NASQAN programme. *Hydrological Processes*, 15(7), 1107-1132.
- [68]: Walling, D. E. (1977). Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Water Resources Research*, 13(3), 531-538; 1944-7973.
- [69]: Jansson, M. B. (1996). Estimating a sediment rating curve of the Reventazón river at Palomo using logged mean loads within discharge classes. *Journal of Hydrology*, 183(3), 227-241. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02988-5](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(95)02988-5).
- [70]: Annandale, G. (1990). Discussion of "Uncertainty in Suspended Sediment Transport Curves" by Edward A. McBean and Sabah Al-Nassri (January, 1988, Vol. 114, No. 1). *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(1), 140-141.
- [71]: Milhous, R. T. (1990). Discussion of "Uncertainty in Suspended Sediment Transport Curves" by Edward A. McBean and Sabah Al-Nassri (January, 1988, Vol. 114, No. 1). *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(5), 730-732.
- [72]: Nordin Jr, C. F. (1990). Discussion of "Uncertainty in Suspended Sediment Transport Curves" by Edward A. McBean and Sabah Al-Nassri (January, 1988, Vol. 114, No. 1). *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(1), 145-148.

- [73]: Cohn, T. A., Caulder, D. L., Gilroy, E. J., Zynjuk, L. D., & Summers, R. M. (1992). The validity of a simple statistical model for estimating fluvial constituent loads: An empirical study involving nutrient loads entering Chesapeake Bay. *Water Resources Research*, 28(9), 2353-2363.
- [74]: Jansson, M. (1985). A comparison of detransformed logarithmic regressions and power function regressions. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 61-70.
- [75]: Pearson, K. (1905). "das fehlergesetz und seine verallgemeinerungen durch fechner und pearson." a rejoinder. *Biometrika*, 4(1-2), 169-212.
- [76]: Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.
- [77]: Verhoff, F. H., Melfi, D. A., & Yaksich, S. M. (1980). River nutrient and chemical transport estimation. *Journal of the Environmental Engineering Division*, 106(3), 591-608.
- [78]: Walling, D. E., & Webb, B. W. (1981). The reliability of suspended sediment load data [River Creedy, England].
- [79]: McBean, E. A., & Al-Nassri, S. (1988). Uncertainty in suspended sediment transport curves. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(1), 63-74.
- [80]: Miller, C. R. (1951). *Analysis of flow-duration: Sediment-rating curve method of computing sediment yield*: United States Department of Interior, Bureau of Reclamation.
- [81]: Miller, D. M. (1984). Reducing transformation bias in curve fitting. *The American Statistician*, 38(2), 124-126
- [82]: Probst, J. L., & Suchet, P. A. (1992). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrological Sciences Journal*, 37(6), 621-637. doi: 10.1080/02626669209492628.
- [83]: Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1960). A universal soil-loss equation to guide conservation farm planning. *Transactions 7th int. Congr. Soil Sci.*, 1, 418-425.
- [84]: Vanmaercke, M., Poesen, J., Broeckx, J., & Nyssen, J. (2014). Sediment yield in Africa. *Earth-Science Reviews*, 136, 350-368.
- [85]: Vörösmarty, C. J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., & Syvitski, J. P. M. (2003). *Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments*. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 169-190. doi: 10.1016/s0921-8181(03)00023-7.