

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY  
UNIVERSITE BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار - عنابة

Faculté des Sciences de l'Ingénierat  
Département d'Hydraulique

Année : 2015

# THESE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de *Doctorat LMD*

## Etude des processus hydrologiques de formation des crues dans le bassin versant de la Seybouse (Nord-Est Algérien)

Option  
Hydraulique

Par  
BERHAIL Sabri

Devant le Jury

Président : Lakhdar DJEMILI

Pr. Univ. Annaba

Examineurs : Mahmoud HASBAIA

Dr. Univ. Msila

Yassine DJEBBAR

Pr. Univ. Souk-Ahras

Habib Abida

Pr. Univ. Sfax, Tunisie

Directeur de Thèse : Lahbassi OUERDACHI

Pr. Univ. Annaba

## دراسة المسالك الهيدرولوجية لتشكيل الفيضانات في أحواض تصريف المياه

### ملخص

الهدف الرئيسي من هذا العمل هو تحسين فهم السلوك الهيدرولوجي لحوض تصريف المياه سيبوس. ولتحقيق هذا الهدف تستند هذه الدراسة أساسا على الملاحظة والمعطيات المقاسة في مستجمع المياه لرصد الظواهر الهيدرولوجية على تشكيل الفيضانات، ولتحديد وشرح المسالك التي أدت إلى تشكيل التدفق. حيث تعتبر معرفة هذه المسالك أمر ضروري قبل استخدام النماذج الهيدرولوجية لتحويل التساقط إلى تدفق.

لقد حاولنا في هذه الدراسة معرفة المسالك الهيدرولوجية المختلفة سواء السطحية والجوفية التي يمكن أن تساهم في نشأة التدفق، والعوامل البيئية التي تتحكم بها عن طريق تحليل منحنيات إفراغ المياه المسجلة في جميع أحوض الصرف الثانوية لحوض تصريف المياه سيبوس، باستخدام الطرق التحليلية. النتائج تظهر بوضوح أن مياه الجريان السطحي السريع تساهم بنسبة كبيرة في تشكيل تدفق الفيضان في حوضي الصرف الثانوي واد الرسول وواد الشارف. في المقابل، نسبة المياه الجوفية كانت أكثر أهمية وميزة رئيسية من تدفق الفيضان في حوضي الصرف الثانوي واد ملاح وواد سيبوس، وهو ما يقودنا إلى الاستنتاج بأن تشكيل الفيضانات في حوض تصريف المياه سيبوس ناتج عن مزيج من عائلتين من المسالك الهيدرولوجية، السطحية والجوفية.

**الكلمات المفتاحية:** المسالك الهيدرولوجية، التدفقات، فصل مكونات الصرف المائي، انحسار الفيضان، حوض تصريف المياه سيبوس.

***ETUDE DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES DE FORMATION DES CRUES DANS  
LE BASSIN VERSANT DE LA SEYBOUSE***

**RESUME**

L'objectif principal de ce travail est l'amélioration de la compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Seybouse. Afin d'atteindre cet objectif cette étude est construite essentiellement sur l'observation et la mesure à l'intérieur du bassin versant des phénomènes hydrologiques contrôlant la génération des crues. Cette recherche vise à identifier et expliquer les processus qui sont à l'origine de la formation du débit. La connaissance de ses processus est essentielle avant tout modélisation de la transformation pluie-débit. Dans les modèles pluie-débit conceptuel le bassin versant est divisé en un ensemble de réservoirs qui se remplisse et se vidange de différentes façons selon l'état hydrique du bassin versant et la nature des forçages climatiques.

Nous avons alors essayé de connaître les différents processus tant superficiels que souterrains pouvant contribuer à cette genèse, ainsi que les facteurs du milieu qui les contrôlent. Pour arriver à notre objectif nous avons utilisé des méthodes analytiques basées sur l'analyse des courbes de récession de débits enregistrés à l'ensemble des sous bassins de la Seybouse. Les résultats montrent clairement que les eaux issues du ruissellement de surface rapide sont majoritaires sur ces formations dans les sous bassins de l'Oued Ressoul et l'Oued Cherf. En revanche, la part des eaux souterraines dans l'écoulement de crue était beaucoup plus importante et constituait l'essentiel du débit de crue de l'Oued Melah et l'Oued Seybouse, ce qui nous amène à conclure que la formation des crues dans le bassin de la Seybouse résulte la conjonction de deux familles de processus, superficiels et souterrains.

**Mots clé :** processus hydrologiques, débits, séparation des écoulements, MRC, récession, bassin versant du Seybouse.

***STUDY OF HYDROLOGICAL PROCESSES OF FLOOD FORMATION IN THE  
SEYBOUSE BASIN***

**ABSTRACT**

The main objective of this work is to improve the comprehension of the hydrological functioning of the Seybouse basin. To achieve this objective, this study is based essentially on observation and measurement hydrological processes controlling flow generation within the watershed. This research aims to identify and explain the processes responsible for streamflow generation. The knowledge of processes is essential before any rainfall-runoff transformation modelling. In the conceptual rainfall-runoff models watershed is divided into a series of tanks that fill and drain in different ways according to the hydric state of the watershed and the natural forcing of the climate.

To achieve our objective we used analytical methods based on recession curves analysis recorded in the whole Seybouse sub basins. The results make clearly that surface runoff are the majority of these formations in the sub-basins of Ghassoul and Cherf rivulets. In contrast, the share of groundwater flow was much greater and constitutes the essential flood flow of Melah and Seybouse rivulets, which leads us to conclude that the flood formation in the Seybouse basin result from a combination of two processes, surface and subsurface.

**Keywords:** hydrological processes, streamflow, hydrograph separation, MRC, recession, Seybouse basin.

## Remerciement

*C'est un honneur et un plaisir pour moi de pouvoir remercier ici les personnes et institutions dont l'aide, le soutien et les conseils m'ont été si précieux tout au long de la rédaction de cette thèse.*

*D'abord, je dois beaucoup à Monsieur le professeur **Lahbassi OUERDACHI** qui a accepté la direction de ma thèse qui s'est largement investi dans mon travail depuis le début jusqu'à la fin, et qui a patiemment supporté mes doutes et mes interrogations.*

*Monsieur **Hamouda BOUTAGHANE** pour m'avoir guidé, encouragé et conseillé tout au long de la réalisation de cette thèse.*

*Ensuite, je remercie tous les membres de mon jury, du temps et de la disponibilité trouvés pour lire ma thèse et participer à cette soutenance. Je remercie tout particulièrement Messieurs les membres du jury :*

- ✓ Le professeur **Lakhdar DJEMILI** de l'Université Badji Mokhtar-Annaba, d'avoir endossé le rôle de président de jury lors de la soutenance ;*
- ✓ Le professeur **Yassine DJEBBAR** de l'Université Mohamed Cherif Messaadia Souk Ahras, le professeur **Habib ABIDA** de l'Université de Sfax, Tunisie, ainsi que le Docteur **Mahmoud HASBAIA** de l'Université de M'sila d'avoir examiné et évalué ce travail.*

*Enfin, il me faut dire un mot de tous les professeurs qui m'ont donné la chance d'envisager de faire un tel travail et de le mener à bien. Je remercie également **Mr. Kirstijan Posavec**, Professeur à l'université de Zagreb (Croatie) pour son aide et ses conseils avisés qui m'ont permis de faire la publication du manuscrit. Il n'a jamais hésité à m'aider, non seulement par ses idées scientifiques mais aussi par sa compréhension.*

*J'associe à ces remerciements toute personne qui m'a aidée de proche ou de loin dans l'accomplissement de ce travail, plus spécialement à mon collègue **ATOUI Hamza** doctorant au département d'électronique, Université Badji Mokhtar-Annaba.*

*Pour finir, je remercie tous les membres du Laboratoire d'Hydraulique et de Constructions Hydrauliques (LHCH) qui m'ont soutenu tout au long de ce travail directement ou indirectement, par leur amitié et leur sympathie, trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.*

## TABLE DES MATIERES

ملخص.....	I
Résumé.....	II
Abstract.....	III
Remerciement.....	IV
Table des matières.....	V
Liste de figures.....	X
Liste des tableaux.....	XIII

### INTRODUCTION GENERALE

Objectif général.....	2
Plan et contenu de la thèse.....	2

### CHAPITRE 1

### LES PROCESSUS DE GENERATION DE CRUES

1. Introduction.....	4
2. Principaux cheminements de l'eau.....	4
2.1. Les précipitations directes à la surface de l'eau.....	4
2.2. Ecoulement de surface.....	4
2.3. Ecoulement de subsurface.....	6
2.4. Ecoulement souterrains.....	7
3. Forme de l'hydrogramme.....	8
3.1. Les éléments descriptifs d'un hydrogramme.....	8
4. Les facteurs qui influent sur la forme de l'hydrogramme.....	9
4.1. Le forçage climatique.....	10
4.2. Les conditions initiales.....	10
4.3. Les propriétés du milieu.....	11
4.4. La topographie.....	11
5. Synthèse.....	12

**CHAPITRE 2**

**PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE**

1. Le bassin versant : définitions et critiques.....	13
1.1. Situation géographique du bassin versant de la Seybouse.....	13
1.2. Cadre géographique.....	14
1.2.1. <i>Le bassin de la haute Seybouse</i> .....	15
1.2.2. <i>Le bassin de la moyenne Seybouse</i> .....	15
1.2.3. <i>Le bassin de la basse Seybouse</i> .....	16
1.3. Les caractéristiques morpho métriques de bassins versants.....	16
1.3.1. <i>Paramètres géométriques: la surface et le périmètre</i> .....	17
1.3.2. <i>Caractéristique de forme</i> .....	17
1.3.3. <i>L'orographie</i> .....	17
1.3.4. <i>Le système des pentes</i> .....	19
1.3.5. <i>Indice de pente de Roche</i> .....	19
1.3.6. <i>Indice de pente globale</i> .....	20
1.3.7. <i>Dénivelée spécifique</i> .....	20
2. Réseau hydrographique.....	21
2.1. Réseau hydrographique de la Seybouse.....	21
2.2. Type de densité de drainage.....	22
Conclusion.....	23
3. Les caractéristiques géologiques et lithologiques.....	23
3.1. Introduction.....	23
3.2. Les grandes unités géologiques.....	24
3.3. L'Atlas Saharien.....	24
3.3.1. <i>L'Atlas Tellien</i> .....	24
3.3.2. <i>La chaîne Numidique</i> .....	24
3.3.3. <i>Le Massif de l'Edough</i> .....	24
3.4. Les grands ensembles lithologiques.....	24
3.4.1. <i>Haute Seybouse</i> .....	24
3.4.2. <i>La moyenne Seybouse</i> .....	25
3.4.3. <i>La basse Seybouse</i> .....	26
Conclusion.....	27
4. Les caractéristiques biogéographiques.....	27



5.2. Elaboration d'une courbe maîtresse de récession « Master Recession Curve »..	75
5.2.1. <i>Matching strip method</i> .....	76
5.2.2. <i>Application de la transformation en ondelette</i> .....	76
5.2.2.1. <i>Mise en place d'un algorithme de détermination du paramètre de récession K</i> .....	77
6. Mise en place d'une procédure analytique de séparation des composantes de l'écoulement fondé sur la constante de récession K.....	79
6.1. Séparation de l'hydrogramme des crues du 01/01/2003 à la station de Bouchegouf.....	80
6.2. Séparation de l'hydrogramme des crues du 01/01/2003 à la station de Ain Berda.....	83
7. Interprétation graphique des composantes de l'écoulement sur l'hydrogramme du débi total.....	85
Conclusion.....	89

**CHAPITRE 5**

***LES EAUX SOUTERRAINES***

1. Introduction.....	90
2. Recharge - Définition, concepts et de la variabilité.....	90
2.1. Recharge - Définition et concepts.....	90
2.2. Mécanismes de recharge.....	91
2.3. La variabilité spatiale et temporelle de recharge.....	92
3. Aperçu des méthodes d'estimation de la recharge.....	92
3.1. La méthode du bilan hydrique.....	92
3.2. La méthode par l'étude des eaux de surface.....	94
4. Concept et principe de la méthode de Meyboom.....	95
5. Application aux événements de crues.....	97
6. Détermination de la contribution de l'écoulement de base et la recharge des eaux souterraines.....	99
Conclusion.....	104
Conclusions et perspectives.....	105

<b>Références bibliographiques</b> .....	107
<b>Annexe A</b> : Tableaux complémentaires des estimations de la recharge des eaux souterraines.....	112
<b>Annexe B</b> : Publications et communications issues de ce travail.....	119
<b>Annexe C</b> : Programmes Matlab.....	120

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1 :</b>	<i>Ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité</i>	<b>5</b>
<b>Figure 2 :</b>	<i>Ruissellement par saturation et exfiltration</i>	<b>6</b>
<b>Figure 3 :</b>	<i>Mécanismes de formation de l'écoulement de subsurface</i>	<b>7</b>
<b>Figure 4 :</b>	<i>Composante d'un hydrogramme</i>	<b>9</b>
<b>Figure 5 :</b>	<i>Cycle hydrologique tel qu'il est représenté dans le model HEC-HMS</i>	<b>12</b>
<b>Figure 6 :</b>	<i>Situation géographique du bassin versant de la Seybouse</i>	<b>14</b>
<b>Figure 7 :</b>	<i>Carte des trois zones principaux du sous bassins versants de la Seybouse</i>	<b>16</b>
<b>Figure 8 :</b>	<i>Courbe hypsométrique</i>	<b>18</b>
<b>Figure 9 :</b>	<i>Réseau hydrographique du bassin versant de la Seybouse</i>	<b>21</b>
<b>Figure 10 :</b>	<i>Les zones hydrogéologiques du bassin de la Seybouse</i>	<b>26</b>
<b>Figure 11 :</b>	<i>La couverture végétale du bassin de la Seybouse</i>	<b>28</b>
<b>Figure 12 :</b>	<i>Histogrammes des températures à la station de Pont Bouchet en °C</i>	<b>31</b>
<b>Figure 13 :</b>	<i>Histogrammes des températures à la station de Guelma en °C</i>	<b>31</b>
<b>Figure 14 :</b>	<i>Variation de l'humidité à la station de Pont Bouchet</i>	<b>33</b>
<b>Figure 15 :</b>	<i>Variation de l'humidité à la station de Guelma</i>	<b>33</b>
<b>Figure 16 :</b>	<i>Carte de station hydrométrique de la Seybouse</i>	<b>36</b>
<b>Figure 17 :</b>	<i>Séparation selon ROCHE</i>	<b>38</b>
<b>Figure 18 :</b>	<i>Allure générale d'un hydrogramme de débit de base</i>	<b>39</b>
<b>Figure 19 :</b>	<i>Exemple de séparation de l'hydrogramme en deux composantes pour la crue du 16~19 février 1996 de la station Ain el Berda</i>	<b>39</b>
<b>Figure 20 :</b>	<i>Exemple de séparation de l'écoulement de base selon les techniques proposées par Chapman et Furey, cas de la station Bouchagouf</i>	<b>41</b>
<b>Figure 21 :</b>	<i>Décomposition d'un hydrogramme de crue en trois composantes</i>	<b>43</b>

<b>Figure 22 :</b> <i>Procédures de calcul pour générer le débit de base et le ruissellement total</i>	<b>45</b>
<b>Figure 23 :</b> <i>Hydrogramme généré et mesuré à partir de l'évènement de Janvier à Mars 1999 à la station Mirebek et Moulin Rechefort</i>	<b>46</b>
<b>Figure 24 :</b> <i>Hydrogramme de ruissellement total et de débit de base estimé à partir de ruissellement direct mesuré pour un événement typique pluvieux de 15-25 février 1994 à la station Mirebek et Moulin Rechefort</i>	<b>47</b>
<b>Figure 25 :</b> <i>Courbe des débits et débits de base classés à Mirebek</i>	<b>48</b>
<b>Figure 26 :</b> <i>Courbe des débits et débits de base classés à Moulin Rechefort</i>	<b>49</b>
<b>Figure 27 :</b> <i>Courbe des débits de base de Oued Seybouse et Oued Cherf aval</i>	<b>50</b>
<b>Figure 28 :</b> <i>Courbe des débits classés à Oued Ressoul de 1973 à 2003</i>	<b>52</b>
<b>Figure 29 :</b> <i>Courbe des débits classés à Oued Melah de 1973 à 2003</i>	<b>53</b>
<b>Figure 30 :</b> <i>Courbe des débits classés à Oued Cherf de 1973 à 2003</i>	<b>54</b>
<b>Figure 31 :</b> <i>Débits moyens journaliers à Mirebek pendant l'année 1996-1997</i>	<b>55</b>
<b>Figure 32 :</b> <i>Débits moyens journaliers à Mirebek pendant l'année 2001-2002</i>	<b>55</b>
<b>Figure 33 :</b> <i>Courbe des débits classés à Oued Seybouse de 1973 à 2003</i>	<b>56</b>
<b>Figure 34 :</b> <i>Courbe de tarissement, période et segment</i>	<b>60</b>
<b>Figure 35 :</b> <i>Analyse des courbes de récession par cinq modèles de régression de l'oued Rassoul</i>	<b>65</b>
<b>Figure 36 :</b> <i>Analyse des courbes de récession par cinq modèles de régression de l'oued Mellah</i>	<b>66</b>
<b>Figure 37 :</b> <i>La variabilité du coefficient de tarissement</i>	<b>70</b>
<b>Figure 38 :</b> <i>Corrélation entre les coefficients de tarissement (<math>\alpha</math>) et les débits (<math>Q_0</math>) – a) Exemple d'un sous bassin versant perméable, Oued Melah – b) Exemple d'un sous bassin semi-perméable, Oued Cherf (période 1973-2003)</i>	<b>73</b>
<b>Figure 39 :</b> <i>Exemple de calcul de la constante de récession à Oued Melah (a) et Oued Ressoul (b)</i>	<b>75</b>
<b>Figure 40 :</b> <i>Exemple de l'application de la méthode du Matching strip pour le calcul de la constante de récession à Oued Seybouse (a) et Oued Cherf aval (b)</i>	<b>76</b>

<b>Figure 41 :</b>	<i>Exemple d'un évènement de crue et de ses cartes d'ondelettes à Oued Melah (a) et Oued Ressoul (b)</i>	<b>77</b>
<b>Figure 42 :</b>	<i>Procédure de séparation des composantes de l'écoulement à partir de la courbe de récession</i>	<b>80</b>
<b>Figure 43 :</b>	<i>Hydrogramme enregistré du 01/01/2003 au 14/06/2003 à la station de Bouchagouf</i>	<b>81</b>
<b>Figure 44 :</b>	<i>Séparation des courbes de récession en deux composantes à la station de Bouchagouf</i>	<b>82</b>
<b>Figure 45 :</b>	<i>Séparation des courbes de récession en trois composantes à la station de Bouchagouf</i>	<b>82</b>
<b>Figure 46 :</b>	<i>Hydrogramme enregistré du 01/01/2003 au 14/06/2003 à la station de Ain Berda</i>	<b>83</b>
<b>Figure 47 :</b>	<i>Séparation des courbes de récession en deux composantes à la station de Ain Berda</i>	<b>84</b>
<b>Figure 48 :</b>	<i>Séparation des courbes de récession en trois composantes à la station de Ain Berda</i>	<b>85</b>
<b>Figure 49 :</b>	<i>La contribution des deux composantes de l'écoulement séparé à la station de Bouchagouf</i>	<b>86</b>
<b>Figure 50 :</b>	<i>La contribution des deux composantes de l'écoulement séparé à la station de Ain Berda</i>	<b>87</b>
<b>Figure 51 :</b>	<i>La contribution des trois composantes de l'écoulement séparé à la station de Bouchagouf</i>	<b>87</b>
<b>Figure 52 :</b>	<i>La contribution des trois composantes de l'écoulement séparé à la station de Ain Berda</i>	<b>88</b>
<b>Figure 53 :</b>	<i>Les différents mécanismes de recharge selon LERNER</i>	<b>91</b>
<b>Figure 54 :</b>	<i>Tracé semi-logarithmique de débit mensuel enregistré à la station de Bouchagouf</i>	<b>96</b>
<b>Figure 55 :</b>	<i>Un exemple de deux récessions qui s'est produite en Mars à Avril, 1993 à la station de Bouchagouf (Oued Melah)</i>	<b>97</b>
<b>Figure 56 :</b>	<i>Un exemple de deux récessions qui s'est produite en Mars à Avril, 1993 à la station de Ain Berda (Oued Ressoul)</i>	<b>98</b>
<b>Figure 57 :</b>	<i>Débit de base estimé à Oued Melah et Oued Ressoul au cours de la période du 1973-2003</i>	<b>101</b>
<b>Figure 58 :</b>	<i>Décharge potentielle totale des eaux souterraines (<math>Q_{tp}</math>) et décharge restante des eaux souterraines (<math>Q_{remain}</math>) estimé à Oued Mellah</i>	<b>102</b>
<b>Figure 59 :</b>	<i>Décharge potentielle totale des eaux souterraines (<math>Q_{tp}</math>) et décharge restante des eaux souterraines (<math>Q_{remain}</math>) estimé à Oued Ressoul</i>	<b>102</b>
<b>Figure 60 :</b>	<i>Proportions du débit de base dans les sous bassin de la Seybouse</i>	<b>103</b>

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1 :</b>	<i>Répartition des paramètres morphométriques du bassin versant de la Seybouse</i>	<b>17</b>
<b>Tableau 2 :</b>	<i>Altitudes caractéristiques des bassins versants de la Seybouse</i>	<b>19</b>
<b>Tableau 3 :</b>	<i>Indices des pentes du bassin versant de la Seybouse</i>	<b>21</b>
<b>Tableau 4 :</b>	<i>Densité de drainage pour le bassin versant de la Seybouse</i>	<b>22</b>
<b>Tableau 5 :</b>	<i>Température moyenne mensuelle (°C) à la station de Pont Bouchet (1990-2003)</i>	<b>30</b>
<b>Tableau 6 :</b>	<i>Température moyenne mensuelle (°C) à la station de Gulema (1990-2003)</i>	<b>32</b>
<b>Tableau 7 :</b>	<i>L'humidité relative de l'air (%) à la station de Pont Bouchet (1990-2003)</i>	<b>33</b>
<b>Tableau 8 :</b>	<i>L'humidité relative de l'air (%) à la station de Gulema (1990-2003)</i>	<b>34</b>
<b>Tableau 9 :</b>	<i>La vitesse moyenne du vent (m/s) à la station de pont Bouchet</i>	<b>34</b>
<b>Tableau 10 :</b>	<i>La vitesse moyenne du vent (m/s) à la station de Guelma</i>	<b>34</b>
<b>Tableau 11 :</b>	<i>Les sous-bassins de la Seybouse</i>	<b>35</b>
<b>Tableau 12 :</b>	<i>Caractéristiques de débits et débit de base à Mirebek de 1993-2003</i>	<b>49</b>
<b>Tableau 13 :</b>	<i>Caractéristiques de débits et débits de base à Moulin Rechfort de 1993-2003</i>	<b>49</b>
<b>Tableau 14 :</b>	<i>Fréquence des débits journaliers à Oued Ressoul</i>	<b>51</b>
<b>Tableau 15 :</b>	<i>Débits caractéristiques de l'Oued Ressoul</i>	<b>52</b>

<b>Tableau 16 :</b>	<i>Fréquence des débits journaliers à Oued Melah</i>	<b>53</b>
<b>Tableau 17 :</b>	<i>Fréquence des débits journaliers à Oued Cherf</i>	<b>53</b>
<b>Tableau 18 :</b>	<i>Débits caractéristiques de l'Oued Melah</i>	<b>53</b>
<b>Tableau 19 :</b>	<i>Débits caractéristiques de l'Oued Cherf</i>	<b>54</b>
<b>Tableau 20 :</b>	<i>Fréquence des débits journaliers à Oued Seybouse</i>	<b>54</b>
<b>Tableau 21 :</b>	<i>Débits caractéristiques de l'Oued Seybouse</i>	<b>56</b>
<b>Tableau 22 :</b>	<i>Résolution des fonctions de Boussinesq</i>	<b>61</b>
<b>Tableau 23 :</b>	<i>Les principales lois de tarissement</i>	<b>63</b>
<b>Tableau 24 :</b>	<i>Résumé des résultats pour la station de Ain Berda</i>	<b>67</b>
<b>Tableau 25 :</b>	<i>Résumé des résultats pour la station de Bouchagouf</i>	<b>68</b>
<b>Tableau 26 :</b>	<i>Variation du coefficient de tarissement <math>\alpha</math> (<math>j^{-1}</math>) par sous bassin versant</i>	<b>69</b>
<b>Tableau 27 :</b>	<i>Calcul de la constante de récession par les différentes techniques à Oued Melah</i>	<b>78</b>
<b>Tableau 28 :</b>	<i>Calcul de la constante de récession par les différentes techniques à Oued Ressoul</i>	<b>79</b>
<b>Tableau 29 :</b>	<i>Résultats de calcul pour les premières récessions</i>	<b>98</b>
<b>Tableau 30 :</b>	<i>Résultats de calcul pour les deuxièmes récessions</i>	<b>99</b>
<b>Tableau 31 :</b>	<i>Contribution du débit de base au débit total de l'Oued Melah</i>	<b>99</b>
<b>Tableau 32 :</b>	<i>Contribution du débit de base au débit total de l'Oued Ressoul</i>	<b>100</b>
<b>Tableau 33 :</b>	<i>Débit de base et la recharge des eaux souterraines estimées dans les sous bassins de la Seybouse</i>	<b>103</b>

<b>Tableau 34 :</b>	<i>Tableau récapitulatif de l'estimation de la recharge des eaux souterraines du SBV de Oued Seybouse</i>	<b>112</b>
<b>Tableau 35 :</b>	<i>Tableau récapitulatif de l'estimation de la recharge des eaux souterraines du SBV de Oued Cherf aval</i>	<b>114</b>
<b>Tableau 36 :</b>	<i>Tableau récapitulatif de l'estimation de la recharge des eaux souterraines du SBV de Oued Melah</i>	<b>115</b>
<b>Tableau 37 :</b>	<i>Tableau récapitulatif de l'estimation de la recharge des eaux souterraines du SBV de Oued Ressoul</i>	<b>117</b>

# *INTRODUCTION GENERALE*

## INTRODUCTION GENERALE

### 1. Problématique et méthodes

Les processus de formation des crues ont fait l'objet de nombreuses études depuis le début du XXIème siècle. Le concept de Horton (1933) a été durant la première moitié du siècle, la représentation la plus connue de la genèse des débits : dès que l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol, il y a saturation de la surface " par le haut ". Après avoir rempli les dépressions superficielles, l'eau en excès s'écoule par ruissellement sur les versants pour former l'écoulement rapide des crues. Le reste s'infiltré et contribue à la recharge de nappes et au débit de base. Cependant, de nombreuses études, notamment en milieu tempéré, ont montré que cette représentation constituait un cas particulier (Ambroise, 1998). Ce type de ruissellement est généralement propre aux zones arides et semi-arides. Cappus (1960) montre que dans le cas des zones humides où le sol est déjà saturé jusqu'en surface, la pluie qui tombe ne peut que ruisseler ou libérer par " effet piston " un volume équivalent d'eau préexistante dans le sol. Un troisième type de ruissellement pouvant contribué au débit de crue est alimenté par l'exfiltration d'eau provenant de l'écoulement souterrain là où les nappes affleurent.

Les ruissellements de surface ne sont pas les seules contributions au débit de crue. En effet, dès le début des années 1960, certains hydrologues forestiers proposent des processus alternatifs pour expliquer la formation des débits. Il s'agit des écoulements de sub-surface que l'on peut observer en condition saturée. Ces écoulements d'un ralentissement voire d'un blocage des percolations verticales à un niveau sous-jacent moins perméable. Ces écoulements se déroulent dans les horizons rendus perméables par la colonisation des racines, les fentes de dessiccation et les discontinuités structurales (Ambroise, 1998). Dans le cas des parties basses des versants humides, et des bas-fonds, ayant des nappes peu profondes, on peut assister à une remontée rapide de leur niveau due à la recharge de ces nappes par une percolation à travers la faible épaisseur de sol non saturé. En effet, un petit apport d'eau suffit à transformer en eau libre la frange capillaire qui la surmonte. L'onde de perturbation qui en résulte est transmise au ruisseau et draine la nappe à une vitesse bien supérieure à celle du

déplacement de l'eau libre. A proximité des cours d'eau, ce phénomène provoque un gradient hydraulique important qui augmente considérablement la contribution de la nappe au cours d'eau : il s'agit du phénomène d'intumescence des nappes.

## 2. Objectifs général

Les objectifs de ce travail sont :

- de rechercher et expliquer les différents processus qui sont à l'origine de la formation des débits de crue dans les différents sous bassins de la Seybouse. en distinguant les processus de surface des processus de subsurface et souterrains.
- d'élaborer une procédure analytique de séparation des composantes de l'écoulement à partir des courbes de récession de débits,
- d'estimer la contribution de l'écoulement de base provenant des réserves des eaux souterraines à l'écoulement total dans les cours d'eau.

## 3. Plan et contenu de la thèse

Ce travail se compose de six (05) chapitres qui s'articulent autour de la définition des processus de formation de crues dans les bassins versants.

- ❖ Tout d'abord, nous commençons, par une introduction générale à notre travail.
- ❖ Ensuite, et dans le chapitre 1, nous allons tenter de comprendre quels sont les processus physiques susceptibles d'être responsables de la genèse des crues dans les bassins versant.
- ❖ Puis, nous examinons dans le chapitre 2, les principales caractéristiques du bassin versant de la Seybouse, qui a été choisi comme bassin d'application de notre travail pour la diversité et la disponibilité des données, malgré l'absence quasi-totale d'études. De plus, on présente les données du milieu physique disponibles et l'interprétation que nous pouvons en faire relativement au fonctionnement hydrologique de ce bassin versant.

- ❖ La présence du chapitre 3, aura pour objectif de générer les hydrogrammes de débit total à l'aide d'un algorithme de filtre numérique. Ce filtre permet la séparation de l'hydrogramme en deux composantes : l'écoulement rapide et l'écoulement lent. L'écoulement lent inclut la contribution de l'aquifère, mais aussi celle de l'écoulement hypodermique et correspond au débit de base de la rivière. Les débits de base obtenus ont ensuite été classés pour caractériser le régime de l'écoulement du cours d'eau.
  
- ❖ Le chapitre 4 constitue l'introduction à l'analyse du tarissement. Il permet de faire le point sur les principales lois appliquées au tarissement des cours d'eau, en justifiant le recours à la loi de Maillet, puis il s'intéresse plus particulièrement aux techniques d'analyse des courbes de récession et la détermination de la constante de récession. La détermination du paramètre des courbes de récession, aboutit également à une procédure analytique de séparation des composantes de l'écoulement à partir des courbes de récession de débits.
  
- ❖ L'obtention des courbes caractéristiques de tarissement et leur ajustement avec précision, par les lois composées de tarissement trouvent quelques applications importantes dans plusieurs domaines, surtout lorsque les données hydrologiques à disposition sont restreintes. C'est le cas de l'évaluation des réserves en eau souterraine, de l'amélioration des estimations concernant le bilan hydrologique du bassin. Dans ce dernier chapitre nous nous intéressons à la contribution des eaux souterraines dans l'écoulement de crue, qui se sont avérés être souvent l'essentiel du débit de crue.

Enfin, les principales conclusions seront recueillies, avec d'une part une synthèse sur le fonctionnement du bassin versant de la Seybouse et d'autre part un élargissement sur les méthodes développées.

# **CHAPITRE 1**

## ***LES PROCESSUS DE GENESE DES CRUES***

## 1. Introduction

Avant tout, il semble important de retracer brièvement l'état de l'art de l'hydrologie fondamentale ou plus précisément de l'étude des processus hydrologiques. Cette présentation permettra également de définir les principaux termes utilisés tout au long de cette étude pour décrire les processus hydrologiques.

En s'inspirant de la classification de Ward et Robinson (1990), Musy et Higy (1998) distinguent quatre cheminements principaux que l'eau emprunte pour rejoindre la rivière.

- les précipitations directes à la surface de l'eau ("direct precipitation")
- les écoulements de surface ("overland flow")
- les écoulements de proche subsurface ("throughflow")
- les écoulements souterrains ("groundwater flow")

## 2. Principaux cheminements de l'eau

### 2.1. Les précipitations directes à la surface de l'eau

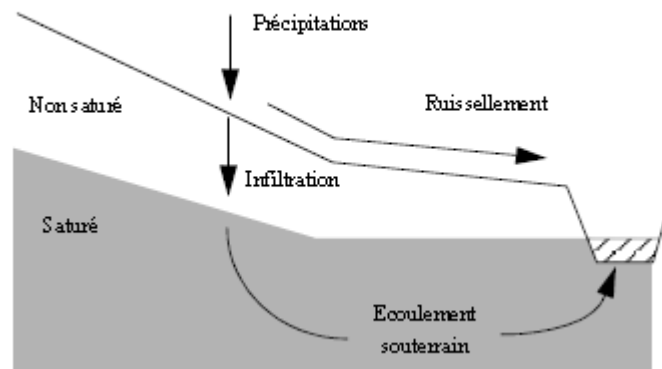
C'est la fraction des pluies qui précipitent directement sur le réseau hydrographique. La contribution de cette composante est relativement limitée étant donné que le réseau hydrographique, à l'exception des lacs, recouvre une très faible partie des bassins versants. Il faut cependant relever que, lors d'événements pluvieux prolongés, le réseau hydrographique peut fortement s'étendre et ainsi augmenter sensiblement la contribution de ce mécanisme à la génération des crues.

### 2.2. Ecoulement de surface

Les écoulements de surface sont composés soit d'eau ne pouvant pas s'infiltrer dans le sol (ruissellement) soit d'eau d'exfiltration. Ces eaux suivent alors des cheminements de surface pour rejoindre la rivière. Le ruissellement apparaît quand l'eau ne peut plus s'infiltrer dans le sol soit parce que l'intensité des pluies dépasse l'infiltrabilité du sol soit parce que le sol est saturé. L'exfiltration se déclenche quand la capacité du sol à transmettre un flux latéral est dépassée, l'eau de subsurface rejoint alors la surface du sol.

La théorie de Horton (1933) a été longtemps acceptée par la communauté hydrologique comme étant l'explication principale de la génération des crues. Le concept de Horton (1933) est basé sur la notion de limite d'infiltrabilité des sols. En effet, la théorie est basée sur le principe que tant que la capacité d'infiltration du sol n'est pas dépassée la totalité de la pluie s'infiltré, mais dès que les précipitations dépassent cette capacité le surplus d'apport d'eau ruisselle à la surface du sol. L'eau qui ruisselle forme ainsi l'écoulement rapide de crue, par contre l'eau infiltrée contribue beaucoup plus lentement à la recharge des nappes et au maintien du débit de base (Figure 1).

Écoulement par dépassement de la capacité d'infiltration Ra.



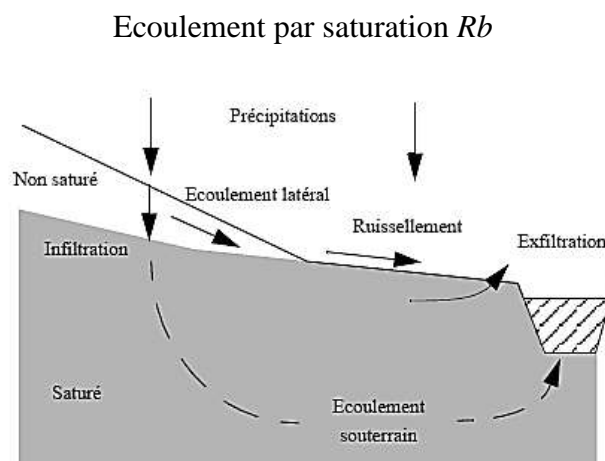
**Figure 1** : Ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité

(Inspiré Ward et Robinson, 1990).

Cette représentation correspond en fait à un cas particulier. Le principe du ruissellement hortonien est valable par exemple dans le cas de sols dépourvus de couvert végétal sous climat aride ou dans le cas des zones urbaines. Cependant, dans les régions à climat tempéré, en particulier où la forêt domine, la capacité d'infiltration des sols est souvent très élevée. De nombreuses études ont montré qu'en climat tempéré les crues sont fréquemment générées par des pluies dont l'intensité est inférieure à l'infiltrabilité des sols (Hewlett et Hibbert, 1967 ; Jordan, 1994a). Dans un tel cas le mécanisme du ruissellement hortonien ne permet pas d'expliquer la génération des crues. Le ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité ("*infiltration excess surface runoff*") n'est apparemment pas un mécanisme majeur de la génération des crues en climat tempéré. Toutefois, il ne doit pas être totalement réfuté.

En effet, il peut être actif dans des zones spécifiques du bassin versant. A ces endroits, l'eau ruisselant à la surface du sol contribue soit directement à la génération des crues soit s'infiltrer plus en aval sur le versant (Ambroise, 1998).

Cappus (1960) est certainement le précurseur des concepts de *ruissellement par saturation* ("saturation overland flow") et des *surfaces contributives variables* ("variable source area"). Toutefois, sa contribution a eu peu d'écho auprès de la communauté des hydrologues. Ces deux concepts ont été reconnus plus tard suite aux travaux de Hewlett et Hibbert (1967). Ces derniers suggèrent que l'eau transitant à travers le sol par infiltration ou par écoulements de proche subsurface alimente les zones adjacentes à la rivière où la nappe est proche de la surface du sol. Ainsi, les fonds de vallées seaturent au fur et à mesure que le niveau de la nappe atteint la surface du sol. Par conséquent, la pluie arrivant sur ces surfaces ne peut plus s'infiltrer et ruisselle à la surface du sol (Figure 2). Hewlett et Hibbert (1967) suggèrent que seules ces surfaces saturées contribuent à l'écoulement rapide de crues. Dans le reste du bassin versant, ils supposent que la pluie s'infiltrer dans le sol où elle transite ou s'accumule. Les surfaces contributives varient au cours du temps. Si les pluies sont prolongées, les surfaces saturées peuvent alors s'étendre à l'intérieur du bassin. L'extension des surfaces contributives dépend d'une façon générale de la topographie du bassin versant et des conditions hydriques de ce dernier.



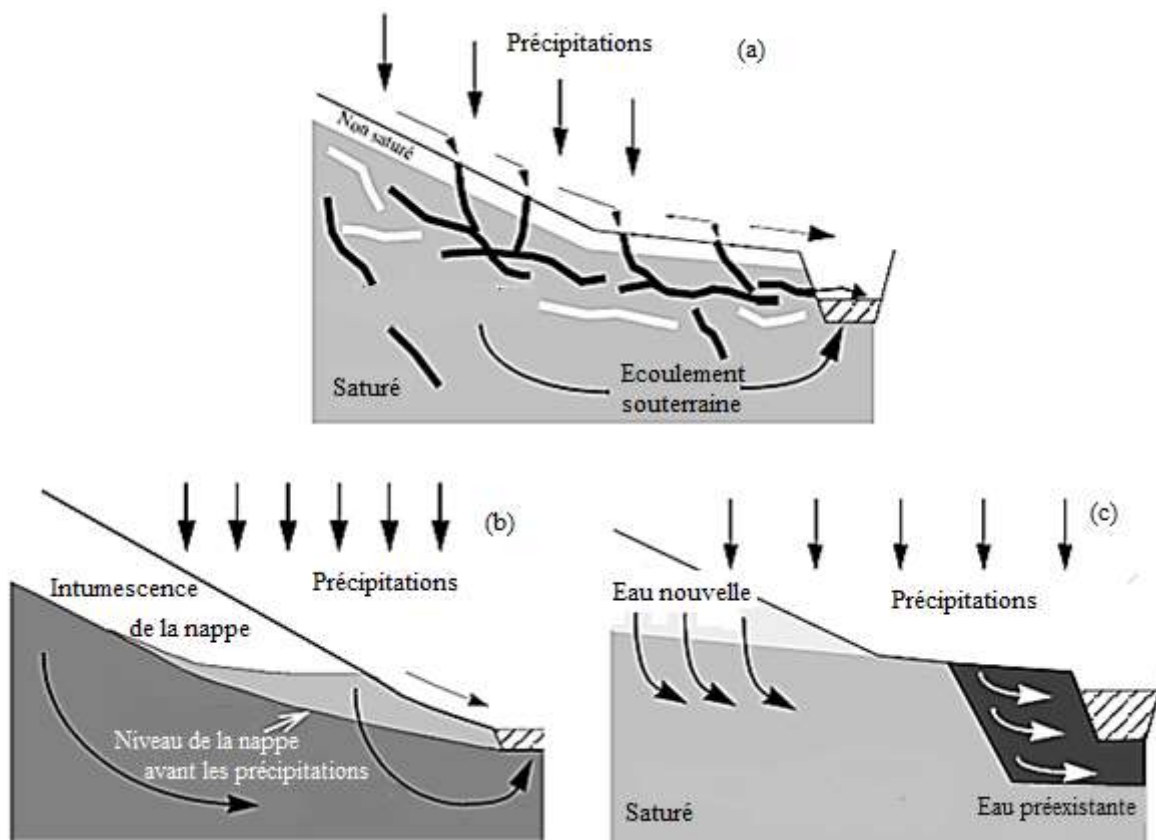
**Figure 2** : Ruissellement par saturation et exfiltration  
(Inspiré de Ward et Robinson, 1990).

### 2.3. Ecoulement de subsurface

La contribution des écoulements de subsurface à la génération des crues a été mise en avant par Hursh (1936) pour ainsi dire à la même époque que la publication des travaux de Horton. Mais au contraire du mécanisme de ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité proposé par ce dernier, il a fallu beaucoup plus de temps à la communauté scientifique pour concevoir et reconnaître la contribution des eaux souterraines à l'écoulement rapide de crues. Ceci est probablement dû au fait que les mécanismes permettant d'expliquer le rapide transfert de l'eau à travers le sol sont beaucoup plus difficiles à concevoir et identifier (Ambroise, 1998).

L'écoulement de subsurface peut être généré par les mécanismes suivant :

- Ecoulements par macropores ;
- Effet piston ("translatory flow") ;
- Intumescence de la nappe ("groundwater ridging").



**Figure 3** : mécanismes de formation de l'écoulement de subsurface

(a) Ecoulements macropores, (b) Effet piston, (c) Intumescence de la nappe

## 2.4. Ecoulement souterrains

D'une façon générale, exception faite des zones à forte pente où les écoulements de proche subsurface dominant, la majorité des pluies s'infiltrer dans le sol, percole et rejoint la nappe profonde. Une partie de cette eau rejoint alors la rivière par des écoulements souterrains à travers la zone saturée.

Etant donné que l'eau circule très lentement à travers le sol, l'alimentation de la rivière par les écoulements souterrains est retardée de plusieurs jours, mois voire même de plusieurs années par rapport aux pluies. Les écoulements souterrains sont en général très réguliers, ce qui est caractéristique de la lente vidange de l'eau stockée dans le sol et dans la roche.

## 3. Forme de l'hydrogramme

### 3.1. Les éléments descriptifs d'un hydrogramme

La forme de l'hydrogramme provenant d'un seul orage de courte durée sur un bassin versant, suit un modèle général. Ce modèle présente une période de montée, ou d'accroissement du débit qui atteint un maximum ou une crête selon l'importance de l'écoulement souterraine. La figure 4 illustre un hydrogramme typique avec ses éléments descriptifs.

L'hydrogramme se divise en 3 segments distincts :

1. **La courbe de concentration** : du début du ruissellement au point A jusqu'au point d'inflexion B.
2. **Le segment de pointe** : le segment BCD, i.e. le segment entre les 2 points d'inflexion B et D.
3. **La courbe de décrue** : le segment entre le point d'inflexion D et la fin du ruissellement au point E.

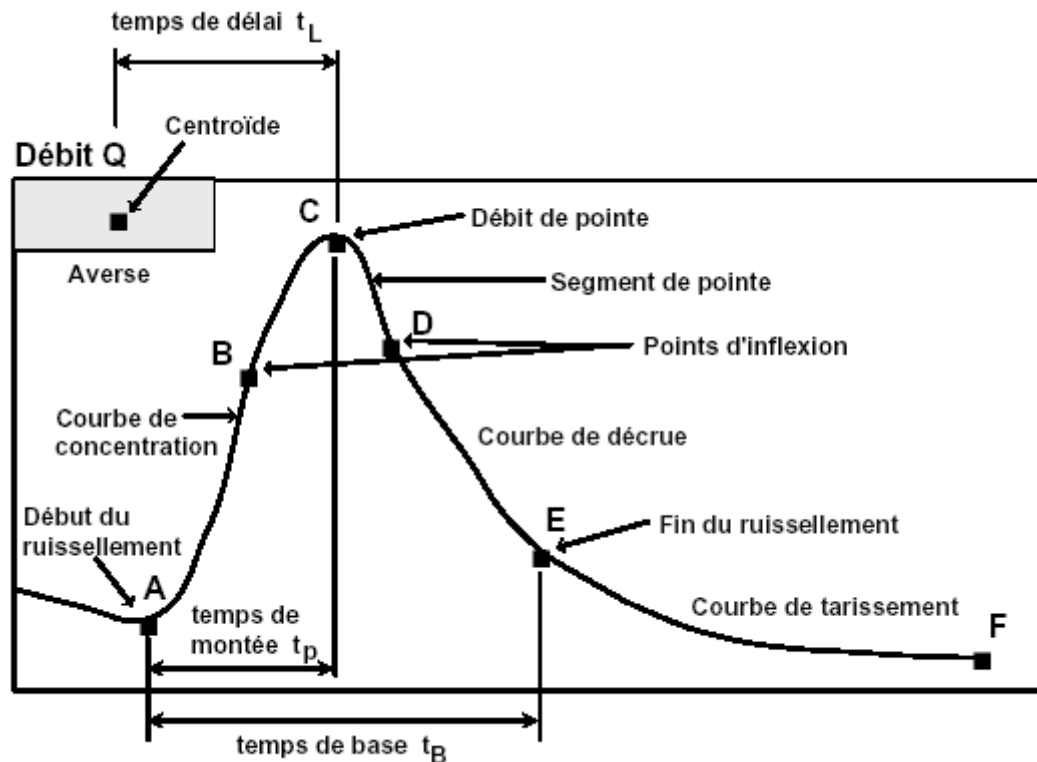


Figure 4 : composante d'un hydrogramme

L'hydrogramme fait appel à certaines caractéristiques de temps. Nous y retrouvons les définitions suivantes :

- ✚ **Le temps de montée,  $t_p$**  : le temps écoulé entre le début du ruissellement et le débit de pointe.
- ✚ **Le temps de délai,  $t_L$**  : l'intervalle de temps entre le centroïde de l'averse et le débit de pointe.
- ✚ **Le temps de concentration,  $t_c$**  : le temps requis par la goutte d'eau hydrauliquement la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire du bassin.

#### 4. Les facteurs qui influent sur la forme de l'hydrogramme

La majorité des processus d'alimentation des débits des rivières ont été présentée. Ces processus sont complexes et un certain nombre de facteurs physiques ou morphologiques contrôlent et déterminent la localisation, l'intensité, le déclenchement et l'arrêt de ces processus. Souvent le débit des rivières est le résultat de la combinaison de

plusieurs d'entre eux.

Nous allons décrire brièvement les facteurs de contrôle de ces processus.

(On trouvera plus de détails dans Ambroise, 1999 et Latron, 2003) :

#### **4.1. Le forçage climatique :**

Les précipitations sont le principal apport d'eau à un bassin versant. Sous forme de pluie, elles participent directement au cycle de l'eau. L'intensité et la durée de l'événement ont une grande influence sur la réponse des bassins. Les précipitations ont comme principale caractéristique d'être très variables dans le temps et l'espace. Au pas de temps journalier, elles dépendent des conditions météorologiques, au pas de temps annuel, des caractéristiques climatiques de la région considérée. La variabilité spatiale est très difficile à évaluer puisqu'elle dépend principalement des variations du climat local. Cette grande variabilité spatio-temporelle peut expliquer la diversité des réponses observées sur le terrain.

#### **4.2. Les conditions initiales**

L'état hydrique et hydrologique initial d'un bassin au moment d'un événement pluvieux influe beaucoup sur sa réponse. Cet état est défini par l'histoire du bassin, notamment par les intensités, les durées, les fréquences et les séquences des épisodes pluvieux et évaporatoires précédents. Cette dépendance à l'état initial confère au système bassin versant une non linéarité dans sa réponse. Par exemple, un volume de pluie tombant sur un sol sec rechargera d'abord les réserves du bassin alors qu'il sera disponible pour l'écoulement dans le cas d'un sol humide. De même, la recharge de nappe et le ruissellement sur surface saturée sont des phénomènes qui nécessitent des conditions hydriques particulières, caractéristiques des périodes de hautes eaux. On voit donc que dans des conditions humides, la majorité des processus décrits précédemment peuvent être activés et participer à la genèse des débits de crue. Ambroise (1995) dit à ce sujet que « la répartition spatiale et l'évolution temporelle de l'humidité des surfaces et des sols, notamment à proximité des cours d'eau, apparaissent ainsi comme un facteur essentiel de la genèse des différents flux ».

### 4.3 Les propriétés du milieu

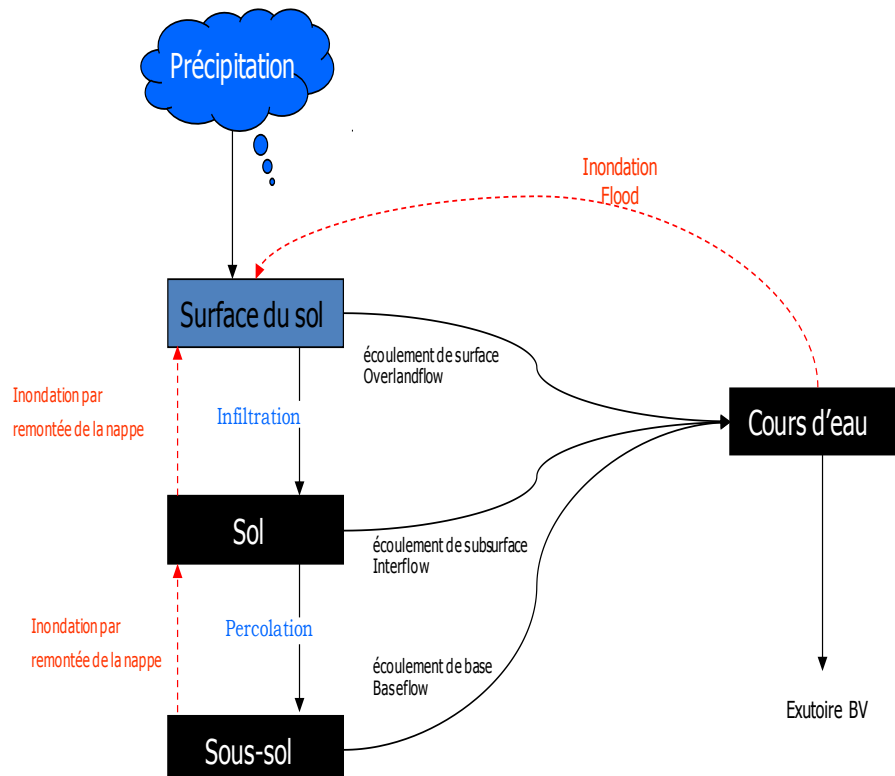
La réponse d'un bassin sera très variable selon les propriétés hydriques du sol (conductivité hydraulique, rétention hydrique, existence de macroporosité), les propriétés de surface (microtopographie, rugosité), l'épaisseur des horizons perméables et les propriétés de la végétation (type, densité). Toutes ces propriétés ont une influence considérable sur les processus de genèse des débits décrits précédemment (Dunne et al, 1991 ; Woolhiser et al, 1996). La végétation impacte les phénomènes d'interception et d'évapotranspiration, modifie les apports d'eau en surface, favorise les écoulements en macropores par son système racinaire et la formation d'écoulement de subsurface. A cause de la végétation, l'alimentation des rivières dans les bassins forestiers est principalement constituée d'écoulements de subsurface et très peu de ruissellement est observé (Hewlett et Hibbert, 1967). Les propriétés du sol et de la surface caractérisent les capacités de stockage et d'écoulement des différents réservoirs. Par exemple, le phénomène d'intumescence de nappe est intimement lié à l'existence d'une frange capillaire, qui elle-même est fonction du type et de la granulométrie du sol. L'ensemble de ces propriétés est caractérisé encore une fois par une grande variabilité spatiale et temporelle, qui peut influencer l'existence et la cohabitation de processus de genèse.

### 4.4. La topographie

Le dernier facteur de contrôle considéré ici est la topographie (Anderson et Burt, 1978) La pesanteur est un des moteurs de l'écoulement et la géométrie des bassins influe sur un certains nombres de processus. Le ruissellement, par exemple, suit généralement la ligne de plus grande pente. Il peut converger dans des zones basses et s'organiser en rigoles. La microtopographie peut le ralentir. La topographie contrôle aussi les apports d'énergie. La pente, l'orientation et la position topographique déterminent l'ensoleillement et le sens des vents et donc l'organisation de la végétation, la transpiration et l'évapotranspiration. Les conditions hydriques dans les versants dépendent également de la topographie. On observe une tendance à l'augmentation de l'humidité d'amont en aval le long des versants. Enfin, les écoulements sont modifiés par la convexité ou la concavité des pentes qui peuvent conduire à des zones de convergence ou de divergence qui contrôlent la répartition de l'humidité.

## 5. Synthèse

L'ensemble des processus de genèse des débits présentés dans cette partie forme un cycle de l'eau dans les bassins versants qui s'avère être d'une grande complexité. La connaissance de ses processus est nécessaire à toute modélisation de la transformation pluie-débit. Dans le modèle pluie-débit conceptuel le bassin versant est divisé en un ensemble de réservoirs qui se remplissent et se vidangent de différentes façons selon l'état hydrique du bassin versant et la nature des forçages climatiques.



**Figure 5 :** Cycle hydrologique tel qu'il est représenté dans le modèle Hec-HMS

L'évidence de la diversité des processus hydrologiques de production à l'intérieur du bassin versant s'est posée tout au long de ce chapitre. Ces mécanismes n'agissent pas de manière isolée mais forment un domaine continu de processus. Il s'ensuit que sur un même bassin versant, plusieurs processus concomitants peuvent intervenir durant un même événement pluvieux. De la même manière, il se peut que le type de processus change selon le type d'événement. Les crues générées durant l'été ou l'hiver ne font pas nécessairement appel au même type de processus. On comprend ainsi qu'il est difficile de caractériser l'ensemble des processus de génération de crue.

**CHAPITRE 2**

***PRESENTATION DE LA REGION  
D'ETUDE***

## 1. Le bassin versant : définitions et critiques

L'hydrologie traite toujours de processus complexes que ne peut cerner totalement l'expérimentation en laboratoire ou à petite échelle (parcelle). La nécessité d'une observation en vraie grandeur s'est donc fait sentir rapidement et a conduit, depuis une trentaine d'année, à un important effort de recherche sur le cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant (surface drainée en amont d'un point définissant son exutoire). Cette unité fonctionnelle fondamentale s'est imposée par son caractère intégrateur et par les possibilités de bilan qu'elle offrait (Ambroise, 1991). Cependant, les résultats sont apparus très souvent comme spécifiques à chaque bassin et donc non transposables à d'autres unités. C'est pourquoi dans le cadre de la Décennie Hydrologique Internationale (IHD pour International Hydrologic Decade) dans les années 60-70, plusieurs définitions relatives aux bassins versants ont vu le jour :

- Un bassin versant représentatif doit servir de référence pour la prévision hydrologique et/ou qu'il offre un vaste jeu de données utile au test des méthodes hydrologiques nouvelles.
- Un bassin versant expérimental vise, par sa taille modeste et son instrumentation à expliquer en détail certains mécanismes du cycle hydrologique.

De ces définitions découle celle de BVRE (Bassin Versant Représentatif et Expérimental), traditionnellement utilisée en hydrologie.

Cependant, ces définitions trouvent leurs limites dans le fait que le passage d'un bassin à un autre impose une similitude hydrologique parfaite que l'on juge sur des facteurs physiques (taille, pente...), climatiques (intensité de pluie, température), biologiques (types de végétation), géologiques (lithologie), pédologiques et anthropiques (déforestation, méthodes agraires...). Ces limites rendent nécessaire, comme le suggère Ambroise (1994), l'introduction de bassin versant de recherche (BVR) pour dénommer tout dispositif spécialement conçu ou équipé pour l'étude détaillée du cycle de l'eau.

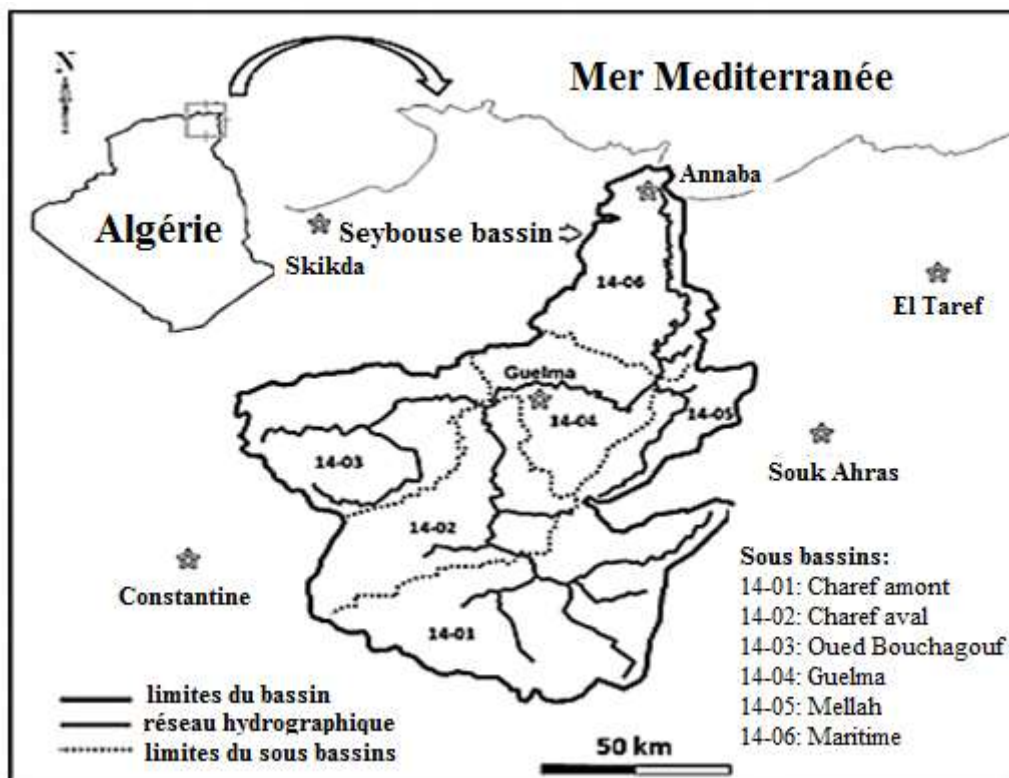
### 1.1. Situation géographique du bassin versant de la Seybouse :

Le bassin de la Seybouse couvre une superficie de 6450 km<sup>2</sup>, dont l'exutoire se trouve près de la ville d'Annaba, s'étend vers le sud sur une distance de 160km, jusqu'au sa naissance

dans les hautes plaines des Sellaoua et Heracta aux reliefs assez simples. Cette surface est drainée par "Oued Seybouse" qui coule du Sud vers le Nord, depuis la plaine confin de l'Atlas saharien, puis il traverse l'atlas tellien fortement accidenté et finit son parcours dans la plaine littorale de Annaba pour enfin verser dans la mer méditerranée.

Cette zone s'occupe la superficie majoritaire des wilayas de Guelma, Annaba et El Tarf et elle est limitée :

- Au Nord par la mer méditerranée.
- Au Sud par la wilaya d'Oum El Bouaghi.
- A l'Ouest par les wilayas de Constantine et de Skikda.
- A l'Est par les wilayas d'El Tarf et de Souk Ahras.



*Figure 6 : Situation géographique du bassin versant de la Seybouse*

## 1.2. Cadre géographique :

L'hétérogénéité des paramètres physio géographique du bassin versant de la Seybouse depuis les hautes plaines jusqu'à la plaine d'Annaba, genèse des ensembles naturels fortement variés indépendamment l'un de l'autre. Il est subdivisé en trois zones principales du Sud vers le Nord : La haute, la moyenne et la basse Seybouse

### 1.2.1. Le bassin de la haute Seybouse :

Dans Cette zone, le relief est assez simple dans son ensemble. Les oueds et leurs affluents convergent tous vers Moulin Rochefort. Cette zone peut être divisée en deux parties :

- **La plaine de Sédrata :**

La plus grande partie de cette plaine est tributaire de la Seybouse. Cette zone est drainée par Oued Ain Snob qui descend de Djebel Terraguelt, puis par Oued Trouch qui prend ces sources de djebel Lezrag et EL Kalaa au nord. Ces deux Oued sont parallèles l'un à l'autre dans leurs cours inférieur et se jettent dans l'Oued Cherf au Sud de Moulin Rochefort, de même que Oued Settara qui se jette aussi au Moulin Rochefort.

- **La plaine de Tamlouka :**

L'altitude de la plaine de Tamlouka varie entre 800 et 900 m. Elle est drainée par Oued El Melah qui prend naissance dans le flanc Sud-Ouest du Chebbet Sellaoua. L'assemblage de ce dernier avec Oued Ain Arko forme Oued Mgaïbsba qui se jette dans Oued Cherf.

Ainsi, la haute Seybouse est formée de deux grandes plaines presque fermées, situées sur la bordure septentrionale des hautes plaines. Il s'agit de la plaine des Harecta et la plaine des Sellaoua. Les eaux de ces deux bassins pénètrent dans le tell par deux issues, le premier est la cluse de Moulin Rochefort où convergent les oueds de la plaine des Harecta, la deuxième est la capture pratiquée par l'Oued Mgaïbsba sur le secteur Nord-Est de la plaine.

### 1.2.2. Le bassin de la moyenne Seybouse :

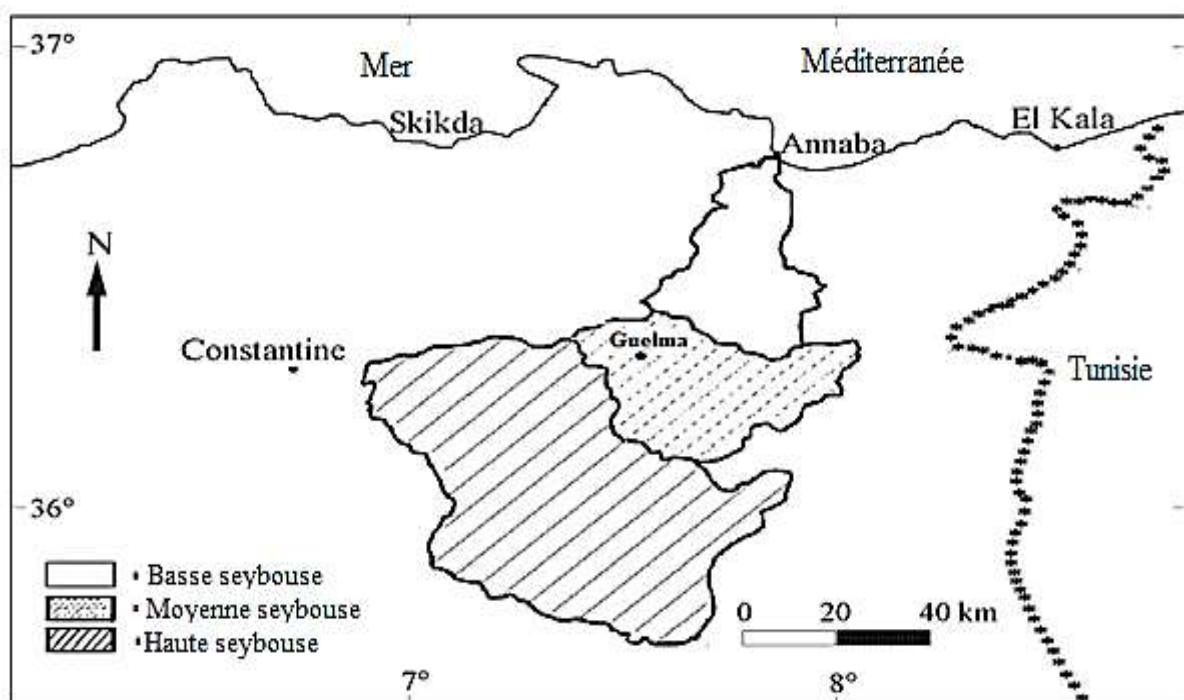
C'est une région montagneuse à relief accidenté. L'orientation générale de celle-ci est Ouest - Sud-Ouest, Est - Nord-Est, sa largeur moyenne varie de 25 à 30 km. C'est l'atlas tellien.

Le bassin de la moyenne Seybouse est enserré entre les hautes plaines au Sud et la chaîne numidique au Nord. Ce secteur constitue la partie essentielle du bassin. Il est drainé par Oued Cherf qui descend du Moulin Rochefort à Medjez Amar, puis par Oued Bouhamdane qui prend sa source à Bordj-Sabath à Medjez Amar. Les deux Oueds Cherf et Bouhamdane sont les deux principaux affluents qui forment la Seybouse, ainsi que Oued Melah qui se jette dans

Oued Seybouse près de Bouchegouf. Ce dernier est formé par la réunion de Oued Sfa et Oued Ranem.

### 1.2.3. Le bassin de la basse Seybouse :

Après avoir traversé l'atlas tellien, Oued Seybouse continu son chemin entre Bouchagouf et Drean, de direction Sud-Nord à travers la zone septentrionale du tell formé de grés et de formation récente, cette dernière est le dernier rempart à franchir par cet Oued, puis il finit dans la plaine littorale d'Annaba pour se jeter dans la méditerranée.



*Figure 7 : carte des six principaux sous bassins versants de la Seybouse*

### 1.3. Les caractéristiques morpho métriques de bassins versants :

La quantification des facteurs d'un milieu physique d'un bassin versant sert à utiliser des paramètres morphométriques qui agissent sur la variation de système hydrologique. Dans notre cas la densité de drainage présente une signification certaine à cause de la superficie et l'hétérogénéité de structure de ce bassin.

### 1.3.1. Paramètres géométriques : la surface et le périmètre :

La précision de calcul des paramètres hydrologiques provient de l'exactitude de la superficie et de périmètre du bassin versant sur la carte, par le planimètre ou mesure de longueur au curvimètre. Le bassin versant de la Seybouse a une superficie de 6450 km<sup>2</sup> et un périmètre de 980 km.

### 1.3.2. Caractéristique de forme :

L'impact de la forme d'un bassin versant sur le ruissellement est un élément capital, car un bassin très allongé ne réagira pas de la même façon qu'un bassin de forme ramassée, si les autres paramètres sont par ailleurs égaux. On exprime la caractéristique de forme par l'indice de compacité de Gravelius ( $K_c$ ) qui est défini comme étant le rapport du périmètre stylisé du bassin au périmètre d'un cercle ayant la même surface. Plus cet indice se rapproche de l'unité plus le bassin aura une forme circulaire, et plus le temps de concentration sera court.

Pour notre cas le bassin de la Seybouse présente une forme étirée ( $K_c = 3.34$ ).

### 1.3.3. L'orographie :

L'altitude est un facteur nécessaire pour l'estimation de la plupart des facteurs météorologiques et hydrologiques.

Le relief est déterminé par des courbes de niveau joignant les points d'égale altitude et il est souvent caractérisé par la courbe hypsométrique. Dans la description d'un bassin versant, on donne également sa répartition hypsométrique c'est-à-dire la fraction ou le pourcentage de la surface totale comprise entre les différentes courbes de niveau.

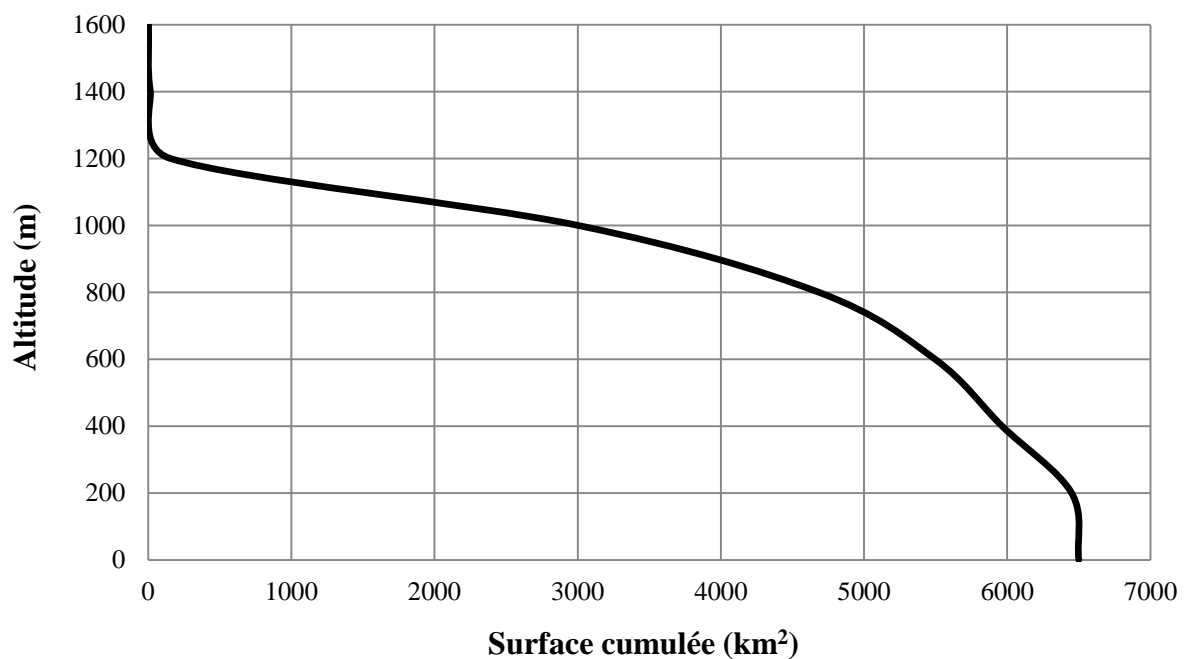
Le bassin de la Seybouse atteint 1635 m à son point haut au sommet de Djebel Sidi Reghis à la limite sud du bassin versant, tandis que le point le plus bas 12 m correspond à la station hydrométrique de Mirebek.

**Tableau 1** : Répartition des paramètres morphométriques du bassin versant de la Seybouse

Altitude (m)	Surface partielle (km <sup>2</sup> )	Pourcentage Surface partielle (%)	Surface cumulée km <sup>2</sup>	Surface cumulée (%)	Dénivelé (m)
1600-1400	4.00	0.06	4.00	0.062	200
1400-1200	13.20	0.2	17.20	0.27	200

1200-1000	138.40	2.15	155.60	2.41	200
1000-800	2844.80	44.11	3000.40	46.52	200
800-600	1684.40	26.11	4684.80	72.63	200
600-400	812.00	12.59	5496.80	85.22	200
400-200	468.00	7.26	5964.80	92.48	200
200-95	485.20	7.52	6450.00	100	105

(in A.GHACHI, 1982)

*Figure 8 : Courbe hypsométrique*

La courbe hypsométrique possède une allure générale régulière, relativement aplatie aux courbes 800 et 1000 m ce qui correspond aux hautes plaines dans la partie amont du bassin. (ANRH). Cette courbe hypsométrique présente deux cassures à ses deux extrémités qui s'expliquent :

- ✓ Celle à l'origine, indique la plaine inondable d'Annaba, ce qui donne en pourcentage une superficie de 7.51%
- ✓ Celle des hautes altitudes, correspond à des montagnes de la tranche 1600 – 1400m à 1200 – 1000 m, leurs surfaces donnent 2.41 %, ce qui est très faible.

Afin de mieux caractériser le relief du bassin de la Seybouse et de faire ressortir les grandes zones homogènes d'altitude, nous avons dessiné sur le même graphique, l'histogramme de fréquences altimétriques.

La description de cette figure permet de faire les classifications suivantes :

- ✓ La bande d'altitude dominante se situe entre 800 et 1000 m avec 44.11 % de la surface de bassin versant.
- ✓ La bande d'altitude située entre 600 et 800 m représente 26.11% soit 1684.40 km<sup>2</sup>
- ✓ La bande d'altitude située entre 400 et 600 m représente 12.59 % soit 812 km<sup>2</sup>

Les secteurs de haute altitude (supérieur à 1100 m) sont très peu étendus, cette tranche représente 11.44 % de la surface totale du bassin.

- ✓ La tranche d'altitude dominante se situe entre 800 et 900 m représente 23.93% soit 1030.86 km<sup>2</sup>
- ✓ La tranche d'altitude située entre 700 et 800 m représente 19.92% soit 857.46 km<sup>2</sup>
- ✓ La tranche d'altitude située entre 900 et 1000 m représente 13.71 % soit 590.47 km<sup>2</sup>

**Tableau 2 : Altitudes caractéristiques des bassins versants de la Seybouse**

Bassin versant	H <sub>max</sub>	H <sub>min</sub>	H <sub>moy</sub>	H <sub>5%</sub>	H <sub>50%</sub>	H <sub>95%</sub>
Seybouse	1635	12	955.8	970	790	170

#### 1.3.4. Le système des pentes :

La pente topographique est un élément capital dans le comportement hydrologique du bassin. L'approche de ce paramètre est abordée avec des indices fréquemment utilisés par les hydrologues, leur but est de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications. Les indices de pente se déterminent à partir de la connaissance de la répartition hypsométrique sur le bassin.

#### 1.3.5. Indice de pente de Roche :

C'est un indice qui rend bien compte de l'influence du facteur pente sur le régime hydrologique du bassin. La formule qui permet d'avoir ce paramètre est la suivante :

$$I_p = L^{-1/2} \cdot \sum_n \sqrt{\alpha_i \cdot \alpha_i}$$

Avec :

$I_p$  : Indice de pente de Roche.

$a_i$  : La fraction de la surface comprise entre deux courbes de niveaux (%).

$d_i$  : Dénivelé entre deux courbes de niveaux voisines (m).

$L$  : Longueur du rectangle équivalent (m), avec :

$$L = \frac{Kc\sqrt{S}}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc}\right)^2} \right]$$

Où :

$Kc$  : Indice de compacité.

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

### 6.3.6. Indice de pente globale :

L'indice de pente globale  $I_g$  se calcule comme étant le rapport de la dénivelée sur la longueur du rectangle équivalent

$$I_g = D/L$$

Avec :

$D$  : Dénivelée entre  $H_{max}$  et  $H_{min}$

$$D = H_{max} - H_{min}$$

### 1.3.7. Dénivelée spécifique :

Elle permet de déterminer l'état du relief du bassin versant et elle se calcule à l'aide de la formule suivante :

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

Avec :

$D_s$  : Dénivelée spécifique (m).

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

$I_g$  : Indice de pente globale (m/km<sup>2</sup>).

Le tableau 3 regroupe ces paramètres relatifs aux deux bassins versants considérés

*Tableau 3 : Indices des pentes du bassin versant de la Seybouse*

Bassin versant	L (km)	Ip	D (m)	Ig (m/km)	Ds (m)
Seybouse	469.29	0.045	800	1.70	136.88

## 2. Réseau hydrographique :

### 2.1. Réseau hydrographique de la Seybouse

L'Oued Seybouse résulte de la jonction de deux affluents : Oued Bouhamdane et Oued Cherf, qui coulent respectivement selon les directions Ouest-Est et Sud-Nord.



*Figure 9 : Réseau hydrographique du bassin versant de la Seybouse*

Oued Bouhamdane résulte de la confluence des deux Oueds : Oued Zenati et Oued Sabath. Les trois Oueds Trouch, Aïn Snob et Lahamimine prennent naissance au Nord-Ouest à Djebel Terraguel dans les hautes plaines. La jonction de ces derniers avec Oued Settara forment Oued Cherf, ce dernier rencontre sur son trajet Oued Mgaïbsa qui draine la plaine de Tamlouka.

Oued Settara résulte de la jonction de deux oued Ouessah et Babouche qui prend sa source au Nord-Est à Djebel Sidi Reghis.

A Bouchegouf, Oued Seybouse reçoit sur sa rive droite Oued Melah qui résulte de la jonction de Oued Sfa et Oued Ranem, sur la rive gauche Oued Seybouse reçoit Oued Ressoul.

## 2.2. Type de densité de drainage :

La densité de drainage (Dd) est définie pour un bassin donné de superficie A, comme étant la longueur totale des cours d'eau de tous ordres sur la surface drainée

$$Dd = L/A$$

Les calculs de la densité de drainage totale, temporaire et permanent pour le bassin de la Seybouse sont consignés dans le Tableau 4. (ANRH)

*Tableau 4 : Densité de drainage pour le bassin versant de la Seybouse*

Bassin versant	Dd (km/km <sup>2</sup> )	Ddp (km/km <sup>2</sup> )	Ddt/Dd (%)	Ddt (km/km <sup>2</sup> )	Ddt/Dd (%)
Cherf amont à Moulin Rechefort	0.48	0.22	46	0.26	54
Cherf aval à Medjez Ammar I	0.80	0.43	53	0.56	47
L'ensemble des bassins amont : Réseau hydrographique faible	0.56	0.25	44	0.32	56
Bouhamdane à Medjez Ammar II	0.92	0.56	60	0.37	40
Seybouse à Nador	0.84	0.83	98	0.23	2
Melah à Bouchegouf	0.72	0.63	87	0.13	18
Seybouse à Mirbek	0.72	0.41	56	0.31	44
L'ensemble des bassins aval : Réseau hydrographique dense	0.84	0.48	57	0.36	43
Ensemble du bassin de la Seybouse	0.72	0.41	56	0.32	44

(in A. GHACHI, 1982)

Lp : Longueur permanente (km).

Lt : Longueur temporaire (km).

Dd : Densité de drainage Dd (km/km<sup>2</sup>).

Ddp : Densité permanent (km/km<sup>2</sup>).

Ddt : Densité temporaire (km/km<sup>2</sup>).

La densité de drainage temporaire est élevée dans le bassin du haut cherf. Elle est de 0.26 à Moulin Rechafort et passe à 0.56 sur le cherf aval à Medjez Amar I. Pour l'ensemble de ces deux bassins la densité de drainage permanent est de 0.25, alors que la densité de drainage temporaire est de 0.32. Cette situation est inversée pour l'ensemble des bassins en aval. Les valeurs sont respectivement de 0.48 et de 0.36.

Donc la moitié sud du bassin présente une densité de drainage faible par rapport à la moitié nord qui présente une densité de drainage relativement dense.

### **Conclusion :**

L'analyse morphométrique est la base de toute étude hydrologique, elle permet de quantifier les caractéristiques du milieu physique d'un bassin versant.

Le calcul des caractéristiques topographiques et hydrologiques n'a pas de sens pratique, il sert comme moyen de comparaison entre les bassins. Alors que l'approche cartographique reflète avec fidélité la réalité du terrain, mais la qualité de l'information reste toujours relative. Généralement, le bassin versant de la Seybouse présente une forme allongée, avec un relief assez fort.

L'écoulement dans le bassin de la Seybouse est faible et temporaire dans sa partie sud, permanente et élevé dans sa partie nord.

## **3. Les caractéristiques géologiques et lithologiques**

### **3.1. Introduction :**

La géologie du bassin versant joue un rôle important, son influence se fait sentir d'une part sur le régime du cours d'eau et sur l'écoulement souterrain c'est-à-dire la notion de la perméabilité, et d'autre part sur l'érosion et le transport solide.

### **3.2. Les grandes unités géologiques :**

Le bassin versant de la Seybouse s'étend sur quatre grandes unités géologiques orientées Sud-Ouest, Nord-Est (Figure 10) :

### **3.3. L'Atlas Saharien :**

C'est une succession de synclinaux occupés par un matériel Miocène, Pliocène et Quaternaire ainsi que d'anticlinaux affectant des marnes et les calcaires du Crétacé.

#### **3.3.1. L'Atlas Tellien :**

Il correspond à un ensemble constitué de marne, de marno-calcaires, et de calcaire du Crétacé inférieur.

#### **3.3.2. La chaîne Numidique :**

C'est une vaste nappe de charriage d'argile et de grés oligocène. Elle est venue sur une autre nappe de charriage antérieure, constituée de marne et de calcaires marneux Crétacé et Eocène.

#### **3.3.3. Le Massif de l'Edough :**

Il correspond aux affleurements actuels des formations cristallophylliennes, celles-ci comprennent des schistes, des micaschistes et des gneiss, ainsi que des calcaires. Entre la chaîne Numidique et la Massif de l'Edough, viennent s'entasser sur plusieurs centaines de mètres des formations argilo- gréseuses et marneuses reposant sur un substratum de « Flysch » numidien et qui constitue la plaine de la basse Seybouse. La haute Seybouse correspond à l'Atlas Saharien alors que l'Atlas Tellien et la chaîne Numidique formant la moyenne Seybouse.

### **3.4. Les grands ensembles lithologiques**

#### **3.4.1. Haute Seybouse :**

Le secteur du Haut Cherf est formé essentiellement par des formations quaternaires, qui sont constituées d'argile, de sable. Les affleurements du Crétacé supérieur ou du Sénonien, entourent la région de Sédrata, qui est constitué par des marnes- grises, des marno- calcaires et des marnes noirâtres.

Entre le Djebel Tellez et Djebel Tiffech, s'étend la plaine de Tiffech, constituée par des formations argilo- sableuses.

Le bassin de Haut Cherf est encadré au Sud-Est par des calcaires, alors que le Sud- Ouest et une partie du centre sont occupés par des calcaires et des marno- calcaires.

Au Nord, on rencontre surtout les formations du Miocène à dominance marneuse et des bancs sableux et gréseux.

Au centre, on y rencontre les formations quaternaires qui sont constituées de gravier, de sable et de limon.

### **3.4.2. La moyenne Seybouse :**

La zone Sud-Ouest du bas Cherf correspond à la plaine de Tamlouka. Cette plaine est formée par des calcaires du Crétacé inférieur. Il s'agit d'un synclinal comblé par les sédiments du Mio-Plio-Quaternaire à dominance argileuse, sableuse et graveleuse.

A la confluence des oueds Mgaïbsa et Cherf, apparaissent des formations du Moio-Pliocène constituées d'argile, des grés numidiens et de marno-calcaire. La région de Sellaoua est constituée par des bancs calcaires. La dominance du secteur d'Oued Zenati correspond essentiellement de grés numidien, d'argiles et de marnes.

La région de Gulema est constituée de terrains sédimentaires d'âge Crétacé, Oligocène, Moio-Pliocène et Quaternaire. Le fond du bassin de Gulema est occupé par une plaine alluviale correspond à un synclinal comblé par des argiles, de conglomérats, de marno-calcaires, des grés numidiens et des calcaires lacustres.

Les formations numidiennes se développent largement au sud de Gulema en occupant la partie montagneuse jusqu'à Sédrata. Ce sont surtout les calcaires yprésiens qui dominent, viennent ensuite les grés numidien du flanc Est de la Mahouna. Les séries de marne, de marno-calcaire et l'argile. Entre Medjez Amar et la localité de Tabouche apparaissent les marno-calcaires. La formation numidienne dans la région Sud de Gulema est constituée d'une alternance d'assises gréseuses et de séries argileuse ou argilo-gréseuse.

Au Nord de Héliopolis, d'El Fedjoudj et Guelbt Bou sba, affluent des formations marneuses et schisteuses, alors qu'à l'Ouest de cette zone, s'élèvent les calcaires sénoniens du Djebel Debar et Taya. La dépression de Bouchegouf est encadrée à l'Ouest et au Nord par des grés, au Sud par des formations triasiques marneuses et gypseuses. Au centre elle est comblée par les alluvions déposées par la Seybouse.

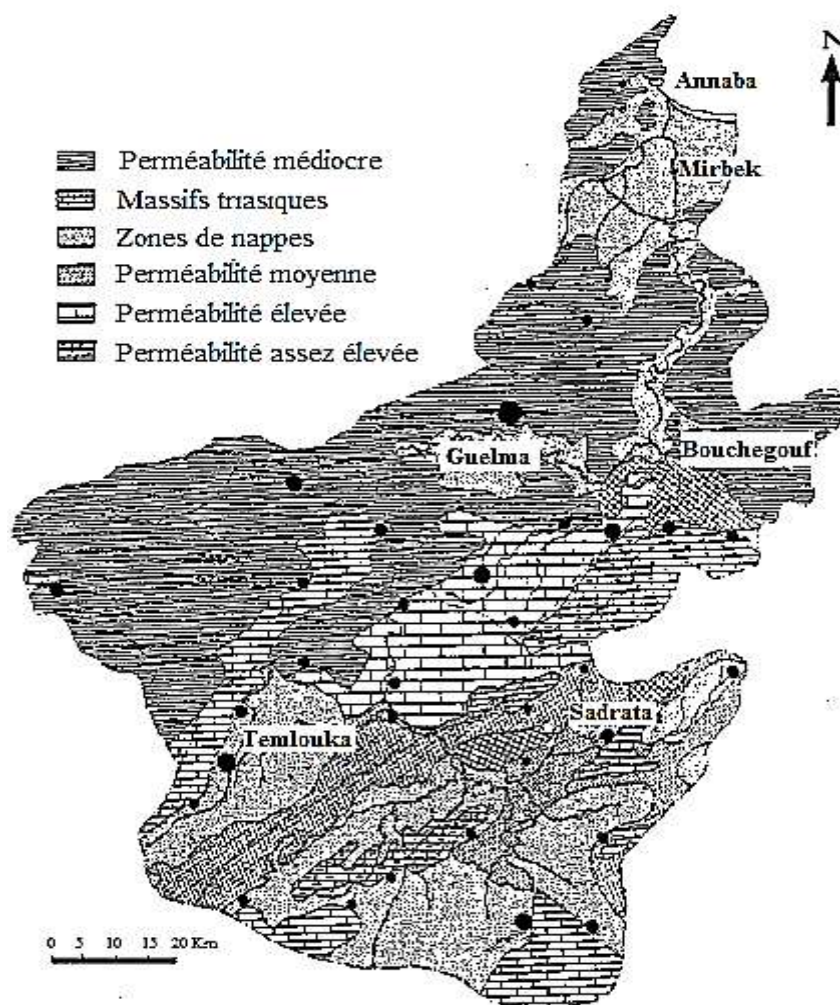
Au Sud du bassin du Melah, les formations sont constituées de calcaires yprésiens et de marnes et de marno-calcaire. Au centre, le Trias domine et il est constitué d'argiles et de gypse broyé.

### 3.4.3. La basse Seybouse :

Sa partie Sud est constituée en majeure partie d'argiles rouge numidiennes. Au Sud- Ouest, ce sont les marno-calcaires et les flyschs de Aïn Berda qui dominent.

Au centre, la plaine Ouest d'Annaba, correspond à un fossé d'effondrement rempli par des sédiments pliocènes et quaternaires.

Enfin, la zone Nord-Ouest est occupée par le flanc Est du massif de l'Edough, qui correspond à des roches cristallines (gneiss, schistes, micaschistes).



*Figure 10 : Les zones hydrogéologiques du bassin de la Seybouse*

**Conclusion :**

L'analyse des caractères lithologiques du bassin de la Seybouse a permis de dégager certains aspects des conditions de l'écoulement dans les différents sous bassins. Cette étude par bassin fait ressortir la très grande diversité lithologique. Les terrains de la haute Seybouse présentent une perméabilité variable, alors que, la moyenne Seybouse comporte des roches ou des terrains de recouvrement imperméables, des calcaires et marno- calcaires perméables. La basse Seybouse est peu perméable dans le secteur amont, alors que les alluvions quaternaires de la plaine Ouest d'Annaba sont perméables.

**4. Les caractéristiques biogéographiques****4.1. Introduction :**

La végétation joue un rôle essentiel dans la protection du sol, elle exerce une protection mécanique directe sur l'écoulement fluviale, en diminuant l'écoulement des eaux et en favorisant leur infiltration. Cette résistance à l'écoulement est d'autant plus grande que le couvert végétal est plus dense.

L'action complexe du couvert végétal, s'exerce aussi bien sur les paramètres climatiques notamment l'évaporation que sur les bilans hydriques des sols. La végétation donne de l'ombre, ce qui conserve l'humidité, l'activité biologique nécessaire à l'équilibre de l'écosystème, l'infiltration en profondeur est facilitée par les fissurations préparées au sein du sol par le réseau des racines.

**4.1.1. Bassin de la Seybouse :**

Dans le secteur Sud du bassin, la steppe d'alfa domine, seuls les Djebel de Sidi Reghis, El Kef Lahmar, Tiffech sont recouverts de vastes forêts de type atlasique, constituées surtout de Pins d'Alep et de Genévriers rouge, mais aussi en Cyprès et même en Eucalyptus (carte).

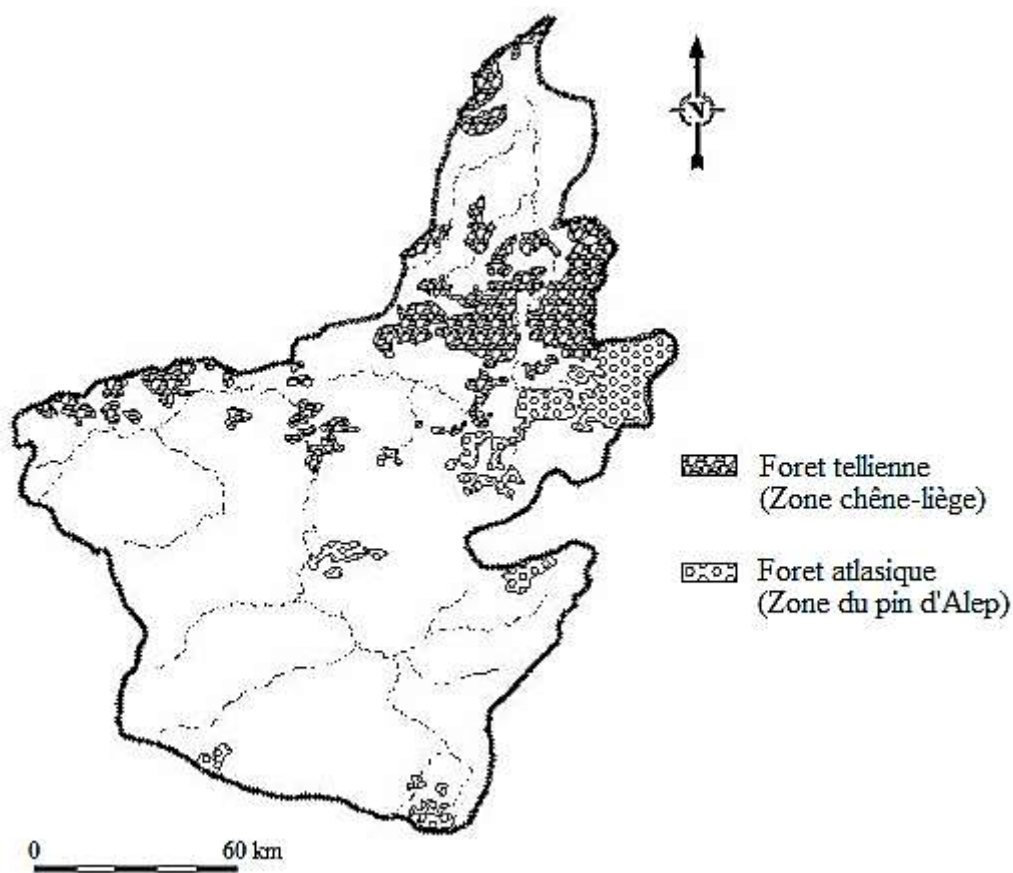
Le revers Nord de la chaîne atlasique est couvert de forêt tellienne de type forestier. Ce bassin est Occupé essentiellement de Chênes liège et de Chêne Zen. Cette association est présente dans tout le reste du bassin. Le massif de la Mahouna constitue la région forestière par excellence, avec de belles forêts de chêne liège.

Au nord-Ouest d'Oued Zenati, quelques grands îlots forestiers de Chêne liège et de Zen couvrent les hauteurs de la chaîne numidique. Le versant Nord de Bouhamdane n'est couvert que de Cystes, de broussaille et de Gandoul.

Le bassin du Melah est relativement boisé par rapport aux régions précédemment décrites. Au Sud et à l'Est de ce dernier dominent les forêts de Pin d'Alep avec un sous-bois de Lentisques et de Genévriers, elles alternent avec des zones de broussailles.

La région du massif de Nador n'est recouverte que de Buissons rabougris et épars où domine le Lentisque. A l'Ouest de la Seybouse, une forêt ne présente que de broussailles de Maquis de type méditerranéen. Au fond de l'Oued, le Laurier rose et le Tamaris trouvent un milieu propice pour leur développement.

Enfin, le massif de l'Edough est recouvert par la plus belle forêt de Chênes d'Algérie.



*Figure 11 : La couverture végétale du bassin de la Seybouse*

### **Conclusion :**

La végétation, qui a une influence mécanique certaine sur l'écoulement fluvial pour Le bassin versant de la Seybouse est très faible, ce bassins est caractérisé par un taux faible du couvert végétal permanent voisin de 25%.

## 5. Caractéristiques pédologique

Sols podzoliques (pq). Ce type de sol se rencontre dans les Monts de la Cheffia sur les grès et argiles numidiques (oligocène et éocène supérieur) non calcaire les plus fortement arrosés du secteur. Ils sont occupés par une formation plus ou moins dense de chênes lièges dans laquelle peuvent se rencontrer quelques rares taches de chênes-zéens, dispersés dans les zones les plus humides.

Ces mêmes formations forment des taches plus ou moins importantes sur les formations gréseuses de l'oligocène : au S de la carte entre la Seybouse et Guelaa Bou Sba, dans le coin SW (Oued Habeba), au Nord-Ouest de Jemmapes, au sud de Pont-Châtelain, au centre ouest de la carte (Djebel Ragouba et à l'est de Gastu). Dans le maquis de chênes-lièges au sud des dunes de Guerbes et d'Ain Mokra il s'est formé également un sol podzolique. Ces sols ont été plus ou moins érodés et donnent les formations (pq + rm) ou (rm + pq) toujours sur les grès numidiens : le long de la vallée subméridienne de la Seybouse, au centre de la carte entre Henchir Said et Penthièvre et dans le centre ouest à l'ouest d'Henchir Said. La formation de chênes-lièges est alors plus ou moins fortement dégradée et disparaît même notamment dans les secteurs (rm + pq) pour laisser place à un sol presque nu.

Sols insaturés acides (ia et iah) à un seul horizon bien différencié, sont établis sur les roches- mères non calcaires ou décalcifiées moins perméables que celles des sols podzoliques. Une teneur en matière organique supérieure à 25 % donne un sol insaturé acide humifère (iah) dont le profil peut se rapprocher beaucoup du sol podzolique.

Dans tous les cas (ia) et (iah) le complexe absorbant est fortement insaturé, la teneur en H du complexe est supérieure à 25% du total.

Les sols insaturés acides humifères (iah). Ils sont formés soit sur micaschistes ou gneiss de L'Edough et des Monts de Philippeville, soit sur les argiles numidiques tous deux occupés par une formation très dense de chêneslièges.

Les argiles numidiques sont moins arrosées que les roches métamorphiques. Les argiles de Numidie qui ont donné naissance à ces sols sont situées entre Saint-Joseph (sur Seybouse) et Héliopolis, au nord de Nechmeya, au nord-nord-ouest de Penthièvré, entre cette localité et Gastu, elles forment de nombreuses taches dans tout le quart sud-ouest de la carte.

Sols insaturés acides (ia).En général leur plus faible teneur en matière organique provient de ce qu'ils ont mis en culture ou défrichés; le couvert forestier ne renouvelle ou ne maintient

plus le taux de matières organiques. Ils sont établis dans les clairières argileuses des Monts de la Cheffia et en bordure des zones des sols iah mises en culture (céréales, oliviers, légumes) dans le massif numidique du quart Nord-Ouest de la carte. Ils portent en général des prairies naturelles.

Sols insaturés (in). Ce type de sol est bien moins répandu, dans ce secteur, que les deux précédents. Il se rencontre : par taches aux abords de la vallée de la Seybouse proche de Guelma, 'au Sud-Est de Mondovi, au nord de Penthièvre (vallée de l'Oued Ressoul), au pied du Djebel Belelieta qui correspond à des formations quaternaires anciennes (colluvions) généralement cultivées. Une variété humifère (inh) s'est formée dans les formations de micaschistes des environs d'Ain Mokra également plus ou moins mis en culture .ou défrichés avec oliviers.

## 6. Caractéristique climatique

### 6.1. Introduction :

Les facteurs climatiques tels que la température, l'humidité de l'air, la vitesse du vent, le rayonnement solaire,... jouent un rôle déterminant dans l'estimation de l'évapotranspiration, ces paramètres sont facilement mesurables par les stations météorologiques équipées de l'ensemble des instruments de mesures de ces paramètres.

### 6.2. La température :

La température de l'air est un paramètre important qui régit les déperditions d'eau qui s'opèrent par le phénomène de l'évapotranspiration. Le taux d'évaporation est une fonction croissante de la température de l'eau. Comme la température de l'eau varie dans le même sens que la température de l'air, il est plus facile de mesurer cette dernière. On utilise ainsi dans les formules de calcul de l'évaporation la température de l'air plutôt que celle de l'eau. Les stations qui ont été utilisées sont celles de Gulema et Pont Bouchet.

*Tableau 5 : Température moyenne mensuelle (°C) à la station de Pont Bouchet (1990-2003)*

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
<b>Tn</b>	4.5	5.8	6.9	8.10	10.20	15.60	17.90	15.60	16.90	13.20	9.70	6.20	10.88
<b>Tx</b>	19	19.50	22.70	22	25.90	31.70	33.80	35.20	31.50	28.60	30.50	19.80	26.68
<b>T</b>	11.75	12.65	14.80	15.05	18.05	23.65	25.85	25.40	24.20	20.90	20.10	13	18.78
<b>A</b>	14.50	13.70	15.80	13.90	15.70	16.10	15.90	19.60	14.60	15.40	20.80	13.60	15.80

Tn: Moyenne mensuelle des températures minimales.

Tx: Moyenne mensuelle des températures maximales.

T: Température moyenne mensuelle.  $T = (Tn + Tx) / 2$

A: Amplitude thermique  $A = Tx - Tn$

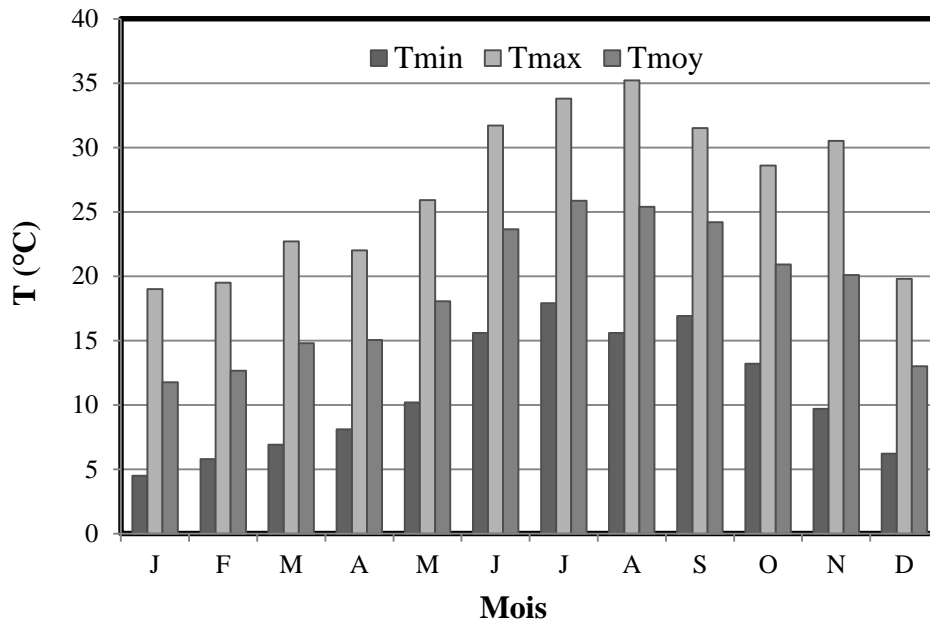


Figure 12 : Histogrammes des températures à la station de Pont Bouchet en °C

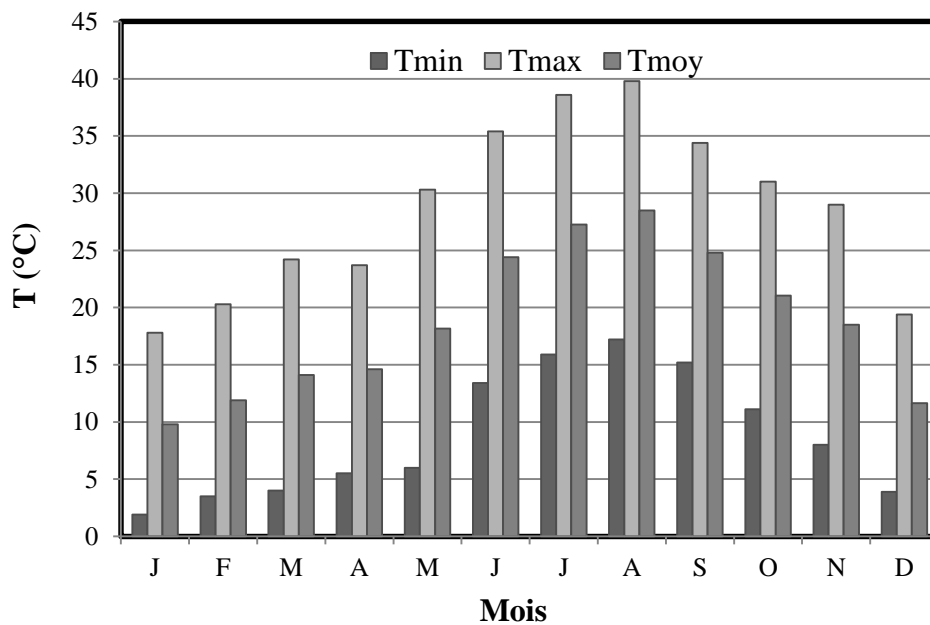


Figure 13: Histogrammes des températures à la station de Guelma en °C

**Tableau 6** : Température moyenne mensuelle (°C) à la station de Gulema (1990-2003)

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
<b>Tn</b>	1.90	3.50	4.00	5.5	6.00	13.40	15.90	17.20	15.20	11.10	8.00	3.90	8.80
<b>Tx</b>	17.80	20.30	24.20	23.7	30.30	35.40	38.6	39.80	34.40	31,00	29,00	19.40	28.66
<b>T</b>	9.80	11.90	14.10	14.6	18.15	24.40	27.25	28.50	24.80	21.05	18.50	11.65	18.73
<b>A</b>	15.90	16.80	20.20	18.2	24.30	22.00	22.7	22.60	19.20	19.90	21,00	15.50	19.86

L'étude de la température permet de diviser l'année en deux saisons thermiques bien distinctes. A la station de :

Pont Bouchet: la saison chaude s'étend de juin à Novembre, mois pendant lesquels les températures moyennes sont supérieures à la moyenne annuelle qui est de 18.78 °C, un maximum en Août de 25.85°C, alors que la saison froide s'étend de à décembre à mai, avec un minimum en janvier de 11.75°C.

Gulema: la saison chaude s'étend de juin à octobre, avec un maximum en Août de 28.50°C, alors que la saison froide s'étend de novembre à mai, avec un minimum en janvier de 9.85°C.

### 6.3. Les facteurs climatiques :

En plus de la pluie et de la température, les facteurs climatiques intervenant dans le processus d'évaporation sont : l'insolation, la vitesse du vent, l'humidité,...

L'analyse du climat du bassin de la Seybouse est basée sur les données climatiques de la station de Guelma et de Pont Bouchet.

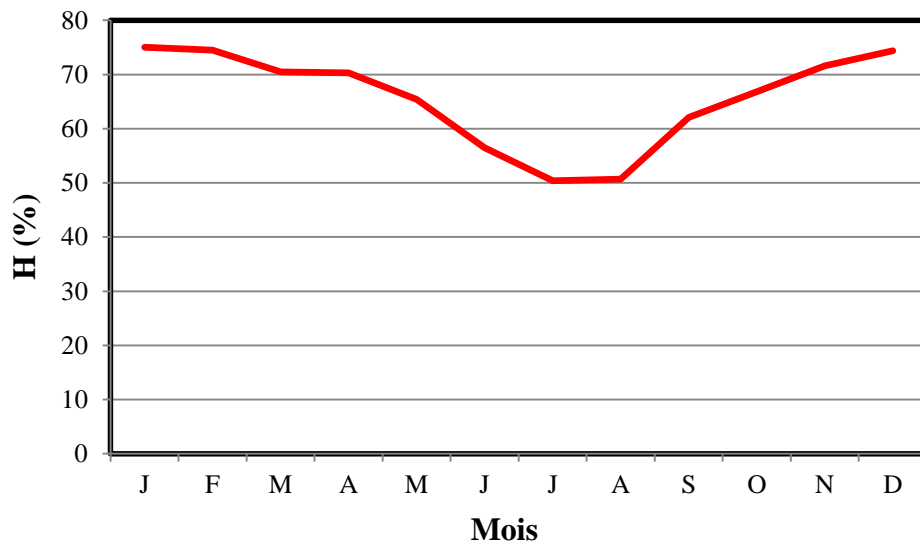
### 6.4. L'humidité relative de l'air :

L'air contient de l'eau sous forme de vapeur. Cette humidité est limitée et dépend essentiellement de la température de l'air. On appelle humidité relative de l'air le pourcentage de vapeur d'eau qui existe réellement dans l'air par rapport à la quantité maximale que pourrait contenir l'atmosphère dans les mêmes conditions de température et de pression.

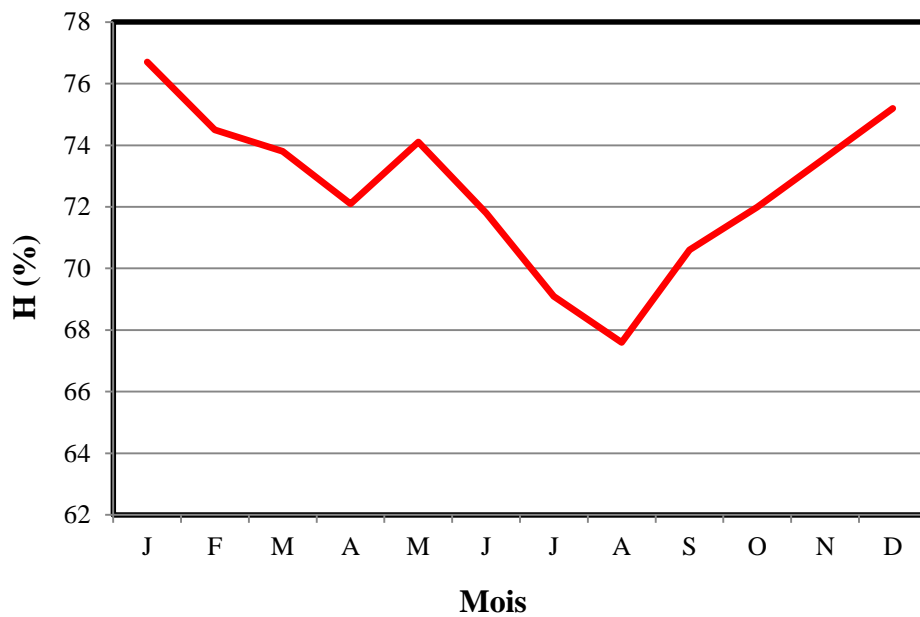
La variation mensuelle de l'humidité relative des stations Pont Bouchet et de Gulema a été reportée dans les tableaux 7 et 8.

**Tableau 7 : L'humidité relative de l'air (%) à la station de Pont Bouchet (1990-2003)**

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Annuel
Hr (%)	76.7	74.5	73.8	72.1	74.1	71.8	69.1	67.6	70.6	72.0	73.6	75.2	873.1



**Figure 14 : Variation de l'humidité à la station de Pont Bouchet**



**Figure 15 : Variation de l'humidité à la station de Guelma**

**Tableau 8** : L'humidité relative de l'air (%) à la station de Gulema (1990-2003)

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Annuel
Hr (%)	75.0	74.5	70.5	70.3	65.4	56.5	50.4	50.7	62.1	66.8	71.6	74.4	788.1

L'humidité relative de deux station de Pont Bouchet et de Gulema est supérieure à 50% pour les douze (12) mois de l'année avec un maximum de 76.7% en janvier et un minimum de 67.7% en août pour la station de Pont Bouchet, et un maximum de 75% en janvier et un minimum de 50.4% en juillet pour la station de Gulema.

### 6.5. La vitesse de vent :

Le vent joue un rôle essentiel sur les processus d'évaporation car c'est lui qui permet, par le mélange de l'air ambiant, de remplacer au voisinage de la surface évaporant, l'air saturé par de l'air plus sec. En effet, l'air au voisinage de la surface évaporant va se saturer plus ou moins rapidement et par conséquent stopper le processus d'évaporation.

La variation mensuelle de la vitesse du vent a été reportée dans les tableaux 9 et 10.

**Tableau 9** : La vitesse moyenne du vent (m/s) à la station de pont Bouchet

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy
V (m/s)	3.7	3.9	3.8	3.9	3.7	3.9	4.0	3.8	3.6	3.4	3.7	4.0	3.8

**Tableau 10** : La vitesse moyenne du vent (m/s) à la station de Guelma

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy
V (m/s)	1.6	1.7	1.7	2.0	1.8	2.0	1.9	1.8	1.8	2.0	1.8	1.9	1.8

La vitesse moyenne de vent durant l'année est de l'ordre de 3.8 m/s (modéré) dans la station de pont Bouchet et de 1.8 m/s (léger) dans la station de Gulema.

### Conclusion :

L'analyse du climat du bassin de la Seybouse à partir des données climatiques montre que les caractéristiques climatiques de ce bassin, sont étroitement liées à leurs positions

géographiques, et à leur relief. On relève de fortes variabilités spatiales et temporelles de ces différents paramètres climatiques qui vont certainement entraîner une variabilité de ruissellement sur le même bassin versant.

## 7. Données utilisées

Dans cette étude on dispose d'une série chronologique des débits à pas de temps horaires et journaliers mesuré dans le bassin de la Seybouse. Ces données sont fournies par l'ANRH (Agence National des Ressources Hydriques), relevées au niveau de quatre stations hydrométriques à savoir :

- La station Moulin Rochefort
- La station Bouchegouf
- La station Ain Berda
- La station Mirebek

Les données s'étalent sur la période 1972/1973-2002/2003 soit trente (30) ans pour les stations. Le choix de ces périodes a été donc retenu en fonction des séries des données hydrométrique disponibles, en vue d'analyser le comportement et le fonctionnement hydrologique du bassin versant.

Dans le tableau 11 les noms des oueds sont récapitulés, les codes des stations hydrométriques, ainsi que les coordonnées géographiques de ces stations et leurs altitudes.

*Tableau 11 : Les sous-bassins de la Seybouse*

N°	Oued-station	X	Y	Z (m)	Code
1	Ressoul-Ain el Berda	7.53°	36.61°	710	14.06.02
2	Melah-Bouchagouf	7.73°	36.35°	270	14.05.01
3	Seybouse-Mirebek	7.38°	36.26°	95	14.06.01
4	Cherf aval-Moulin Rechefort	7.40°	36.01°	10	14.02.02

La position de ces stations hydrométriques est illustrée sur le schéma du bassin du Seybouse (Figure 16).

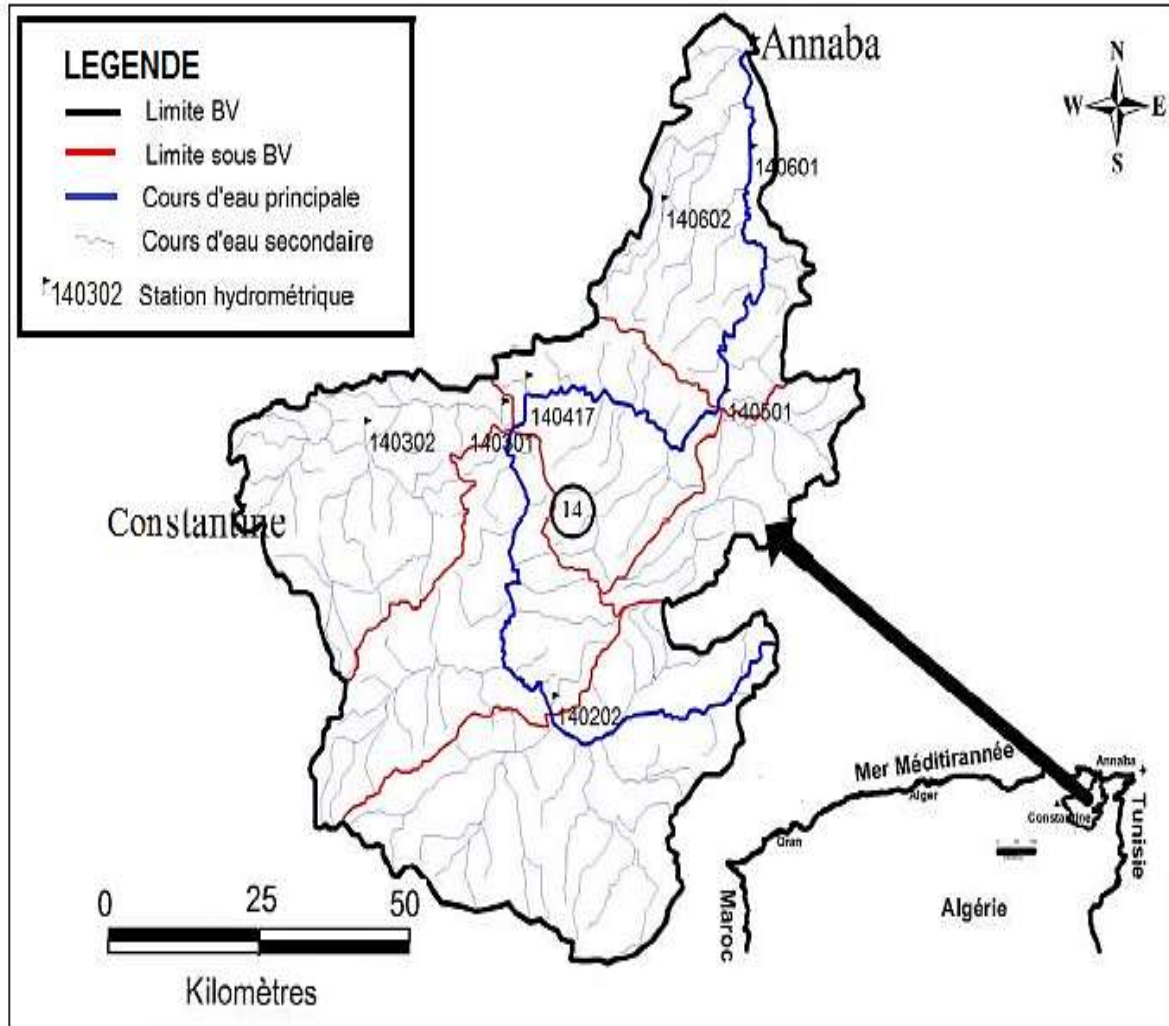


Figure 16 : Carte de station hydrométrique de la Seybouse

## **CHAPITRE 3**

# ***SEPARATION DES ECOULEMENTS***



## 1. Séparation des écoulements

Le choix de la méthode de décomposition des écoulements dépend de la taille du bassin versant et de la zone climatique, des objectifs de l'étude et de l'école hydrologique de l'opérateur, les méthodes d'individualisation des crues et de séparation des écoulements sont presque aussi nombreuses que les hydrologues qui se sont trouvés confrontés avec cette problématique.

Afin d'étudier le cycle de l'eau, les hydrologues ont tenté de décomposer les hydrogrammes de crue selon les différentes contributions de l'écoulement. Des techniques graphiques, géochimiques, isotopiques et analytiques sont utilisées pour réaliser cette séparation des écoulements. Ces techniques de séparation sont d'autant plus difficiles à mettre en œuvre de façon opérationnelle qu'elles tentent de serrer de plus près la réalité physique des phénomènes étudiés.

### 1.1. Les méthodes analytiques ou graphiques

Les méthodes analytiques ou graphiques sont le plus fréquemment utilisées, et l'élément déterminant de ce succès tient sans aucun doute au fait que leur mise en œuvre ne requiert pas d'autre information que la chronique des débits instantanés.

-  Le premier postulat implicite de cette technique est qu'à partir d'une analyse de forme de l'hydrogramme, il est possible de déterminer l'instant de la décrue où le débit n'est plus constitué que par de l'écoulement de base.
-  Le second principe est d'admettre que l'on puisse alors représenter de façon acceptable la variation de cet écoulement de base, entre les points de début et de fin de crue, au moyen d'une fonction analytique, linéaire ou curviligne.

La plupart des procédés s'attachent à rechercher des ruptures de pente dans une figuration de la courbe de décrue en coordonnées semi-logarithmiques : trois segments de droite s'individualisent pendant la décrue, qui marquent les périodes de contribution du ruissellement, de l'écoulement dit hypodermique et du débit de base (Roche, 1963).

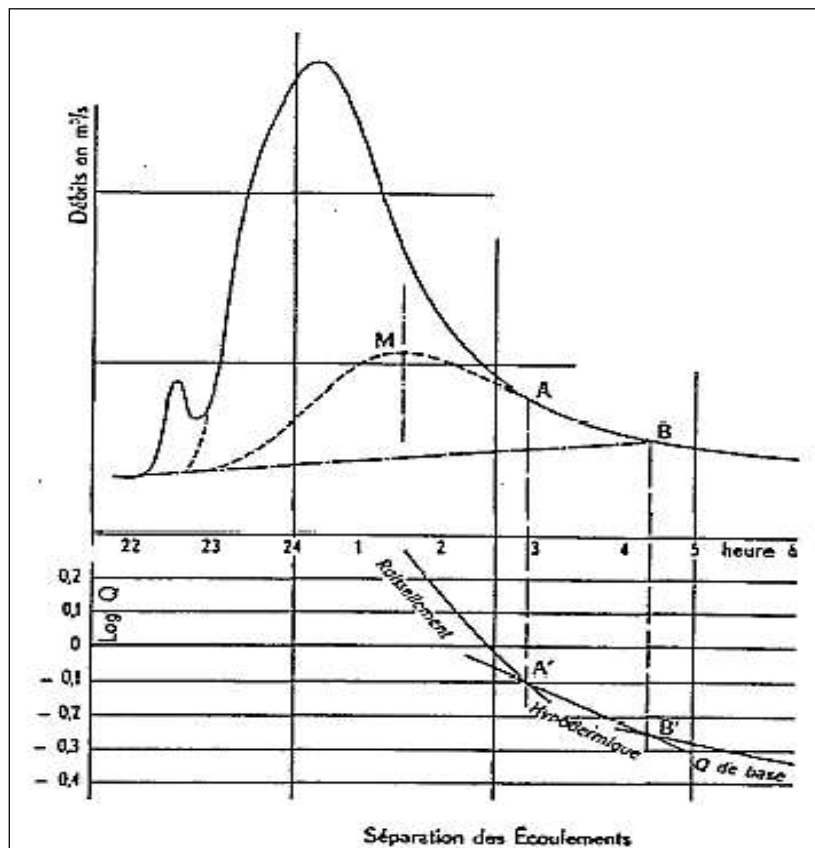


Figure 17 : séparation selon ROCHE (1963)

## 1.2. Approche graphique

Dans l'approche graphique, on assume qu'entre deux événements pluvieux, le débit de base est équivalent au débit total du cours d'eau. Cette approche devient toutefois problématique lors d'événements pluvieux qui se chevauchent (Linsley et al., 1982 cité dans Furey et Gupta, 2001). Les techniques graphiques de séparation des débits de base sont nombreuses.

L'allure générale d'un hydrogramme de débit de base (figure 18a) peut se caractériser comme suit : 1) point de départ de l'hydrogramme (point a) correspondant à la fin de la courbe de récession de la pluie précédente; 2) la récession du débit de base se continue après le début de la courbe de crue; 3) l'augmentation du débit de base, dont la pointe a lieu après celle de l'hydrogramme du débit total dû à l'effet de stockage-cheminement (point b ou e) et 4) le point final correspond au point où l'hydrogramme du débit de base rejoint l'hydrogramme du débit total lorsque l'écoulement de surface cesse (point c). Ce point coïncide avec la fin de la courbe de récession exponentielle.

Une méthode simplifiée couramment employée est illustrée à la figure 18b. Elle consiste à identifier les points de départ et d'arrêt du ruissellement. Le point de départ correspond au début de l'augmentation du débit (point A) et le point final à l'endroit où la courbe de récession devient exponentielle (point B, Chapman et Maxwell, 1996). Une fois ces deux points établis, différentes techniques peuvent être appliquées pour tracer l'hydrogramme du débit de base. Celles-ci incluent une ligne droite reliant ces deux points et la détermination du point intermédiaire C, situé sous le sommet de l'hydrogramme de débit total, qui peut être placé en poursuivant la courbe de récession de l'hydrogramme total.

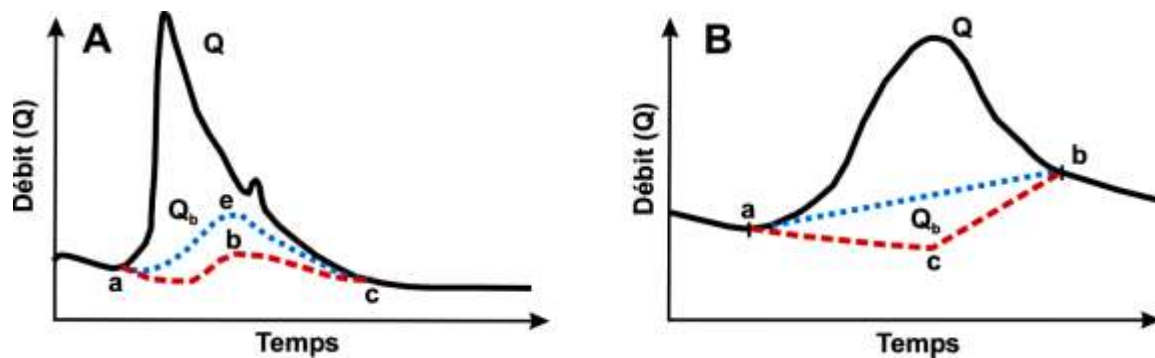


Figure 18 : Allure générale d'un hydrogramme de débit de base a) aec ou abc (d'après Nathan et McMahon, 1990) et b) ABC (d'après Chapman et Maxwell, 1996)

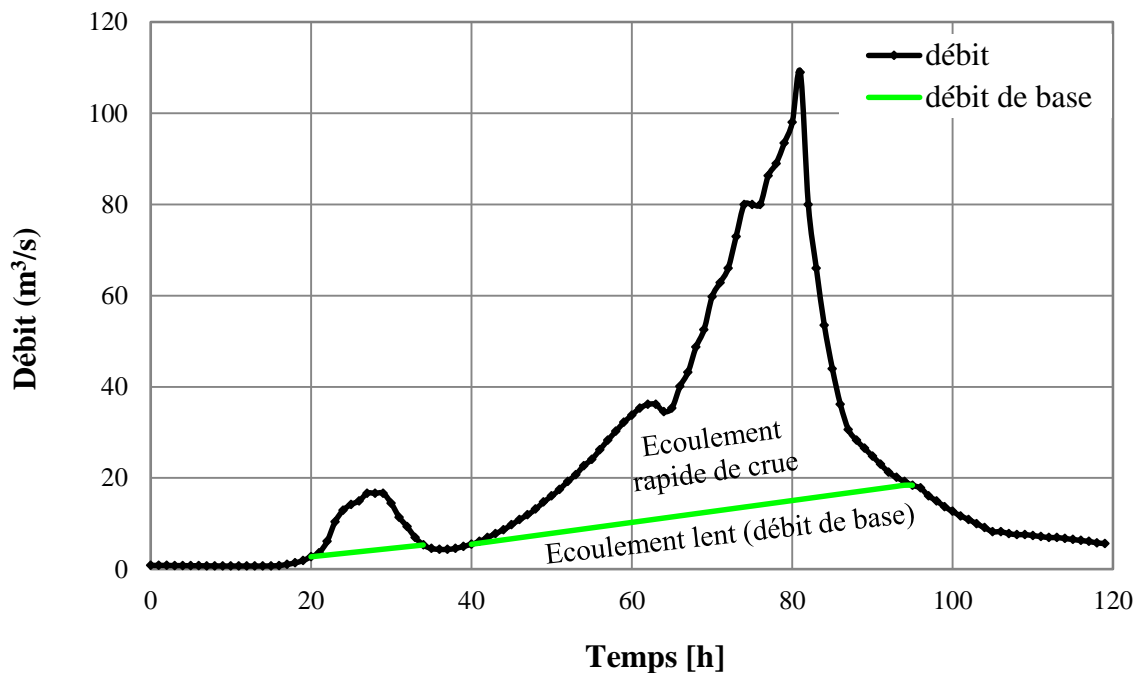


Figure 19 : Exemple de séparation de l'hydrogramme en deux composantes pour la crue du 16~19 février 1996 de la station Ain el Berda

Étant donné la subjectivité de ces méthodes, plusieurs auteurs ont essayé de les automatiser pour rendre les résultats moins « aléatoires » et leur utilisation plus facile. Trois méthodes sont proposées dans le logiciel HYSEP (*HYdrograph Separation Program*), développé par l'USGS (Institut d'études géologiques des États-Unis), pour calculer le débit de base, soit l'intervalle fixe, l'intervalle glissant et le minimum local (Sloto et Crouse, 1996).

### 1.3. Approche par filtre

Dans la seconde approche, un filtre mathématique de type « passe-bas » est défini dans le domaine du temps et/ou des fréquences et il est appliqué par la suite aux séries quotidiennes des débits de rivières (Nathan et McMahon, 1990). Différents filtres ont été utilisés en se basant sur celui élaboré par (Lyne et Hollick, 1979 ; Furey et Gupta, 2001) qui considèrent que le débit est la somme de deux composantes : une composante basse fréquence représentant le débit de base et une composante haute fréquence représentant l'écoulement de surface. Les débits de base sont calculés en additionnant une grande proportion du débit de base du temps précédent à un terme tenant compte du débit des rivières actuel et/ou passé. Les deux filtres employés et décrits ci-dessous sont ceux de Chapman (1991) et Furey et Gupta (2001), qui utilisent des relations basées sur des caractéristiques physiques pour déterminer les coefficients de proportionnalité. Ces deux méthodes n'utilisent pas de contrainte sur les équations (ex :  $0 < Q_{base} < Q_{total}$ , etc.).

Chapman (1991) a proposé une amélioration du filtre développé par Nathan et McMahon (1990), qui présentait l'inconvénient majeur de nécessiter plusieurs passages du filtre de façon à ce que le débit de base ne dépasse pas le débit de rivière vers la fin de la courbe de récession (fin du ruissellement). Le filtre amélioré par Chapman (1991), qui nécessite un seul passage, est le suivant :

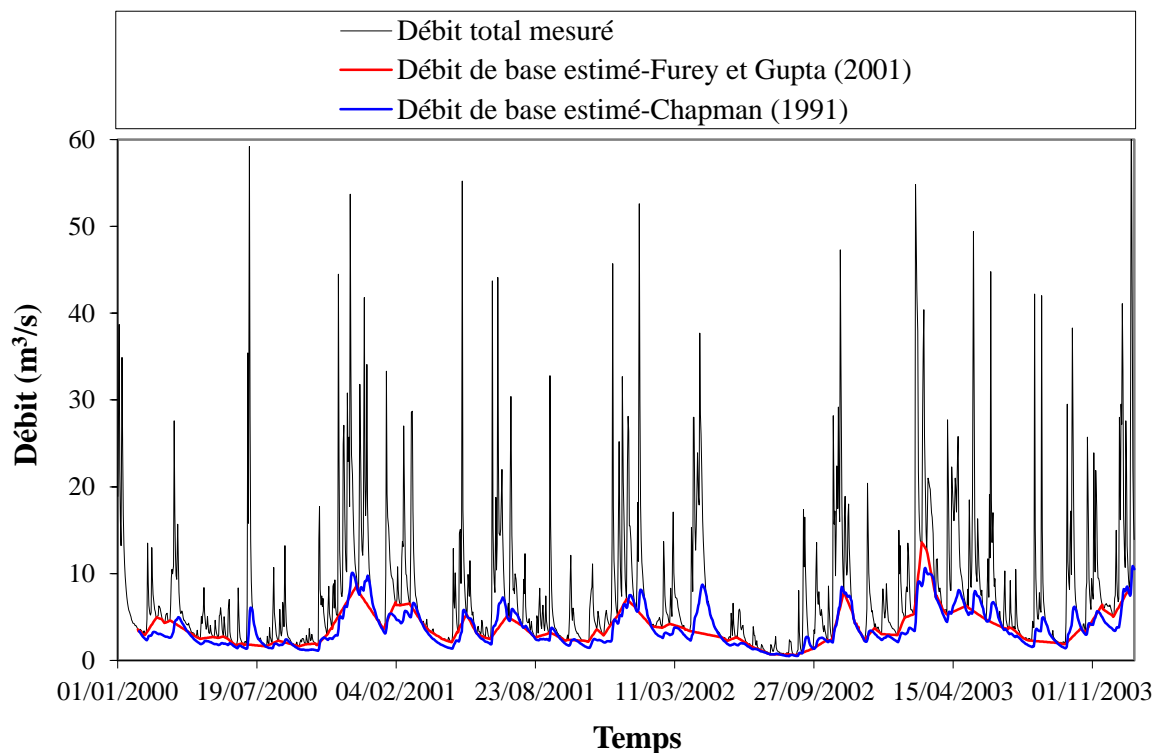
$$Q_k = \frac{3\alpha - 1}{3 - \alpha} Q_{k-1} + \frac{1 - \alpha}{3 - \alpha} (Y_k + Y_{k-1}) \quad (1)$$

Où  $Y_k$  est le débit de rivière au jour  $k$ ,  $Q_k$  le débit de base au jour  $k$  et  $\alpha = 0,925$ . Furey et Gupta (2001) ont quant à eux proposé un filtre basé sur quatre paramètres physiques qui ont été estimés à partir de données de débits de rivières et de précipitations. L'équation proposée par Furey et Gupta (2001) s'écrit :

$$Q_k = (1 - \gamma) Q_{k-1} + \gamma \frac{C_s}{C_1} (Y_{k-3} - Q_{k-3}) \quad (2)$$

$$\text{Où } 1 - \gamma = 0,97 \quad \text{et} \quad \frac{C_s}{C_1} = 1.1$$

Le décalage des courbes issues du filtre de Furey et Gupta (2001) provient du fait que cette méthode considère que le facteur retard des eaux souterraines par rapport au ruissellement est de 3 jours (débit de base au jour  $k$  calculé en fonction du débit de base des jours  $k-1$  et  $k-3$ , et du débit total au jour  $k-3$ ). Dans certains bassins versants et dépendant de l'événement pluvieux (intensité, durée), une ou deux journées pourraient suffire pour drainer toute l'eau souterraine vers l'exutoire du bassin, d'où le problème du dépassement du débit total par le débit de base sur une base quotidienne. De plus, à cause du grand nombre de stations (situées dans des bassins dont les caractéristiques sont très différentes) à traiter et surtout pour avoir un outil facile à appliquer, les paramètres du filtre, qui sont fonction du débit total et des précipitations, ont été fixés. Les valeurs moyennes attribuées à ces paramètres contribuent probablement au problème de dépassement du débit total par le débit de base dans certains cas.



**Figure 20 :** Exemple de séparation de l'écoulement de base selon les techniques proposées par Chapman (1991) et Furey et Gupta (2001), cas de la station Bouchagouf

### 1.4. Les méthodes physico-chimiques et isotopiques

Les méthodes graphiques simples de séparation des écoulements, très subjectives, ont été remplacées ensuite par les méthodes de séparation physico-chimiques et isotopiques ayant pour objectif de cerner la réalité des phénomènes. Au début la variation de la conductivité de l'eau a été utilisée. Cette dernière reflète la charge globale en éléments dissous. Ensuite ces méthodes ont été affinées en étudiant les variations des concentrations de certains éléments majeurs. Enfin, les méthodes isotopiques ont été largement appliquées avec un certain succès. Ces méthodes reposent sur le traçage intrinsèque de la molécule d'eau qui permet une analyse plus rigoureuse des hydrogrammes de crue.

Le principe de calcul des méthodes chimique et isotopique de décomposition de l'hydrogramme de crue est le suivant.

En période d'étiage, le débit total de la rivière ( $Q_t$ ) est uniquement dû à la vidange des aquifères du bassin versant.

$$Q_t = Q_s \quad (1)$$

La concentration ( $C_t$ ) de la rivière correspond alors à la concentration ( $C_s$ ) de l'écoulement souterrain.

En période de crue, l'écoulement total ( $Q_t$ ) provient de la superposition de l'écoulement souterrain ( $Q_s$ ) et du ruissellement total lié à la pluie ( $Q_p$ ). Le ruissellement retardé sera en effet inclus dans l'une ou l'autre des composantes.

$$Q_t = Q_s + Q_p \quad (2)$$

Avec (t) l'écoulement de la rivière, (s) l'eau souterraine préexistante et (p) la pluie. Chaque composante a sa concentration chimique ou isotopique qui reste plus ou moins constante durant la crue, ( $C_s$ ) pour la composante souterraine et ( $C_p$ ) pour le ruissellement.

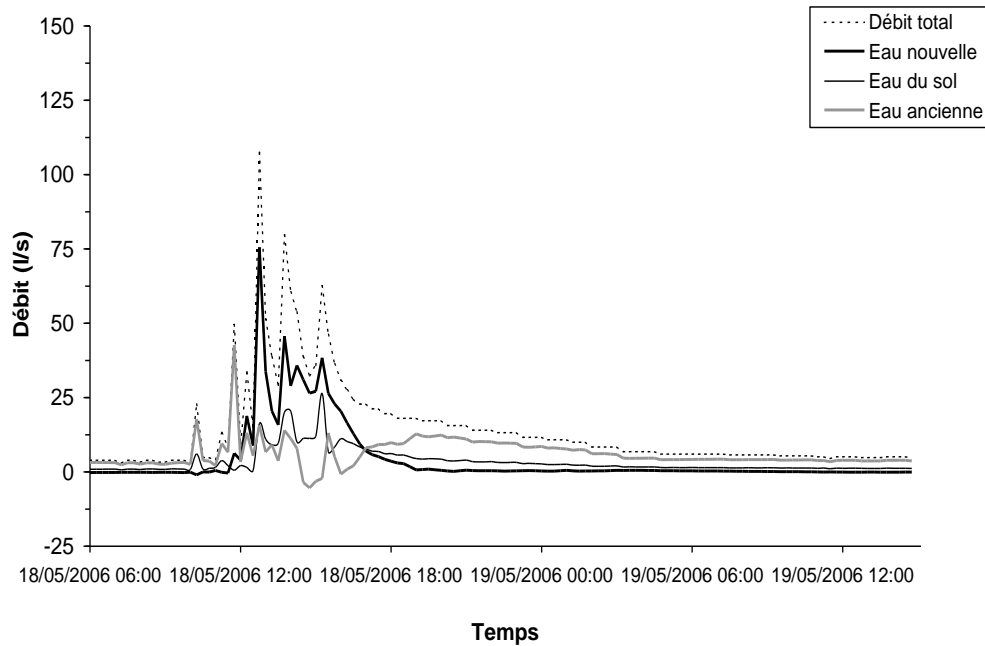
$$Q_t C_t = Q_s C_s + Q_p C_p \quad (3)$$

En éliminant ( $Q_p$ ) entre les équations 2 et 3, on obtient :

$$Q_s = Q_t \frac{C_t - C_p}{C_s - C_p} \quad (4)$$

Donc la proportion de l'eau souterraine dans l'écoulement de crue est :

$$\frac{Q_s}{Q_t} = \frac{C_t - C_p}{C_s - C_p} \quad (5)$$



**Figure 21** : Décomposition d'un hydrogramme de crue en trois composantes  
(Tiré de Gnouma, 2006)

## 2. Mise en place d'un algorithme de filtre numérique

La séparation des composantes de l'hydrogramme est reliée à la compréhension des processus générateurs d'écoulement. Il s'agit d'une forme de validation de processus identifiés au préalable. L'hydrogramme de ruissellement total pourrait être obtenu par l'ajout d'un hydrogramme de débit de base à l'hydrogramme de ruissellement direct, qui est couramment généré par les modèles pluie-débit. En général ces modèles (Tung et al., 2004; Vogel et Kroll 1992) portent essentiellement sur l'estimation du débit de base au cours de la fin de la récession d'hydrogramme de ruissellement total, où le ruissellement est négligeable.

Cette approche a été établie pour générer des hydrogrammes de ruissellement total en utilisant le filtre numérique pour la séparation de l'hydrogramme (Mugo et Sharma 1999). Les hydrogrammes de débit de base prévu ont ensuite été ajoutés à l'hydrogramme de ruissellement direct pour obtenir l'hydrogramme total.

Nathan et McMahon (1990) développé un algorithme de filtre numérique pour séparer le ruissellement direct et le débit de base de l'écoulement total. Ce filtre numérique est basé sur le principe utilisé dans le traitement du signal (Sujono et al., 2004) par en ce qui concerne la fin de ruissellement direct et le départ de débit de base comme basse et haute fréquence, respectivement. Le filtre numérique peut être exprimé mathématiquement comme suit :

$$Q_{d,t} = \beta_d Q_{d,t-1} + \frac{1+\beta_d}{2} [Q_t - Q_{t-1}] \quad (6)$$

où  $Q_{d,t}$  : le ruissellement direct en temps t;  $Q_t$  : le ruissellement total au temps t et  $B_d$  le paramètre de filtre du ruissellement direct, Mugo et Sharma (1999) a montré que  $B_d$  peut être approchée par la constant de récession du débit de base  $k$ .  $Q_{d,t}$  peut généralement être estimé de façon fiable.

On remplace  $Q = Q_d + Q_b$  et  $\beta_d$  par  $k$  :

$$Q_{b,t} = \frac{1-k}{1+k} (Q_{d,t} + Q_{d,t-1}) + Q_{b,t-1} \quad (7)$$

L'équation (7) semble être applicable pour l'estimation de débit de base actuelle ( $Q_{b,t}$ ) à partir de ruissellement direct  $Q_{d,t}$  et le temps précédent de ruissellement direct  $Q_{d,t-1}$  et de débit de base  $Q_{b,t-1}$ .

Avant d'utiliser l'équation (7) pour la prédiction du débit de base, il est fondamental que lorsque les eaux de ruissellement total  $Q_t$  est toujours égal au débit de base  $Q_{b,t}$  au point final de l'écoulement direct  $Q_{d,t}=0$  doit être vérifié.

$$Q_{b,t} = \frac{1-k}{1+k} (Q_{d,t-1}) + Q_{b,t-1} \quad (8)$$

On remplace  $Q_{t-1}$  de l'équation (6) par  $Q_{d,t-1} + Q_{b,t-1}$  :

$$Q_t = \frac{2Q_{d,t}}{1+k} + \frac{1-k}{1+k} Q_{d,t-1} + Q_{b,t-1} \quad (9)$$

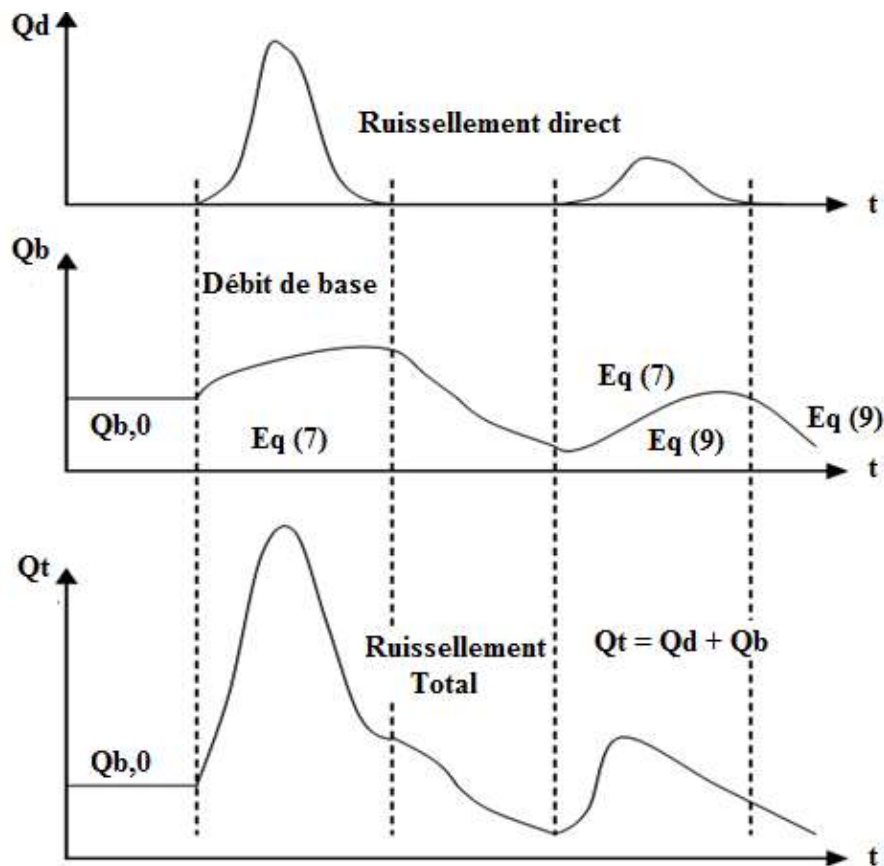
Au point final de hydrogramme de ruissellement direct  $Q_{d,t} = 0$

$$Q_t = \frac{1-k}{1+k} Q_{d,t-1} + Q_{b,t-1} \quad (10)$$

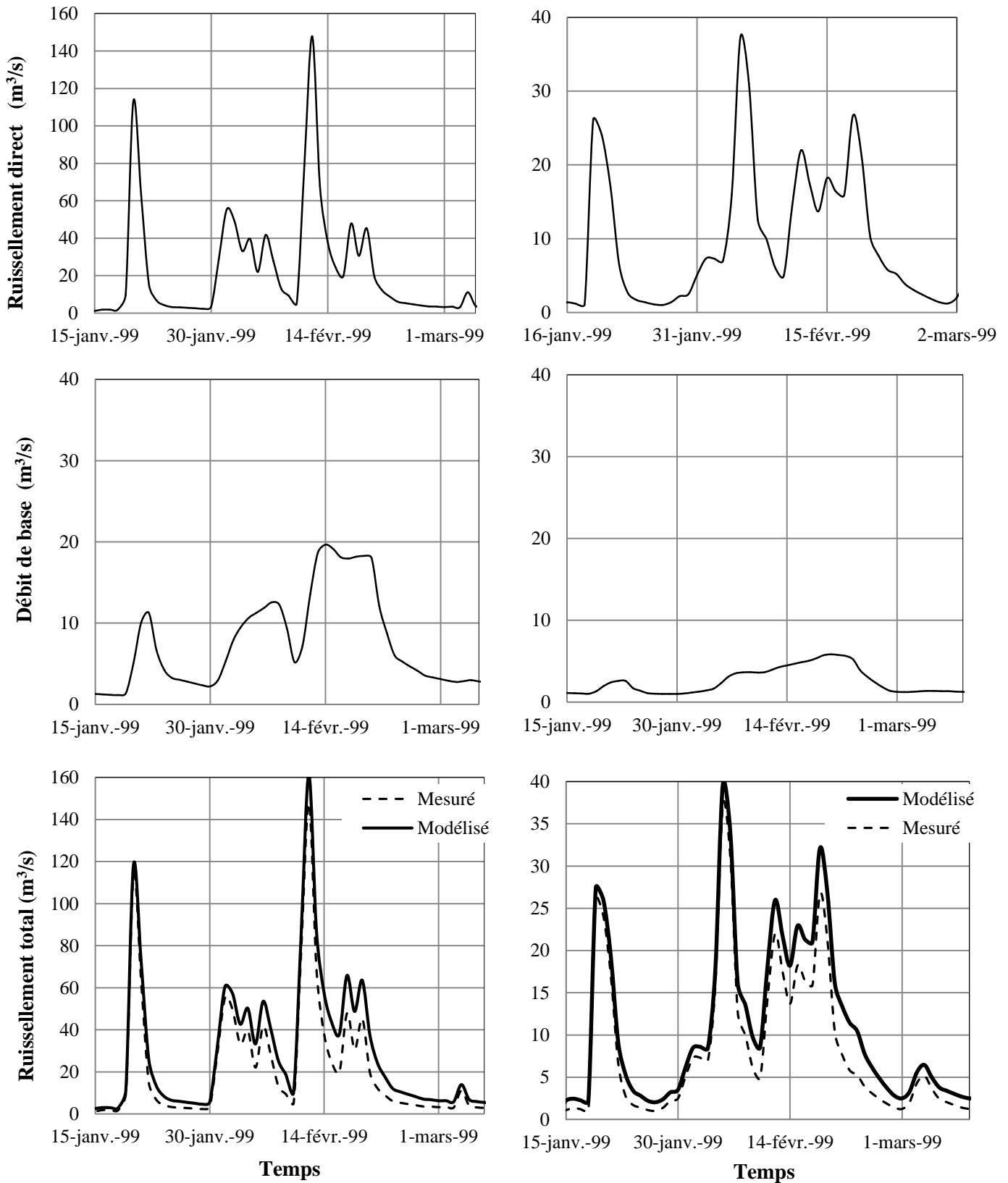
Comme l'équation (8) est égal à l'équation (10), les fondamentaux de l'équation (7) a été montré pour être valable. Le débit de base peut être prédits à partir des hydrogrammes de ruissellement direct, pour un  $k$  donné et le taux initial de débit de base ( $Q_{b,0}$ ) est connue a priori.

Les valeurs de  $k$  ont été estimées pour un ensemble de courbes de récession, et ont été en moyenne arithmétique pour donner une valeur représentative de  $k$  pour cette étude. La valeur de  $k$  a été trouvée à 0,972. Cette approche a été utilisée car elle est généralement en mesure de fournir une estimation fiable du paramètre  $k$ .

À cet égard, Sujono et al., 2004 a révélé que l'approche traditionnelle peut fournir des estimations comparables par rapport à des approches plus complexes, telles que la transformation en ondelettes (Grossmann and Morlet 1984; Morlet et al., 1982).

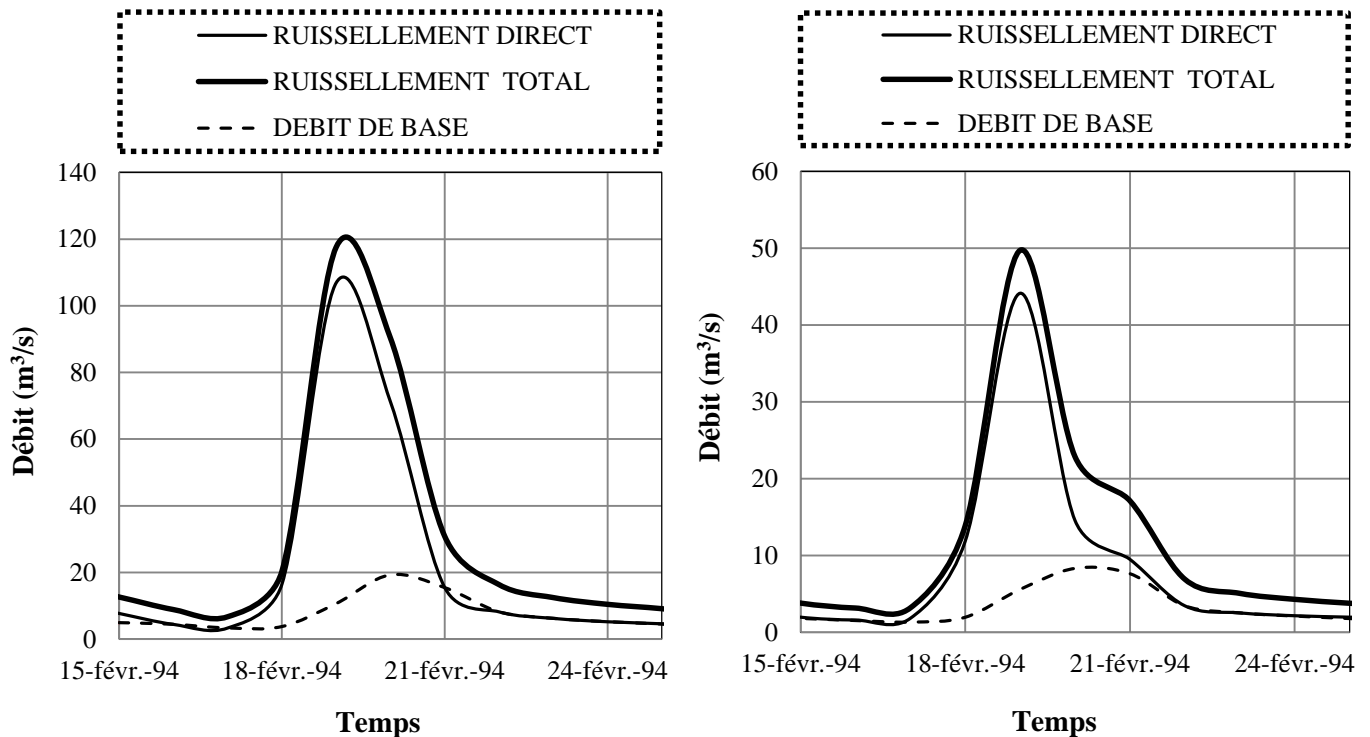


**Figure 22 :** Procédures de calcul pour générer le débit de base et le ruissellement total



*Figure 23 : Hydrogramme généré et mesuré à partir de l'évènement de Janvier à Mars 1999 à la station Mirebek et Moulin Rochefort*

Les procédures entières de calcul des hydrogrammes du débit de base et de ruissellement total sont résumées dans la figure 22. A partir de hydrogramme de ruissellement, le débit de base est calculé en utilisant l'équation (7) pour les périodes avec et sans écoulement direct respectivement. L'hydrogramme total est donc obtenu par l'addition des hydrogrammes de l'écoulement direct et du débit de base.



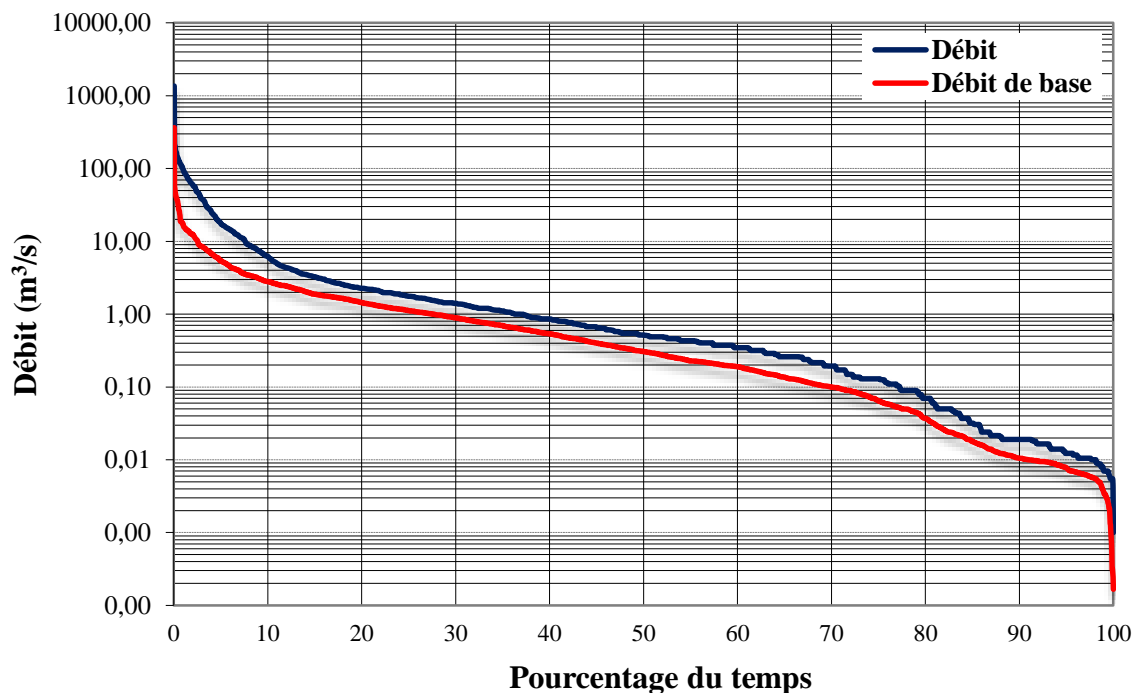
*Figure 24 : Hydrogramme de ruissellement total et de débit de base estimé à partir de ruissellement direct mesuré pour un événement pluvieux de 15-25 février 1994 à la station Mirebek et Moulin Rechefort*

La figure 24 montre les parcelles combinée du débit de base estimé et l'hydrogramme de ruissellement total pour un événement pluvieux du 15-25 février 1994 mesuré à la station de jaugeage Moulin Rochefort et Mirebek. Au sommet de ruissellement direct le débit de base est relativement faible, c'est un phénomène commun où le pic de ruissellement direct est normalement associé à une grande profondeur d'écoulement, ce qui pourrait retarder l'écoulement des eaux souterraines.

Le débit de base estimé augmente ensuite progressivement pour atteindre son taux maximal à la fin de l'hydrogramme de ruissellement direct pour les deux évènements. A la fin de l'hydrogramme de ruissellement direct l'écoulement de subsurface pourrait décharger plus rapidement dans les cours d'eau qui principalement attribuée à la profondeur d'eau entrant dans le canal, ce qui conduit au taux maximum de débit de base. Un retard important d'environ 24 h (1 jour) entre le pic du débit de base maximum et le ruissellement direct reproduit en outre les caractéristiques physiques de l'écoulement hypodermique, qui se propage généralement beaucoup plus lentement dans les milieux poreux par rapport à l'écoulement rapide des eaux de ruissellement.

### 2.1. Classement de débits et débits de base

La dispersion des débits moyens journaliers est représentée par la courbe de distribution de leurs fréquences (courbes des débits classés) où les écoulements sont donnés en fonction de leur fréquence de dépassement (probabilité de dépassement de la valeur de chaque flux en pourcentage du temps). Le classement des débits et débits de base a été effectués sur les données de la période de 1993-2003 correspondants à 10 cycles (3650 valeurs moyennes journalières).



*Figure 25 : Courbe des débits et débits de base classés à Mirebek*

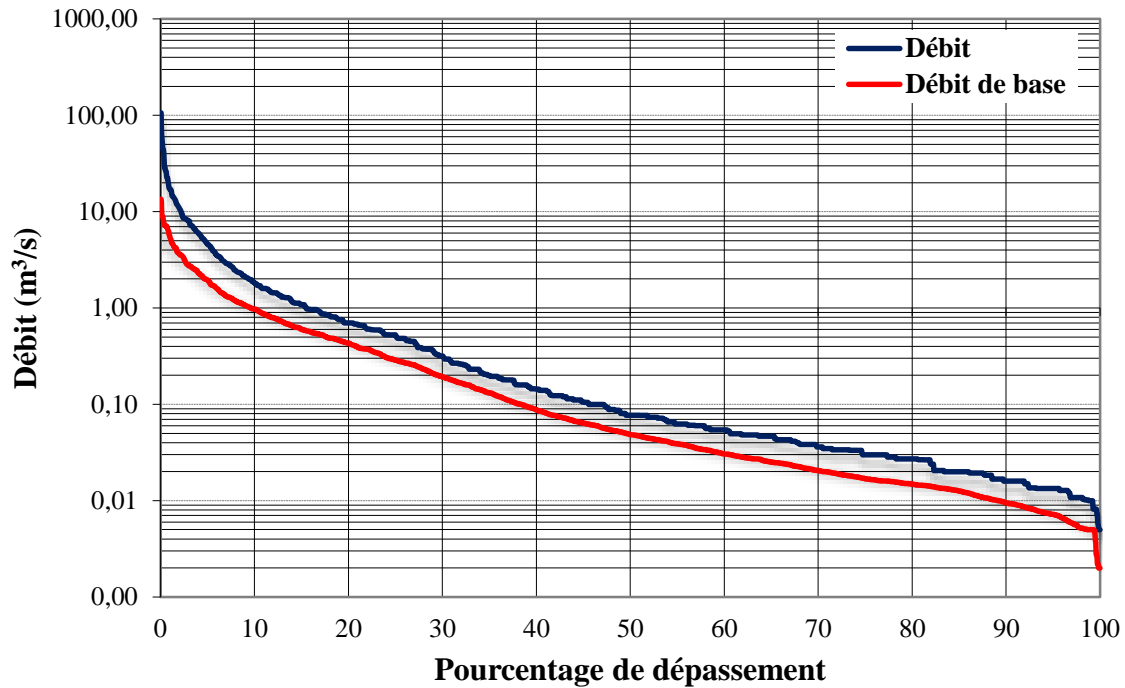


Figure 26 : Courbe des débits et débits de base classés à Moulin Rochefort

Le tracé des courbes de débits et débits de base classés pour les deux stations hydrométriques de Moulin Rechfort (Oued Cherf) et Mirebek (Oued Seybouse) sont indiqués dans les figures 25 et 26, et leurs caractéristiques sont répertoriées dans les tableaux 12 et 13. On constate que les fréquences ne montrent qu'un seul mode (avec les faibles débits qui sont dominants). La fréquence maximale s'observe à la station Mirebek (Figure 25) entre 0.01 m<sup>3</sup>/s et 1256 m<sup>3</sup>/s ceci est probablement la conséquence des apports des différents affluents.

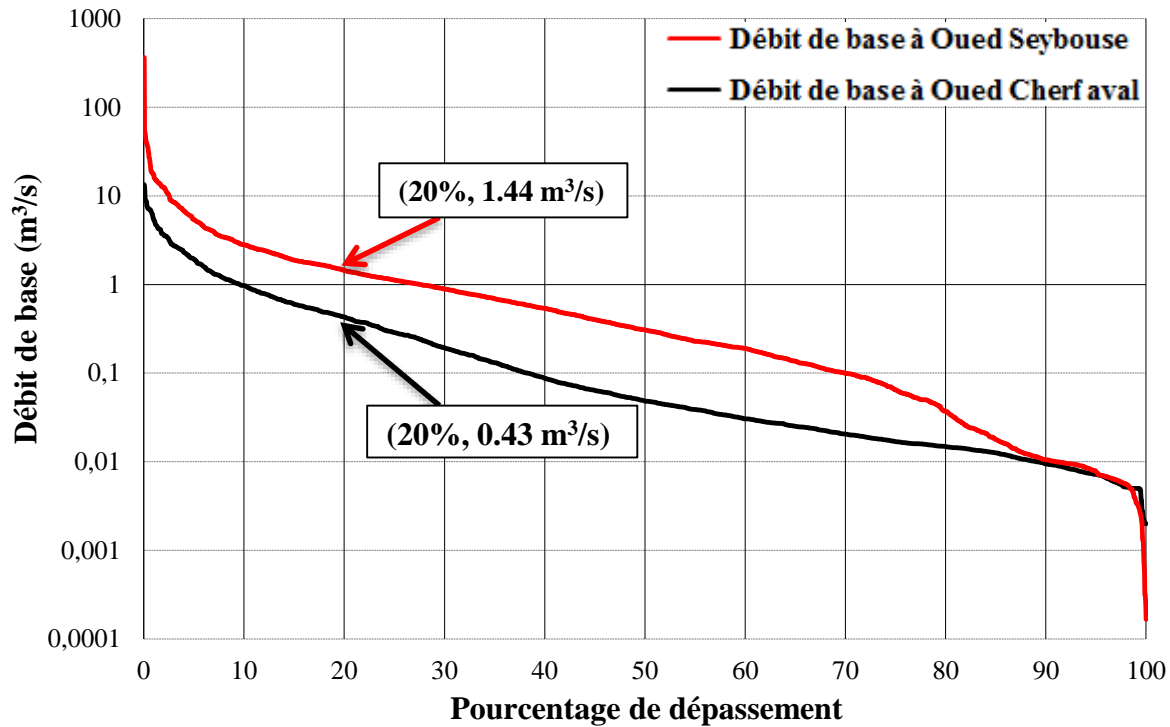
Tableau 12 : Caractéristiques de débits et débit de base à Mirebek de 1993-2003

	Débit (m <sup>3</sup> /s) atteint ou dépassé en pourcentage du temps											
	10	20	30	40	50	60	70	75	80	85	90	95
<b>Débit</b>	6.21	2.26	1.40	0.86	0.52	0.35	0.19	0.13	0.07	0.03	0.02	0.01
<b>Débit de base</b>	2.80	1.44	0.89	0.54	0.31	0.19	0.10	0.11	0.04	0.02	0.01	0.01

Tableau 13 : Caractéristiques de débits et débits de base à Moulin Rechfort de 1993-2003

	Débit (m <sup>3</sup> /s) atteint ou dépassé en pourcentage du temps											
	10	20	30	40	50	60	70	75	80	85	90	95
<b>Débit</b>	1.81	0.70	0.32	0.15	0.08	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01
<b>Débit de base</b>	0.97	0.43	0.19	0.09	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01

On constate ainsi que le débit de base annuel moyen estimée pour chaque flux durant la période 1993-2003 était de  $0.46 \text{ m}^3/\text{s}$  à la station Moulin Rechfort et  $4.93 \text{ m}^3/\text{s}$  à la station Mirebek, ce qui représente 31.5% et 44.27% de l'écoulement total, respectivement. Ceci s'explique par un volume important d'eau stocké dans l'aquifère de l'oued Seybouse permettant un soutien des débits d'étiage même en période de sécheresse.



**Figure 27:** Courbe des débits de base de Oued Seybouse et Oued Cherf aval

Le point  $(p, q) = (20\%, 1.44 \text{ m}^3/\text{s})$  représenté sur la figure 27 de la courbe de débit de base à la station Mirebek (Oued Seybouse) indique que durant la période de 1993-2003 le débit de base moyenne quotidienne dépassé  $1.44 \text{ m}^3/\text{s}$  seulement pour 20% du temps, et de  $0.43 \text{ m}^3/\text{s}$  à la station Moulin Rechfort (Oued Cherf aval). Ces observations mettent en évidence la variabilité spatiale des débits de base le long d'un cours d'eau. Cette variabilité est liée à la nature lithologique des terrains du bassin versant.

## 2.2. Les débits d'étiage issus de la courbe des débits classés (de 1973-2003)

Afin de caractériser le régime d'étiage d'un cours d'eau, on définit habituellement des débits caractéristiques d'étiage moyen :

- Le Débit Caractéristique d'Etiage (ou DCE), qui correspond au débit égalé ou dépassé 355 jours par an ;

- Les Débits Caractéristiques de durées 9, 6, 3 et 1 mois : DC9, DC6, DC3 et DC1, débits dépassés respectivement 274, 182, 91 et 30 jours dans l'année, ainsi que 10 jours (DCM). Ces débits caractéristiques peuvent également s'exprimer en pourcentage puisqu'il s'agit de près des valeurs dépassées 75, 50, 25 % de l'année.
- L'étiage absolu (ou minimum absolu), qui ne passe pas nécessairement par la courbe des débits classés, mais se fonde de la même manière sur tous les débits moyens journaliers disponibles car il représente le plus bas débit connu d'un cours d'eau.

Ces valeurs permettent d'aborder les étiages de manière simple, sans traitement statistique élaboré, et de représenter les débits les plus indigents.

### Oued Ressoul

Les débits inférieurs à  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  sont très fréquents à la station Ain el Berda de l'oued Ressoul. Ils constituent 41,7 % des débits inventoriés ; puis suivent les débits journaliers compris entre 1 et  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ , qui constituent 11,5 % du total, et il est évident que plus le seuil est élevé, plus le nombre de jours l'ayant dépassé diminue. C'est ainsi qu'on constate la faible fréquence des débits supérieurs à  $50 \text{ m}^3/\text{s}$  : en moyenne 5 jours par an, et 2 jours seulement pour le seuil de  $20 \text{ m}^3/\text{s}$ .

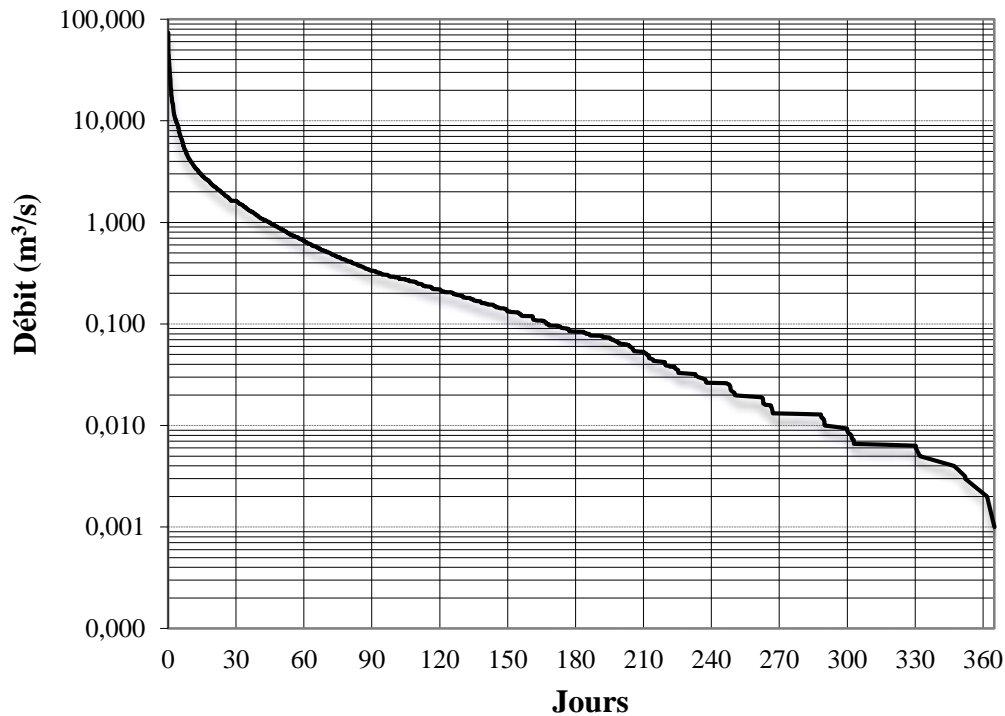
**Tableau 14 :** Fréquence des débits journaliers à Oued Ressoul

Seuil ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	Q > 1000	Q > 500	Q > 200	Q > 100	Q > 50	Q > 20	Q > 10	Q > 5	Q > 1	0 < Q < 1	Lit à sec
Nombre de Jours	0	0	0	0	8	24	45	86	747	5152	1431

Le débit moyen journalier médian de l'oued Ressoul est assez faible, il est de l'ordre de  $0.08 \text{ m}^3/\text{s}$ , en revanche le débit caractéristique ou DCM est plus bas. Ces valeurs de débits caractéristiques témoignent de l'importance des irrégularités des écoulements de surfaces à Oued Ressoul et de ses affluents. Ces derniers ne possèdent pas des pouvoir régulateurs car son débit d'étiage est trop faible qui est de  $0.02 \text{ m}^3/\text{s}$ .

*Tableau 15 : Débits caractéristiques de l'oued Ressoul*

	Max	DCM	DC1	DC3	DC6	DC9	DCE
Débit (m <sup>3</sup> /s)	73.76	3.95	1.63	0.33	0.08	0.01	0.002

*Figure 28 : Courbe des débits classés à Oued Ressoul de 1973 à 2003*

### Oued Cherf et Oued Melah

Plus en amont, l'oued Cherf débite seulement 1,32 m<sup>3</sup>/s à Moulin Rochefort. Les apports augmentent le long du cours principal. A ne pas, toutefois, négliger la consistante contribution de l'oued Mellah (3.1 m<sup>3</sup>/s à la station de Bouchegouf), issu des monts bien arrosés du Nord de Souk Ahras où l'on enregistre plus de 1m par an de pluie à la station de Mechroha.

A Oued Melah, les débits moyens journaliers supérieurs à 200 m<sup>3</sup>/s sont fréquents qu'à Oued Cherf, notamment les débits journaliers supérieurs à 100 m<sup>3</sup>/s : 20 jours contre 6 à la station Moulin Rochefort. Les crues arrivant à Oued Melah réunissent généralement les flots des différentes branches hydrographiques du bassin jusqu'à l'aval ; les hauteurs d'eau s'en trouvent, par conséquent, très élevées à l'exutoire Oued Melah. Les fréquences d'autres débits moyens journaliers sont énumérées sur les tableaux suivant :

**Tableau 16 : Fréquence des débits journaliers à Oued Melah**

Seuil (m <sup>3</sup> /s)	Q > 1000	Q > 500	Q > 200	Q > 100	Q > 50	Q > 20	Q > 10	Q > 5	Q > 1	0<Q<1	Lit à sec
Nombre de Jours	0	0	11	20	46	193	434	692	2806	6718	149

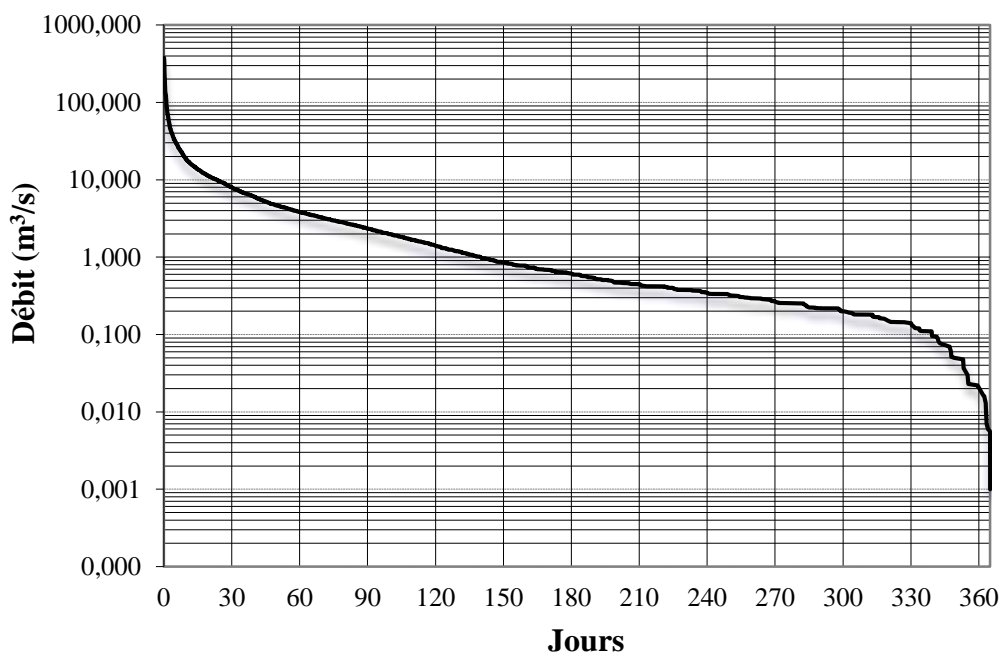
**Tableau 17 : Fréquence des débits journaliers à Oued Cherf**

Seuil (m <sup>3</sup> /s)	Q > 1000	Q > 500	Q > 200	Q > 100	Q > 50	Q > 20	Q > 10	Q > 5	Q > 1	0<Q<1	Lit à sec
Nombre de Jours	0	0	3	6	13	53	113	285	1103	6288	966

On retrouve donc aussi à Oued Cherf un nombre relativement élevé de jours où le lit est à sec (Quoiqu'il soit beaucoup plus important qu'à Oued Melah) : en moyenne 46 jours par an (soit un peu plus de 1 mois).

**Tableau 18 : Débits caractéristiques de l'oued Melah**

	Max	DCM	DC1	DC3	DC6	DC9	DCE
Débit (m <sup>3</sup> /s)	378.56	18.08	7.94	2.32	0.59	0.25	0.031



**Figure 29 : Courbe des débits classés à Oued Melah de 1973 à 2003**

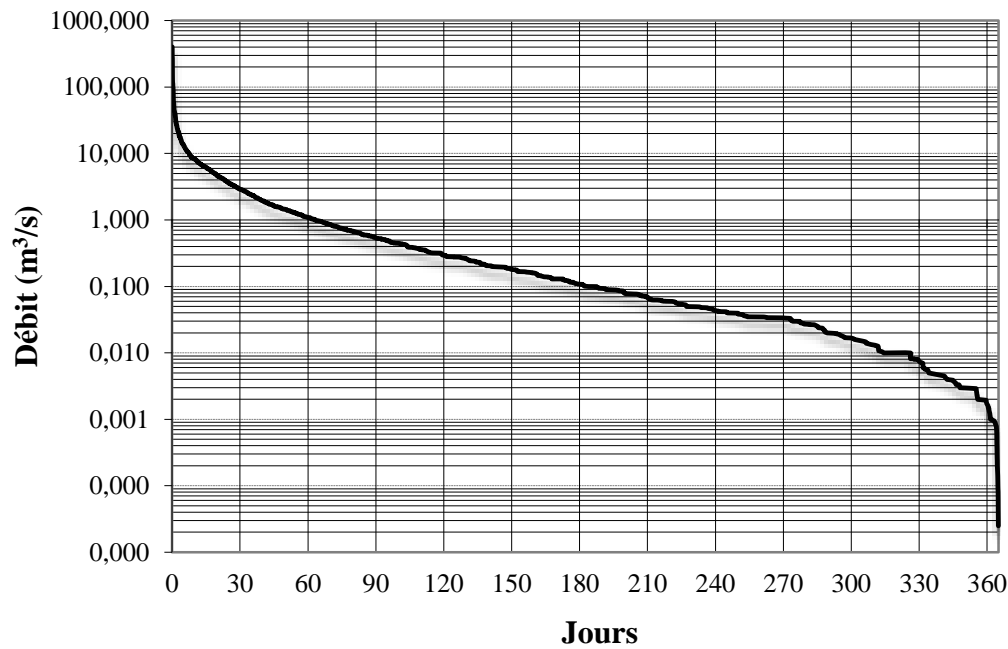


Figure 30 : Courbe des débits classés à Oued Cherf de 1973 à 2003

Tableau 19 : Débits caractéristiques de l’oued Cherf

	Max	DCM	DC1	DC3	DC6	DC9	DCE
Débit (m³/s)	404.04	8.27	2.91	0.52	0.10	0.03	0.003

Le débit moyen journalier médian de l’oued Cherf est assez faible, il est de l’ordre de 0.10 m³/s, le DC9 est 0.03 m³/s ; en revanche le débit caractéristique ou DC10 de l’oued Melah est élevé ici qu’à Oued Cherf et Oued Ressoul.

### 🚦 Oued Seybouse

A Oued Seybouse le débit moyen journalier le plus fort observé de 1973 à 2003 est de 1216.75 m³/s, le 28 Mars 1973. Des débits de cet ordre sont rares, voire exceptionnels, à Oued Seybouse. Le seuil de 1000 m³/s a été dépassé seulement 2 fois en 30 ans. Les fréquences des autres classes de débits journaliers, sont résumées sur le tableau suivant :

Tableau 20 : Fréquence des débits journaliers à Oued Seybouse

Seuil (m³/s)	Q > 1000	Q > 500	Q > 200	Q > 100	Q > 50	Q > 20	Q > 10	Q > 5	Q > 1	Q > 0.01	Lit à sec
Nombre de Jours	2	12	27	96	208	527	604	992	3660	3259	572

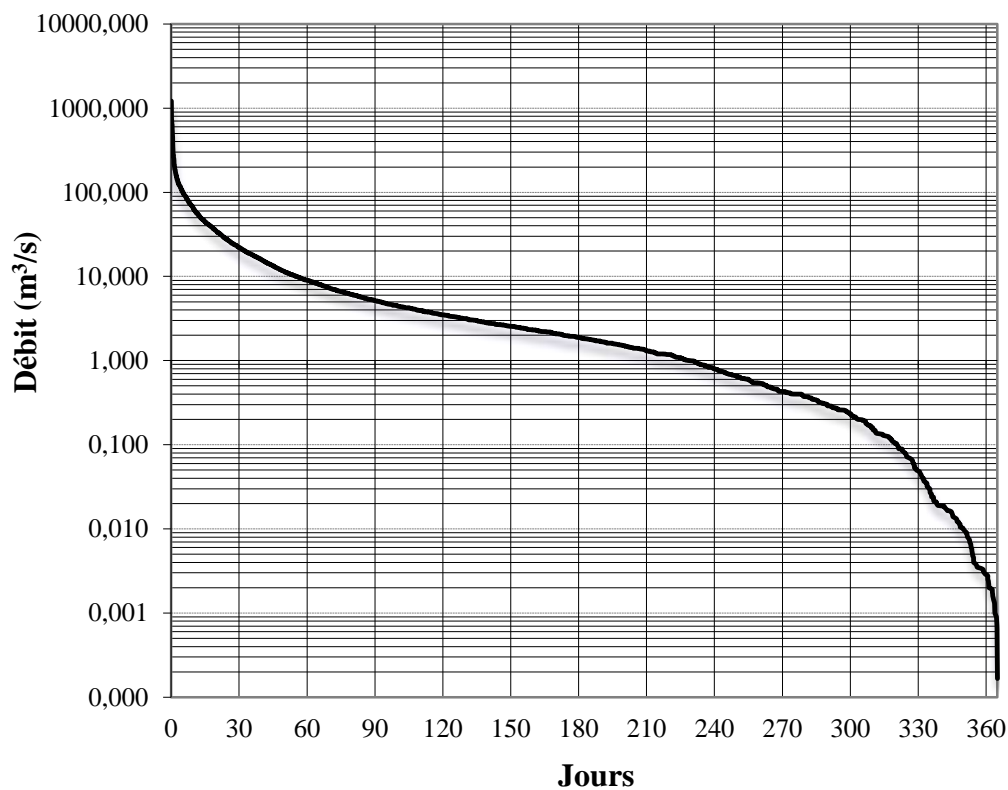


Nous avons établi pour deux années différentes (une sèche et une humide), les graphiques des débits moyens journaliers (figure 31 et 32). Ils mettent en évidence, pour le premier, une relative stabilité des débits pendant l'année sèche, et une grande irrégularité du régime en année humide, avec plusieurs pics de crues. Les temps de montées des eaux sont très brefs, également pour les temps de décrues. Les crues seraient donc, en ce milieu subaride de courte durée avec des débits de pointes très élevés. Elles se manifestent dans le bassin de la Seybouse, en automne, en hiver et au printemps.

La courbe des débits classés (figure 33) montre la très grande abondance des débits inférieurs à 50 m<sup>3</sup>/s, et la faiblesse des débits d'étiage. Le DC6, ou débit médian, n'est que de 1,83 m<sup>3</sup>/s ; et sur la période de 30 ans, les autres débits caractéristiques se présentent comme suit :

*Tableau 21 : Débits caractéristiques de l'oued Seybouse*

	<b>Max</b>	<b>DCM</b>	<b>DC1</b>	<b>DC3</b>	<b>DC6</b>	<b>DC9</b>	<b>DCE</b>
<b>Débit (m<sup>3</sup>/s)</b>	1216.75	62.81	22.10	5.10	1.83	0.41	0.004



*Figure 33 : Courbe des débits classés à Oued Seybouse de 1973 à 2003*

On remarque, par rapport à Oued Melah et Oued Cherf des débits moyens journaliers supérieurs à  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$  ont été observés, et que des débits supérieurs à  $500 \text{ m}^3/\text{s}$  y sont aussi plus fréquents. Et en moyenne, on peut observer chaque année, une crue d'au moins  $200 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Ce qu'on peut dire pour conclure sur les débits journaliers c'est que les maxima maximorums sont élevés le long du l'oued, ils varient de valeurs nulles, jusqu'à des débits de l'ordre du millier de mètres cubes par seconde. Les débits moyens les plus forts ont été observés à l'aval du bassin, à la station Mirebek qui cumule tous les flots des bassins amont et moyen, et contrôlant une surface de  $5\,955 \text{ km}^2$ . En revanche, les courbes statistiques des débits classés confirment un caractère sec et soutenu des étiages.

Les débits sont très bas à partir du DC1 de l'oued Cherf, et du débit du 6ème mois de l'oued Melah. Par conséquent, la pérennité de l'écoulement est souvent assurée de l'oued Ressoul, bien que le débit d'étiage y est très faible ( $DCE = 0.002 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

Les débits caractéristiques de six mois, DC6 ou débits médians, sont à Oued Seybouse, Oued Melah, Oued Cherf et Oued Ressoul respectivement  $1.83$ ,  $0.59$ ,  $0.10$  et  $0.08 \text{ m}^3/\text{s}$ . Ils traduisent donc le caractère excessif, violent et irrégulier de l'écoulement. Les rapports des débits moyens aux débits médians sont excessivement élevés, ils appartiennent tout à fait aux oueds des régions arides et subarides.

## Conclusion

Si certaines rivières continuent à être soutenues de manière régulière même en l'absence prolongée de précipitations, d'autres voient leurs débits diminués plus rapidement. Ces périodes marquées par une absence d'apport pluviométrique et durant lesquelles le débit des cours d'eau est réduit à l'apport des nappes souterraines, sont appelées périodes de tarissement. Durant ces périodes, les cours d'eau sont alimentés par des réservoirs souterrains dont les capacités et les rythmes de vidange varient (Mebarki A., 2005). Cette variabilité explique les diversités de fonctionnement qui peuvent survenir entre des cours d'eau soumis à des climats comparables. L'analyse des processus relatifs au tarissement des cours d'eau constitue donc un aspect fondamental dans la compréhension du fonctionnement du bassin en période d'étiage.

Dans le chapitre suivant nous nous intéressons aux modalités de tarissement des cours d'eau. L'objectif est d'observer le comportement des cours d'eau durant les périodes non influencées par les précipitations.

## **CHAPITRE 4**

# ***LES LOIS DE TARISSEMENT ET LA SEPARATION DES ECOULEMENTS***

## 1. Introduction

Ce chapitre constitue l'introduction à l'analyse du tarissement. Il permet de faire le point sur les principales lois appliquées au tarissement des cours d'eau, en justifiant le recours à la loi de Maillet, puis il s'intéresse plus particulièrement aux techniques d'analyse des courbes de récession et la détermination de la constante de récession. La détermination du paramètre des courbes de récession, aboutit également à une procédure analytique de séparation des composantes de l'écoulement à partir des courbes de récession de débits.

## 2. Définition du tarissement

Le tarissement représente la « phase d'écoulement d'un cours d'eau ou d'une source correspondant à la décroissance régulière du débit en l'absence de tout apport météorique et d'intervention humaine » (Dacharry, 1997). Pendant une période non influencée par les précipitations le débit du cours d'eau provient uniquement des réservoirs souterrains ; par conséquent, on assimile théoriquement la décroissance des débits du cours d'eau durant ces périodes, à la vidange d'une nappe. Roche (1963) résume bien cet aspect car il définit le tarissement d'une rivière par « la décroissance des débits correspondant à la vidange des nappes en dehors de toute précipitation ». Ainsi, les lois qui régissent le tarissement des sources sont communément appliquées aux débits des cours d'eau.

### La loi de Darcy

En 1856, Darcy mis en place un dispositif expérimental (colonne de Darcy) afin de reproduire l'écoulement en milieu poreux. Il en conclut que « le volume débité est proportionnel à la charge et en raison inverse de l'épaisseur de la couche traversée » et en déduit la loi qui porte son nom et qui s'exprime par la formule suivante :

$$Q = KA \frac{\Delta h}{L} \quad (11-1)$$

Où :  $Q$  correspond au débit

$A$  et  $L$  correspondent respectivement à la section et à la longueur de l'échantillon poreux

$\frac{\Delta h}{L}$  Correspond au gradient hydraulique, où  $\Delta h$  est la différence des hauteurs piézométriques en amont et en aval de l'échantillon.

$K$  correspond à la conductivité hydraulique ou coefficient de perméabilité du milieu poreux

La théorie de la vidange des nappes souterraines est directement liée à celle de l'écoulement dans la nappe, qui s'appuie sur la loi de Darcy. Le débit de la nappe est donc proportionnel à sa charge, ce qui signifie que plus la nappe est haute, plus le débit est fort, et inversement, plus la nappe est basse, plus son débit diminue. Il est ainsi généralement admis que les courbes de décroissance des débits, qui expriment la relation entre le débit et le temps en régime non influencé par les pluies, sont des exponentielles décroissantes. Durant les phases de tarissement, le débit des cours d'eau décroît régulièrement avec le temps et cette décroissance est de moins en moins rapide. Mais l'analyse des tarissements a fait l'objet d'investigations depuis plus de 100 ans (Boussinesq, 1877, Maillet, 1905, cités par Tallaksen, 1995) et les formules proposées dans la littérature sont très nombreuses. Celles-ci sont généralement dérivées des travaux de Boussinesq (Dewandel et al., 2002 ; Tallaksen, 1995).

#### **Lois de tarissement : les travaux de Boussinesq**

Boussinesq s'impose en précurseur pour l'analyse des courbes de tarissement. Il considère que la forme de la courbe de décroissance des débits, en régime non influencé, est directement liée aux propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. Il propose en 1877 l'équation différentielle suivante :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\varphi} \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (11-2)$$

Où :  $K$  = conductivité hydraulique

$\varphi$  = porosité efficace de l'aquifère

$h$  = charge hydraulique

$t =$  temps

Mais cette équation est non linéaire et difficile à résoudre. Il choisit donc de la linéariser pour aboutir à une fonction plus simple du type :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad \text{Or} \quad Q_t = Q_0 e^{-\frac{t}{T_c}} \quad (11-3)$$

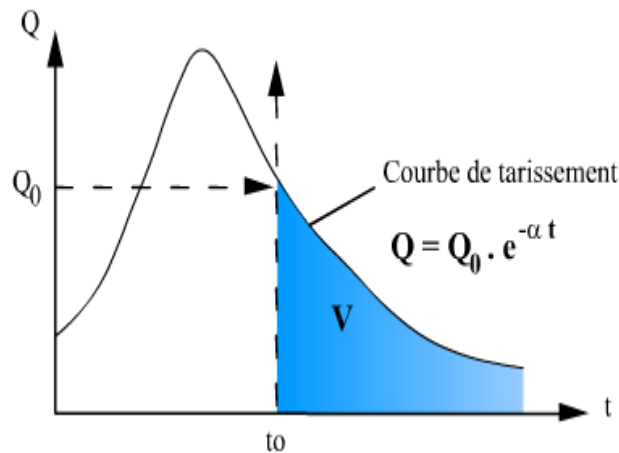


Figure 34 : Courbe de tarissement, période et segment

Où  $Q_t$  est le débit de récession au temps  $t$ ,  $Q_0$  est le débit initial de la période de tarissement,  $\alpha$  est le coefficient angulaire de la droite de tarissement et parfois connu comme la fréquence de coupure ( $f_c$ ) et  $T_c$  est une période de récession. Le terme  $e^{-\alpha}$  dans cette équation peut être remplacé par  $K$ , appelé la constante de la récession, qui est couramment utilisé comme indicateur de l'étendue de débit (Nathan et Mc Mahon, 1990).

L'équation ci-dessus s'écrit alors (Linsley et al, 1958 ; Tallaksen, 1995 ; Chapman, 1999)

$$Q = Q_0 K^t \quad (11-4)$$

Basé sur les équations (11-3) et (11-4), une relation entre le ( $f_c$ ) et  $K$  peut être expliqués sous la forme suivante

$$K = e^{-f_c} \quad \text{or} \quad f_c = -\ln(K) \quad (11-5)$$

Les équations 11-3 et 11-4 peuvent se résoudre selon deux approches (Tableau 22). On distingue une approche « hydraulique souterraine », où les solutions des équations tiennent compte uniquement des caractéristiques de circulation de l'eau et de la géométrie de l'aquifère, d'une approche analytique basée sur l'analyse des hydrogrammes. L'approche hydraulique devrait donner lieu à des résultats plus précis, mais elle exige une connaissance des caractéristiques des aquifères qui ne peut être entreprise, a fortiori à l'échelle du bassin Rhin-Meuse. L'acquisition des caractéristiques des aquifères et la définition des conditions aux limites sont souvent impossibles (Galabov, 1972, cité par Pointet, 1975). De plus, pour ce travail nous souhaitons entreprendre une démarche d'hydrologie de surface qui justifie l'abandon de ce type d'approche et le choix d'une analyse par les hydrogrammes.

La fonction exponentielle décroissante se linéarise en transformant les valeurs de débits naturels en valeurs logarithmiques. La fonction quadratique correspond à une parabole algébrique décroissante d'exposant -2 qui se linéarise en prenant l'inverse de la racine carrée du débit. La formulation quadratique a été appliquée par approche graphique, puis validée par plusieurs auteurs (Tison, 1960, Werner et Sunquist, 1951, cités par Tallaksen, 1995). Les premières applications de la fonction exponentielle ont été réalisées et publiées par Maillet (1905). Dans les ouvrages classiques d'hydrologie (Roche, 1963 ; Réménieras, 1986), la formulation exponentielle du tarissement est classiquement appelée « formule de Maillet », et la fonction quadratique, « formule de Tison ». Nous conservons ces appellations.

**Tableau 22 : Résolution des fonctions de Boussinesq**

Approche hydraulique		Approche par les hydrogrammes	
Forme quadratique	Forme exponentielle	Forme quadratique	Forme exponentielle
$Q_o = 0.862Kl \frac{h_m^2}{L}$ $\alpha = \frac{1.115Kh_m}{\varphi L^2}$	$Q_o = 1.724Kh_m^2 l / L$ $\alpha = 1.115Kh_m / \varphi L^2$	$Q_t = \frac{Q_o}{(1 + \alpha t)^2}$ $\alpha = \frac{\left( \sqrt{\frac{Q_o}{Q_t}} \right) - 1}{t}$	$Q_t = Q_o \times e^{-\alpha t}$ $\alpha = \frac{\ln Q_o - \ln Q_t}{t}$
K = conductivité hydraulique φ = porosité efficace de l'aquifère h <sub>m</sub> = charge hydraulique l = largeur de l'aquifère L = longueur de l'aquifère			

**✚ Autres lois pour l'analyse du tarissement**

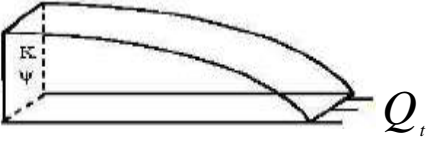
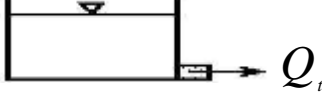
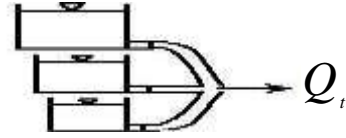
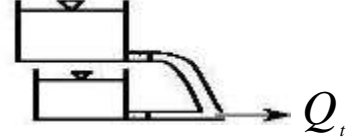
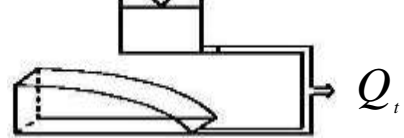
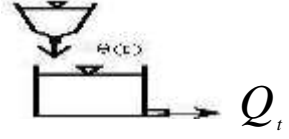

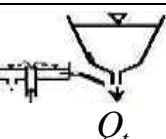
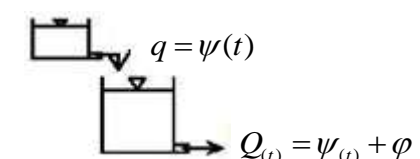
La courbe de tarissement peut parfois être affectée par des ruptures de pentes, ou ne pas suivre la même loi de décroissance d'un bout à l'autre. En décomposant la courbe en tronçons, on obtient alors des coefficients de tarissement différents. Certains auteurs assimilent ce phénomène à la vidange conjointe, ou successive, de plusieurs nappes. Différentes formules ont été proposées pour pallier ce problème d'effet cumulatif de réservoirs (Tableau 23).

Barnes (1939, cité par Dewandel et al., 2002) et Schoeller (1948) proposent de cumuler la fonction exponentielle de Maillet en fonction du nombre de réservoirs. Horton (1933) propose une double exponentielle « Horton double exponential ». Ishihara et Takagi (1965) expriment le débit de base comme étant la somme de deux compartiments : le débit de sortie d'un aquifère captif, soumis à une simple exponentielle, et le débit de sortie d'un aquifère libre, soumis à une fonction quadratique. Samani et Ebrahimi (1996) proposent une formule basée sur le cumul de deux compartiments. L'équation est fondée sur la loi de Maillet (pour la zone saturée) et sur la formule de Coutagne (pour la zone non saturée). Ces types de formulations permettraient d'interpréter et d'étudier toutes les influences des différentes vidanges de réservoirs sur la courbe de tarissement. D'autres auteurs proposent des formules qui prennent en considération la géométrie de l'aquifère. Coutagne 1948 propose ainsi une équation qui admet que la forme de la courbe de tarissement est liée à la géométrie de l'aquifère. Padilla et al. (1994) ont montré que l'équation de Coutagne pouvait s'appliquer pour le tarissement des sources et des cours d'eau ; cependant, cette formule ne traduit pas bien le fonctionnement de sources karstiques, c'est pourquoi ils ajoutent, pour le cas particulier du karst, une vidange constante à l'équation d'origine.

Le tarissement des sources karstiques a été largement abordé dans la littérature et de nombreux auteurs ont d'ailleurs proposé des formulations spécifiques aux systèmes karstiques. Mangin (1975) établit une formule qui considère le cumul de débit apporté par chaque compartiment. Selon lui, la vidange des systèmes karstiques est représentée par deux compartiments : un compartiment linéaire représenté par la loi de Maillet, qui correspond à la zone saturée, et un second, non linéaire, qui représente l'écoulement en zone non saturée.

Le tableau 23 (Dewandel et al., 2002) présente une synthèse des principales lois de tarissement.

Tableau 23 : Les principales lois de tarissement

Auteur	Schématisation de l'aquifère	Loi de tarissement
Boussinesq (1903) Tison (1960)		$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)}$
Maillet (1905)		$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$
Barnes (1939) Schoeller (1948)		$Q_t = \sum_{i=1}^n Q_{0i} e^{-\alpha_i t}$
Horton (1933)		$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t^m}$
Ishihara et Takagi (1965)		$Q_t = Q_0 e^{(-t/c)} + Q_0 (1 + \alpha t)^{-2}$
Samani et Ebrahimi (1996)		$Q_t = \phi t + \theta t$ $\phi t = q_{ro} e^{-\alpha t}$ $\theta t = (Q_0 - q_{ro}) [1 + (n-1)\alpha t] n / (1-n)$
Coutagne (1948)		$Q_t = Q_0 [1 + (n-1)\alpha t] n / (1-n)$
Padilla et al. (1994)		$Q_t = (Q_0 - Q_c) [1 + (n-1)\alpha t] n / (1-n) + Q_c$
Mangin (1975)		$Q_t = \psi(t) + \varphi(t)$ $\varphi(t) = q_{ro} e^{-\alpha t}$ $\psi(t) = q_0 \frac{1 - nt}{1 + \varepsilon t}$

**✚ Préférence pour les lois simples**

Les lois qui régissent la décroissance des débits en régime non influencé sont donc nombreuses. Les fonctions utilisables se résument aux lois exponentielles de Maillet. Pour ce travail, la fonction de Maillet est préférée car elle montre les meilleurs ajustements. En outre, il s'agit de la loi communément admise pour l'analyse du tarissement des cours d'eau. De plus, la fonction de Tison constitue une formulation qui permet d'ajuster tous les débits décroissants depuis la décrue jusqu'au tarissement, mais cette loi ne permet pas de distinguer la rupture dans la décroissance des débits qui peut aider à identifier le début du tarissement. D'autre part, rappelons que l'analyse du tarissement est réalisée pour la période 1973-2003. L'objectif étant de comparer les rythmes de tarissement entre des sous bassins aux contextes géologiques variés, les méthodes d'analyse du tarissement se doivent d'être simples, transposables et aux résultats comparables.

**3. Ajustement des courbes de récession par les modèles de régression**

Nous avons testé l'analyse des courbes de récession avec cinq différents modèles de régression pour ajuster les segments individuels de la récession de leurs positions correctes :

- linéaire ( $y = ax + b$ ),
- logarithmique ( $y = a \ln x + b$ ),
- polynomiale de second ordre ( $x = ay^2 + by + c$ ),
- puissance ( $y = bx^a$ ),
- exponentielle ( $y = be^{ax}$ ).

Il a noté que  $y$  désigne le niveau des eaux souterraines et  $x$  le temps.

Le modèle qui correspond le mieux au premier segment de la récession est choisi et désigné comme la courbe de régression en premier.

Le critère utilisé dans le programme pour sélectionner le modèle le plus approprié est le coefficient de détermination  $R^2$ . Avec les valeurs de la gamme  $R^2$  entre 0 et 1 et indiquer la façon dont la ligne de tendance décrit les données. La ligne de tendance est plus fiable lorsque  $R^2$  est proche de 1.

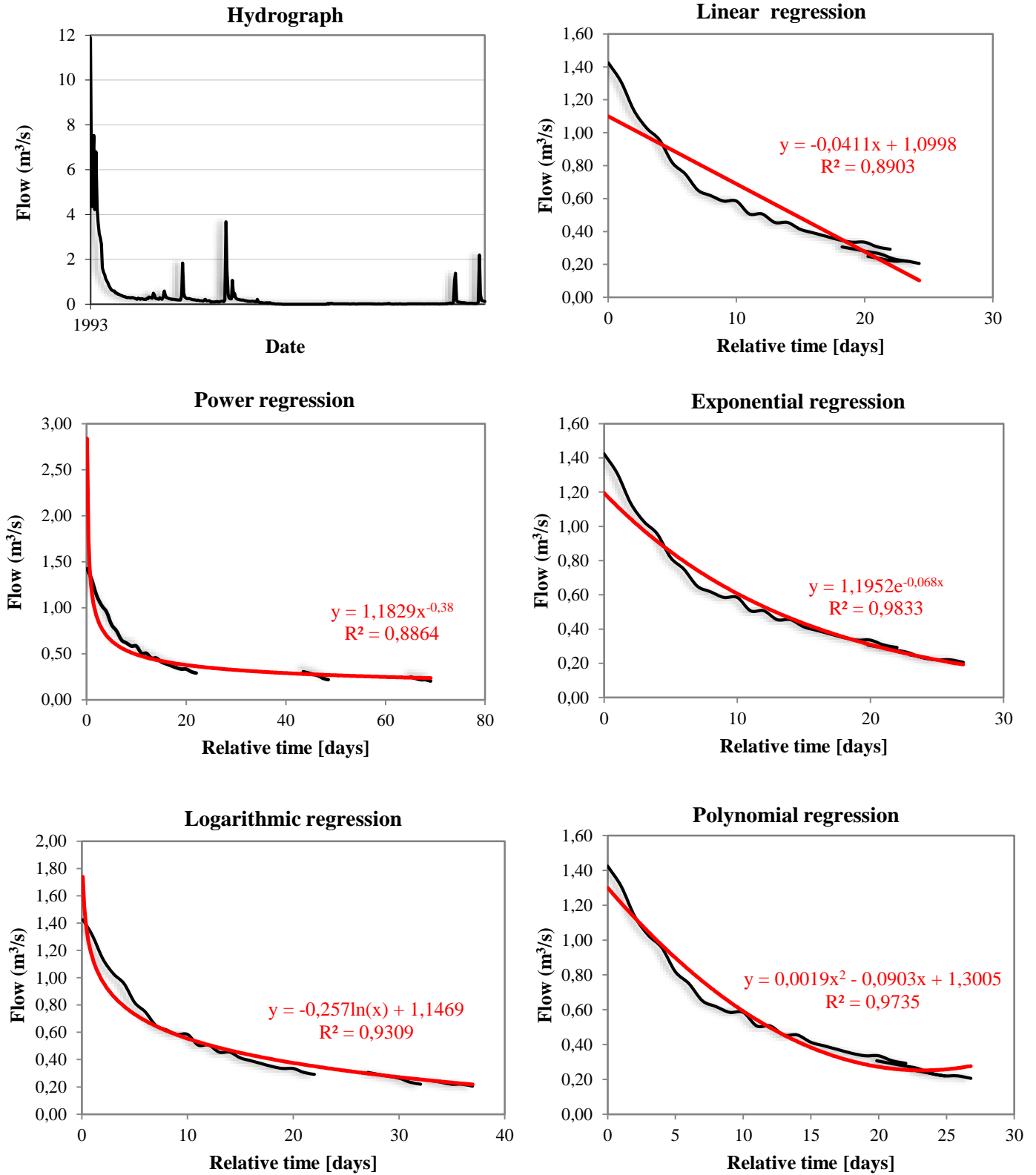


Figure 35 : Analyse des courbes de récession par cinq modèles de régression de l’oued Rassoul

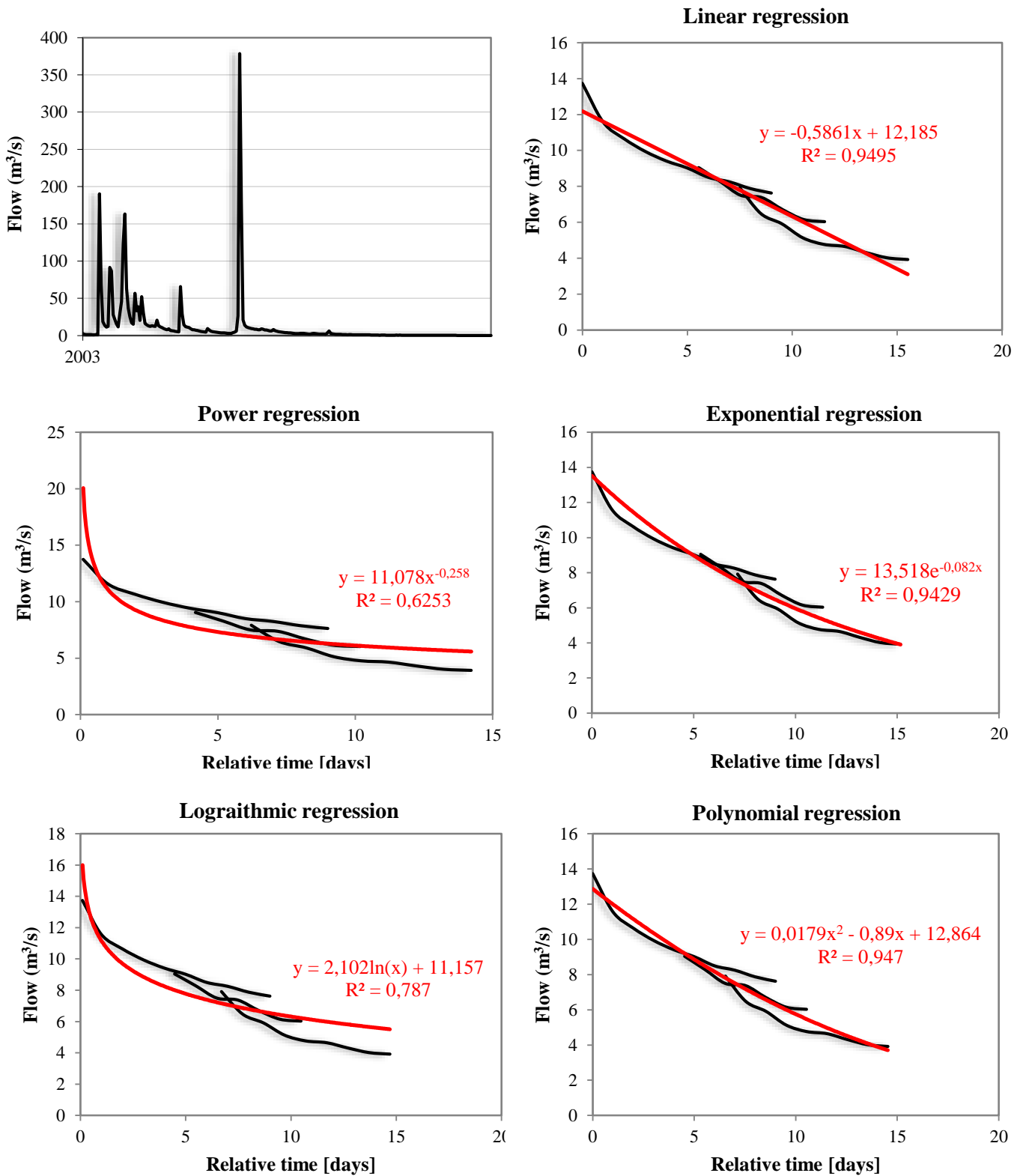


Figure 36 : Analyse des courbes de récession par cinq modèles de régression de l'oued Mellah

Tableau 24 : résumé des résultats pour la station de Ain Berda

Période de récession		Oued Ressoul-Ain el Berda				
		Coefficient de détermination R <sup>2</sup> par la régression :				
Début	Fin	Linear	Power	Exponentiel	Polynomial	Logarithmic
28/01/1973	19/02/1973	0.88	0.82	<b>0.99</b>	0.89	0.93
02/03/1974	24/03/1974	0.45	0.62	<b>0.92</b>	0.64	0.81
22/03/1975	02/05/1975	0.69	0.88	0.95	0.84	<b>0.96</b>
21/11/1976	18/12/1976	0.74	0.89	<b>0.97</b>	0.96	0.94
12/01/1977	13/05/1977	0.80	0.79	<b>0.92</b>	0.91	0.90
06/02/1978	27/03/1978	0.69	0.74	0.80	0.78	0.89
07/03/1979	08/04/1979	0.85	0.78	<b>0.91</b>	<b>0.91</b>	0.81
04/04/1980	27/04/1980	0.48	0.73	<b>0.84</b>	0.49	0.77
26/02/1981	14/03/1981	0.53	0.66	<b>0.82</b>	0.63	0.80
08/03/1982	10/04/1982	0.75	0.89	0.92	0.91	<b>0.97</b>
10/02/1983	11/03/1983	0.40	<b>0.96</b>	0.72	0.65	0.88
06/02/1984	02/03/1984	0.70	0.70	0.85	0.82	<b>0.87</b>
18/01/1985	08/02/1985	0.82	0.78	0.93	<b>0.96</b>	0.91
09/01/1986	13/02/1986	0.45	0.83	<b>0.86</b>	0.70	0.75
06/01/1987	29/01/1987	0.47	<b>0.98</b>	0.78	0.71	0.91
10/04/1988	12/05/1988	0.65	0.78	<b>0.88</b>	0.65	0.72
16/03/1989	23/04/1989	0.55	0.77	<b>0.89</b>	0.70	0.85
23/01/1990	12/03/1990	0.75	0.93	<b>0.96</b>	0.74	0.93
20/02/1991	12/03/1991	0.76	0.84	<b>0.97</b>	0.85	0.96
20/04/1992	18/05/1992	0.65	0.81	0.85	<b>0.94</b>	0.90
13/01/1993	25/02/1993	0.89	0.89	<b>0.98</b>	0.97	0.93
22/02/1994	02/04/1994	0.76	0.85	<b>0.96</b>	0.95	0.95
19/03/1995	22/06/1995	0.82	0.80	0.96	0.94	<b>0.97</b>
21/05/1996	16/07/1996	0.81	0.91	<b>0.99</b>	0.88	<b>0.99</b>
18/01/1997	01/02/1997	<b>0.82</b>	0.63	0.78	0.83	0.74
01/12/1998	19/12/1998	0.64	0.77	0.80	0.70	<b>0.89</b>
21/02/1999	16/03/1999	0.76	0.83	<b>0.97</b>	<b>0.97</b>	0.94
29/05/2000	01/07/2000	0.67	0.67	0.95	0.85	<b>0.99</b>
20/02/2001	23/03/2001	0.95	0.75	<b>0.99</b>	0.98	0.85
10/12/2002	31/12/2002	0.84	0.78	0.92	<b>0.97</b>	0.95
07/04/2003	04/05/2003	0.79	0.90	<b>0.99</b>	<b>0.99</b>	0.96

Tableau 25 : résumé des résultats pour la station de Bouchagouf

Période de récession		Oued Melah-Bouchagouf				
		Coefficient de détermination R <sup>2</sup> par la régression :				
Début	Fin	Linear	Power	Exponentiel	Polynomial	Logarithmic
01/04/1973	30/05/1973	0.89	0.91	<b>0.97</b>	0.85	0.88
29/04/1974	10/06/1974	0.74	0.88	0.92	<b>0.95</b>	0.93
22/02/1975	19/04/1975	0.61	0.86	0.78	0.82	<b>0.91</b>
22/11/1976	20/12/1976	0.83	0.87	<b>0.97</b>	0.94	0.94
12/02/1977	26/03/1977	0.94	0.81	<b>0.98</b>	<b>0.98</b>	0.88
11/04/1978	29/05/1978	0.76	0.84	0.88	<b>0.94</b>	0.90
07/03/1979	07/04/1979	0.81	0.95	<b>0.99</b>	0.97	0.98
16/03/1980	05/04/1980	0.79	0.92	0.94	0.93	<b>0.99</b>
03/05/1981	21/06/1981	0.55	0.83	0.87	0.77	<b>0.97</b>
19/05/1982	24/10/1982	0.83	0.89	<b>0.98</b>	0.96	0.94
05/04/1983	12/07/1983	0.94	0.83	<b>0.99</b>	<b>0.99</b>	0.92
17/03/1984	04/05/1984	0.64	0.78	0.86	0.80	<b>0.87</b>
28/03/1985	09/05/1985	0.55	0.88	<b>0.94</b>	0.88	0.92
23/03/1986	25/04/1986	0.73	0.89	<b>0.98</b>	0.89	0.97
16/04/1987	22/05/1987	0.82	0.76	0.91	0.93	<b>0.94</b>
20/03/1988	01/06/1988	0.95	0.79	<b>0.98</b>	<b>0.98</b>	0.88
04/05/1989	26/06/1989	0.86	0.76	<b>0.96</b>	0.93	0.95
27/01/1990	22/03/1990	0.85	0.87	0.97	0.96	0.95
30/01/1991	10/03/1991	0.59	0.79	<b>0.91</b>	0.80	0.87
18/04/1992	19/05/1992	0.45	0.91	0.80	0.71	0.89
17/05 /1993	10/08/1993	0.85	0.86	<b>0.99</b>	0.98	0.92
23/01/1994	02/03/1994	0.86	0.80	<b>0.97</b>	0.96	0.94
24/02/1995	15/03/1995	0.96	0.80	0.97	<b>0.98</b>	0.82
18/06/1996	31/12/1996	0.81	0.84	0.94	0.92	0.93
06/05/1997	26/06/1997	0.96	0.83	<b>0.98</b>	0.96	0.85
20/03/1998	21/04/1998	0.82	0.97	<b>0.97</b>	0.92	0.94
06/05/1999	12/06/1999	0.94	0.78	<b>0.98</b>	<b>0.98</b>	0.90
24/06/2000	23/07/2000	0.86	0.86	0.98	0.93	0.92
22/02/2001	30/03/2001	0.82	0.87	<b>0.94</b>	<b>0.94</b>	0.93
28/08/2002	20/09/2002	0.67	0.96	0.88	0.90	<b>0.98</b>
07/04/2003	02/05/2003	0.95	0.63	0.94	<b>0.95</b>	0.79

D’après notre analyse nous constatons que les courbes de tarissement s’ajustent bien à la loi Exponentiel. À cet égard, les valeurs des coefficients de tarissements obtenus par cette régression sont retenues durant la période de 1973-2003. La principale observation relève de l’importante variabilité des coefficients de tarissement pour un même sous bassin, malgré les nombreux critères imposés lors de la sélection des phases de tarissement. Le tableau 26 rassemble par sous bassin versant les valeurs du coefficient de tarissement  $\alpha$ .

**Tableau 26 :** *Variation du coefficient de tarissement  $\alpha$  ( $j^{-1}$ ) par sous bassin versant*

<b>Année</b>	<b>Oued Melah</b>	<b>Oued Ressoul</b>	<b>Oued Cherf aval</b>	<b>Oued Seybouse</b>
1973	0.108	0.070	0.088	0.086
1974	0.067	0.046	0.067	0.042
1975	0.074	0.073	0.088	0.076
1976	0.061	0.038	0.089	0.069
1977	0.041	0.115	0.138	0.052
1978	0.038	0.044	0.028	0.029
1979	0.064	0.044	0.100	0.050
1980	0.029	0.099	0.070	0.029
1981	0.079	0.095	0.057	0.054
1982	0.065	0.116	0.143	0.062
1983	0.040	0.132	0.014	0.030
1984	0.178	0.068	0.082	0.062
1985	0.050	0.198	0.222	0.045
1986	0.047	0.037	0.049	0.046
1987	0.029	0.079	0.123	0.083
1988	0.059	0.082	0.086	0.060
1989	0.027	0.080	0.123	0.063
1990	0.070	0.117	0.139	0.065
1991	0.136	0.061	0.099	0.033
1992	0.060	0.099	0.233	0.045
1993	0.040	0.069	0.116	0.054
1994	0.066	0.071	0.134	0.052
1995	0.039	0.128	0.136	0.039
1996	0.109	0.057	0.137	0.088
1997	0.074	0.250	0.234	0.036

1998	0.085	0.127	0.179	0.068
1999	0.089	0.073	0.114	0.058
2000	0.235	0.082	0.271	0.072
2001	0.148	0.129	0.215	0.071
2002	0.113	0.182	0.118	0.087
2003	0.028	0.089	0.111	0.071

La figure 37 illustre l'amplitude respective des coefficients de tarissement pour chaque sous bassin, Il est bien évident que le tarissement des nappes ne se produit pas de façon homogène pour tout le bassin versant, mais qu'il varie entre les stations et au sein d'une même station.

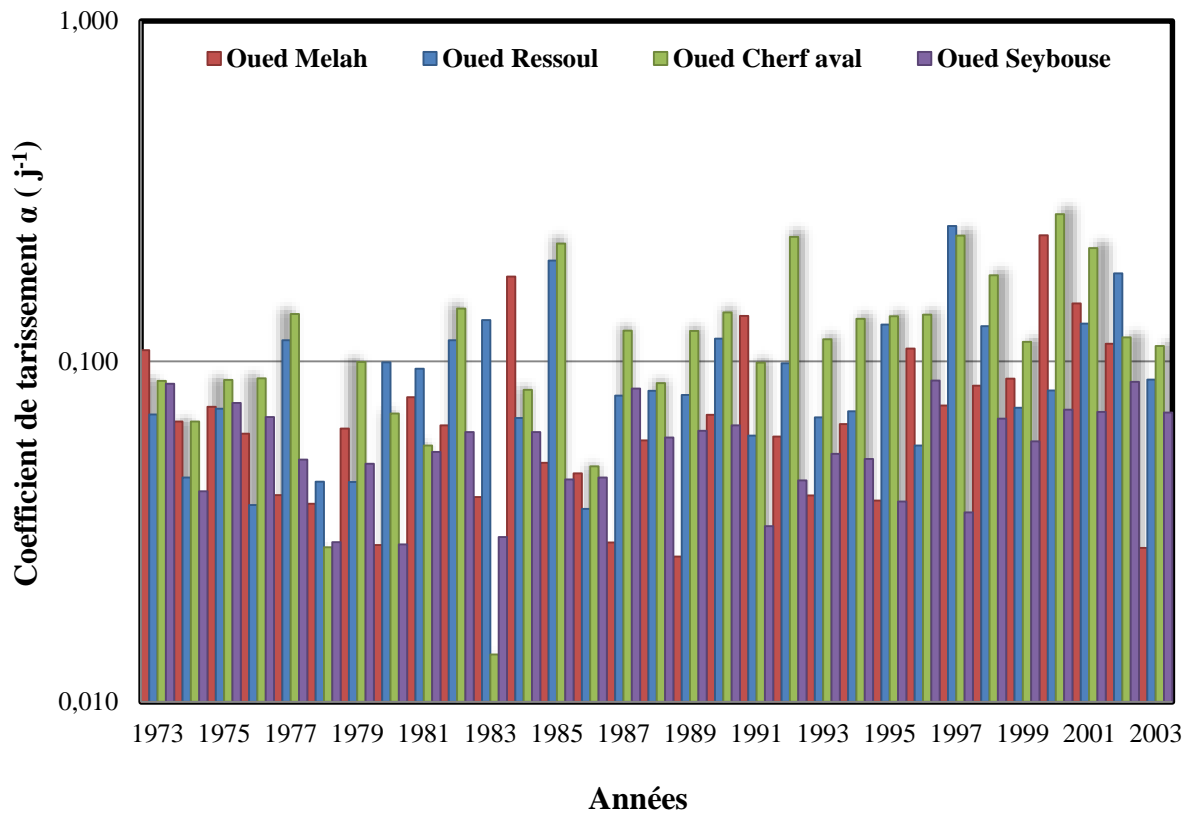


Figure 37 : La variabilité du coefficient de tarissement

A **Oued Cherf aval**, les valeurs d'alpha sont relativement élevées, ce qui indique que la vidange des nappes est rapide. On voit que le coefficient médian de tarissement se trouve autour de 0.127, mais la dispersion de l'ensemble de valeurs est assez importante. Pour la plupart, le bassin est composé de dépôts quaternaires et des croûtes calcaires qui représentent autant que 73% de la superficie totale du bassin. Le reste des formations lithologiques sont du Trias composées de marne et d'argile calcaire, et en fonction des valeurs d'alpha trouvées, on peut constater que ce bassin constitué des terrains semi-perméables, pour cette raison, ils ne sont pas capables de maintenir le débit de base pendant de longs étiages.

**Oued Ressoul** est un petit affluent de rive gauche de l'oued seybouse, constitué en majeure par des argiles rouges, sur lesquelles reposent des grès peu perméables. On voit que la médiane des valeurs d'alpha calculées pour cette station est de 0.095, relativement moins de celle trouvée pour la station de de Moulin Rechfort à Oued Cherf, néanmoins l'ensemble de valeurs de Oued Ressoul est un peu moins dispersé que l'ensemble de valeurs trouvées pour la station précédente.

A **Oued Melah** les valeurs du coefficient de tarissement sont bien plus faibles que celles de Oued Cherf aval et Oued Ressoul. La valeur médiane d'alpha pour cette section est de 0.072, ce qui indique que la vidange des nappes se passe de façon très lente. Il est probable que la présence des grès numidiens et des calcaires lacustres, très perméable, est responsable du tarissement très lent et peu variable observé dans cette station.

A **Oued Seybouse** qui court entièrement sur le grès qui représente une zone de grande perméabilité. On observe que la médiane des coefficients de tarissement pour ce sous bassin est de 0.047, la plus faible du bassin versant. La majorité des valeurs se trouve autour de la médiane, mais la dispersion des valeurs est plus forte que celle observée à Oued Melah. Le tarissement lent peut aussi être expliqué par la présence du grès numédiens. La dispersion plus forte peut être liée à la présence de la plaine alluviale qui correspond à un synclinal comblé par des argiles et des conglomérats marno-calcaire.

Le calcul du coefficient de tarissement des nappes pour les sous bassins a donc permis une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin versant, principalement pendant les périodes d'étiage.

Cependant, on doit considérer que les résultats ici présentés sont encore un peu limités. Plusieurs facteurs peuvent interférer, comme la difficulté de bien séparer la phase de tarissement des autres phases hydrologiques sur les hydrogrammes, l'épaisseur et la nature des formations superficielles et des sols, ou encore le court temps de suivi hydrométrique aux stations et pluviométriques. Il est probable qu'avec un temps d'observation supérieur, les valeurs de tarissement présenteraient des tendances plus nettes.

#### **4. Les facteurs de la variabilité du coefficient de tarissement**

La première observation à tirer des résultats concerne l'importante variabilité, pour une même rivière, des coefficients de tarissement alors que l'apport des nappes aux cours d'eau devrait être constant dans le temps. Cette variabilité a déjà été mise en évidence dans des travaux antérieurs (Lebaut, 2001 ; Lang & Gille, 2006). Trois causes ont été avancées pour expliquer cette variabilité du tarissement d'un épisode à l'autre :

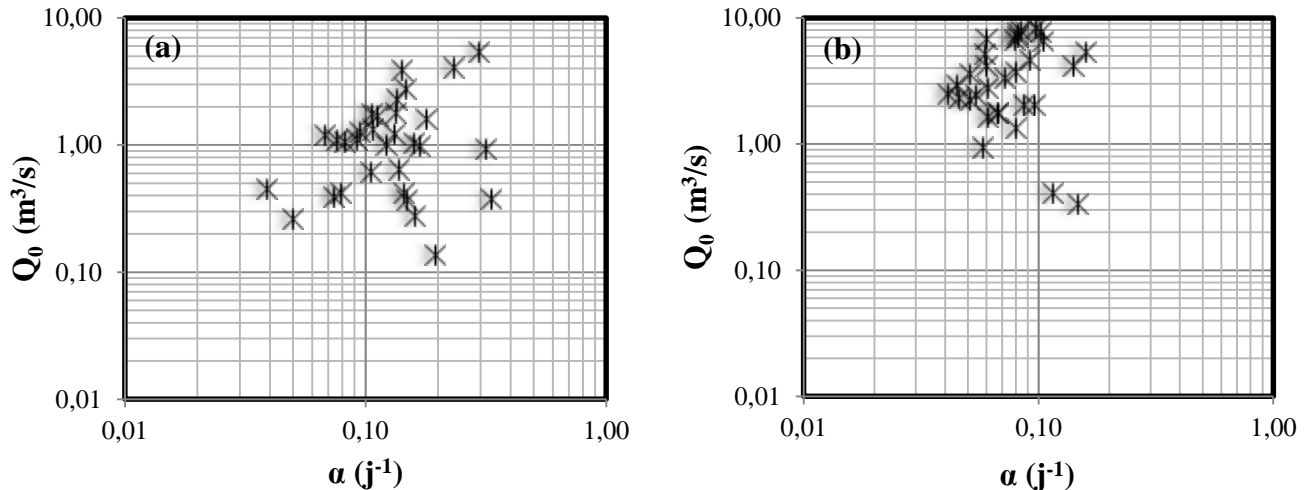
- (i) une variabilité saisonnière du tarissement suite à une transpiration plus importante par la ripisylve pendant les périodes de fort ensoleillement (Larue & Giret, 2004),
- (ii) un mauvais choix des débits de départ des phases de tarissement (Lebaut, 2001),
- (iii) la complexité liée à l'origine du débit de base (Cosandey et al., 2003).

##### **4.1. Le débit $Q_0$ débutant la phase de tarissement**

Selon la loi de Maillet, le coefficient de tarissement n'est pas dépendant du choix du débit de départ  $Q_0$ . Une relation entre  $Q_0$  et  $\alpha$  traduirait donc théoriquement que l'on ne quantifie pas du tarissement. Il est donc important de vérifier que la variabilité du coefficient de tarissement n'est pas liée à une mauvaise sélection des débits de tarissement, en particulier le premier débit de la phase. En effet, si  $Q_0$  est trop fort, c'est-à-dire sélectionné durant une phase de décrue ou de ressuyage, la valeur du coefficient de tarissement s'en trouvera entachée et ne sera pas représentative du tarissement.

Afin de vérifier l'indépendance entre des valeurs de coefficients de tarissement élevées et des débits forts, et inversement des coefficients faibles pour des débits faibles, les corrélations entre les débits de départ  $Q_0$  et les coefficients de tarissement  $\alpha$  sont vérifiées.

Ces corrélations montrent une indépendance entre ces deux variables pour les sous bassins versants qui bénéficient de réservoirs souterrains (figure 38a), confirmant le caractère intrinsèque de la variabilité de ce coefficient. Par contre, dans le cas de certains bassins versants dans des milieux semi-perméables, une relation entre ces deux paramètres peut être mise en exergue (figure 38b).



**Figure 38 :** *Corrélation entre les coefficients de tarissement ( $\alpha$ ) et les débits ( $Q_0$ ) – a) Exemple d’un sous bassin versant perméable, Oued Melah – b) Exemple d’un sous bassin semi-perméable, Oued Cherf (période 1973-2003).*

Les corrélations vérifiées pour l’ensemble des sous bassins versants aboutissent aux conclusions suivantes :

- Les sous bassins versants bénéficiant d’importants réservoirs souterrains ne montrent aucune relation ;
- Par contre, Les sous bassins versants développés en milieu semi-perméable et aux réserves aquifères limitées montrent une relation entre  $Q_0$  et  $\alpha$  ;

Durant les périodes de tarissement, le débit des cours d’eau se résume au débit provenant des nappes souterraines. Or, pour des cours d’eau drainant des milieux semi-perméables, on peut s’interroger sur ce qui est quantifié durant ces périodes.

Les coefficients de tarissement particulièrement élevés pour ces bassins semblent plutôt correspondre à des valeurs de décrue qu'à des valeurs de tarissement. De plus, la dépendance entre les débits débutant les phases et les coefficients  $\alpha$  contredit le tarissement selon Maillet et semble confirmer cette hypothèse. On peut en effet penser que pour ce bassin l'aquifère est très réduit et qu'il n'y a donc pas vraiment d'écoulement en milieu poreux.

### **5. Techniques d'analyse des courbes de récession et détermination du paramètre K**

Dans la modélisation pluie-débit, certains auteurs ont inclus la caractéristique de récession dans leur modèle. Bates et Davies (1988) utilise le paramètre de la récession pour la séparation d'hydrogramme et la modélisation de ruissellement de surface. Plus récemment, Kottegoda et al. (2000) a appliqué le paramètre de récession à la génération de la série chronologique quotidienne de débit. Le paramètre de la récession a été également adopté dans la méthode de l'hydrogramme unitaire, pour Sri Harto (1985) utilise la constante de récession pour délimiter la partie de la récession de l'hydrogramme. Le paramètre de récession est également nécessaire pour la séparation d'hydrogramme en utilisant le filtre numérique pour la technique de séparation du débit de base (Hino et Hasebe, 1984 ; Chapman, 1999).

En raison de l'importance de la récession de l'hydrogramme en hydrologie, de nombreux chercheurs ont essayé d'analyser la caractéristique de récession. Barnes en 1939 a introduit une technique graphique pour la séparation de l'hydrogramme. La technique est connue comme un tracé semi-logarithmique de la récession du débit pour séparer un hydrogramme en composantes linéaires de l'écoulement de surface, hypodermique et de débit de base. Le tracé semi-logarithmique est appliqué à l'origine d'un seul segment de récession. Pour analyser un ensemble des récessions d'hydrogramme à un bassin versant particulier simultanément, la courbe maîtresse de récession est couramment utilisée (Nathan et McMahon, 1990). En plus de la méthode graphique, le processus d'ajustement pourrait aussi être réalisé par des calculs. Récemment, Sujono et al. (2001) ont proposé une méthode pour analyser les caractéristiques de la récession basée sur la méthode de la transformée en ondelettes.

### 5.1 Analyse d'un seul segment de récession

La figure 39 illustre le tracer d'un seul segment de récession se la forme d'une ligne courbe. Ce phénomène se produit en raison de fait que la récession vient de différentes composantes de l'écoulement, à savoir l'écoulement de surface, l'écoulement hypodermique et l'écoulement de base, avec des caractéristiques différentes. Donc il est difficile de choisir les points de changement de la pente ainsi que la pente lui-même, comme représenté sur la figure 39.

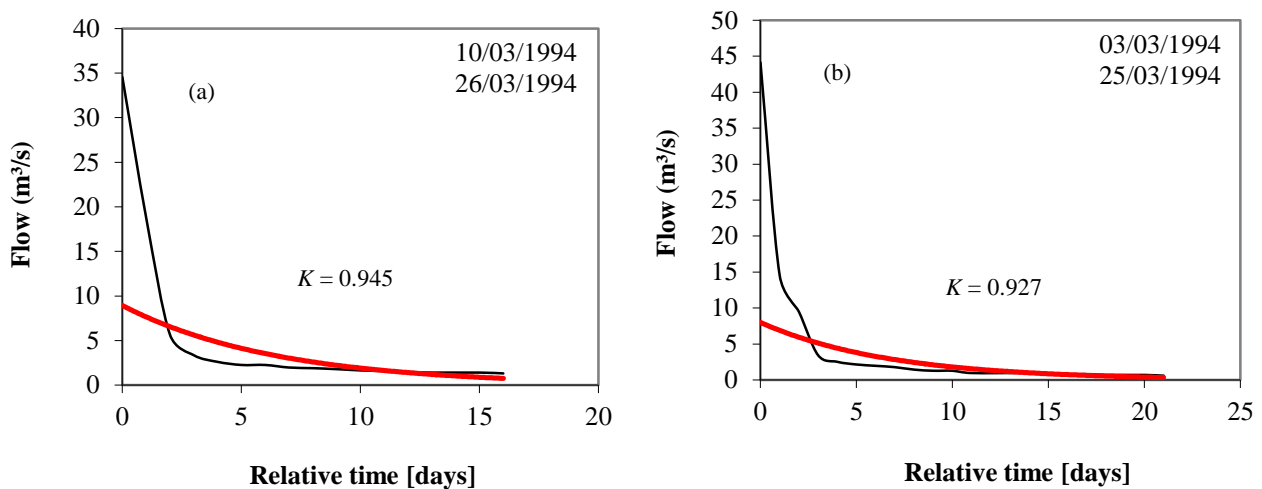


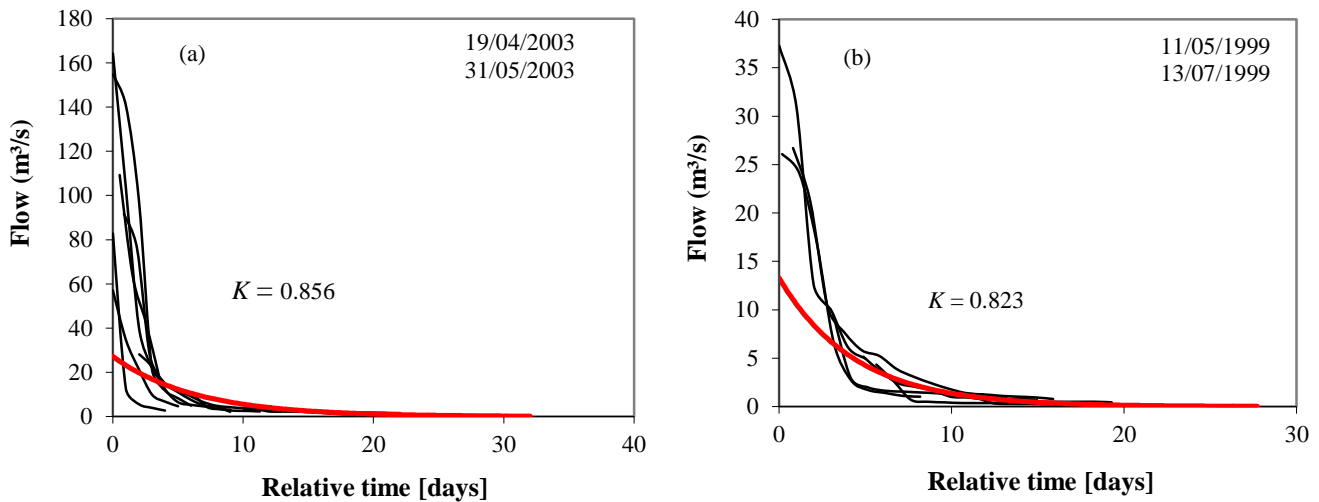
Figure 39 : Exemple de calcul de la constante de récession à Oued Melah (a) et Oued Ressoul (b)

### 5.2. Elaboration d'une courbe maîtresse de récession « Master Recession Curve »

Un problème majeur dans la détermination de la constante de récession  $K$  pour un bassin versant particulier en utilisant un seul segment de récession est la grande variabilité rencontrée dans le comportement de la récession de différents segments. Pour surmonter ce problème, une courbe maîtresse de récession qui est définie comme une courbe enveloppe de différentes courbes de récession possibles pourrait être construit. Un certain nombre de méthodes pourraient être appliquées pour la construire, Parmi les plus courantes, on recense la méthode « Matching strip method » (Toebe et al., 1964, Tallaksen, 1995, Posavec et al., 2009) et la méthode de la transformation en ondelette « Wavelet transform » (Grossmann et Morlet, 1984 ; Sujono et al., 2004).

### 5.2.1. Matching strip method

La méthode du Matching strip implique de tracer tous les différents segments de récession individuels provenant de l'hydrogramme. Les segments sont superposés et ajustés horizontalement pour produire une séquence chevauchante. La courbe maîtresse de récession est interprétée comme l'enveloppe de cette séquence, et la constante de récession  $K$  tirés de sa pente (Nathan et McMahon, 1990 ; Tallaksen, 1995), comme le montre la Figure 40.



**Figure 40 :** Exemple de l'application de la méthode du Matching strip pour le calcul de la constante de récession à Oued Seybouse (a) et Oued Cherf aval (b)

### 5.2.2. Application de la transformation en ondelette

La transformation en ondelettes a été formulée par Morlet et al. (1982) et Grossmann et Morlet (1984). L'analyse en ondelettes est un outil mathématique comme l'analyse de Fourier qui représente un signal avec des fonctions qui sont borné en fréquence, mais contrairement à l'analyse de Fourier ces fonctions sont également limitées dans le temps (Letelier et Weber, 2000). Dans l'analyse de Fourier, l'information de fréquence peut être extraite seulement pour la durée complète d'un signal  $f(x)$ , parce que l'intégrale de la transformée de Fourier s'étend sur tous les temps. La fréquence provient d'une moyenne sur toute la longueur du signal. En outre, la transformation par ondelettes permet une description et une séparation locales plus précise des caractéristiques du signal. La représentation en ondelettes sera produire l'emplacement dans le

temps et la fréquence simultanément (Burrus et al., 1997). Ces avantages font la transformation en ondelettes de plus en plus utiles dans de nombreux champs d'application notamment en hydrologie, hydrogéologie et en climatologie. En hydrologie, Sujono et al. (2004) l'ont utilisée dans l'analyse de la récession d'hydrogramme en termes pour séparer la signature de basse fréquence du débit de base.

### 5.2.2.1. Mise en place d'un algorithme de détermination du paramètre de récession K

La courbe de récession de l'hydrogramme se compose habituellement de différentes composantes de l'écoulement, c.-à-d. écoulement de surface, écoulement hypodermique et écoulement de base, ce qui signifie que les changements de la ligne de récession d'un composant à un autre composant et la fréquence.

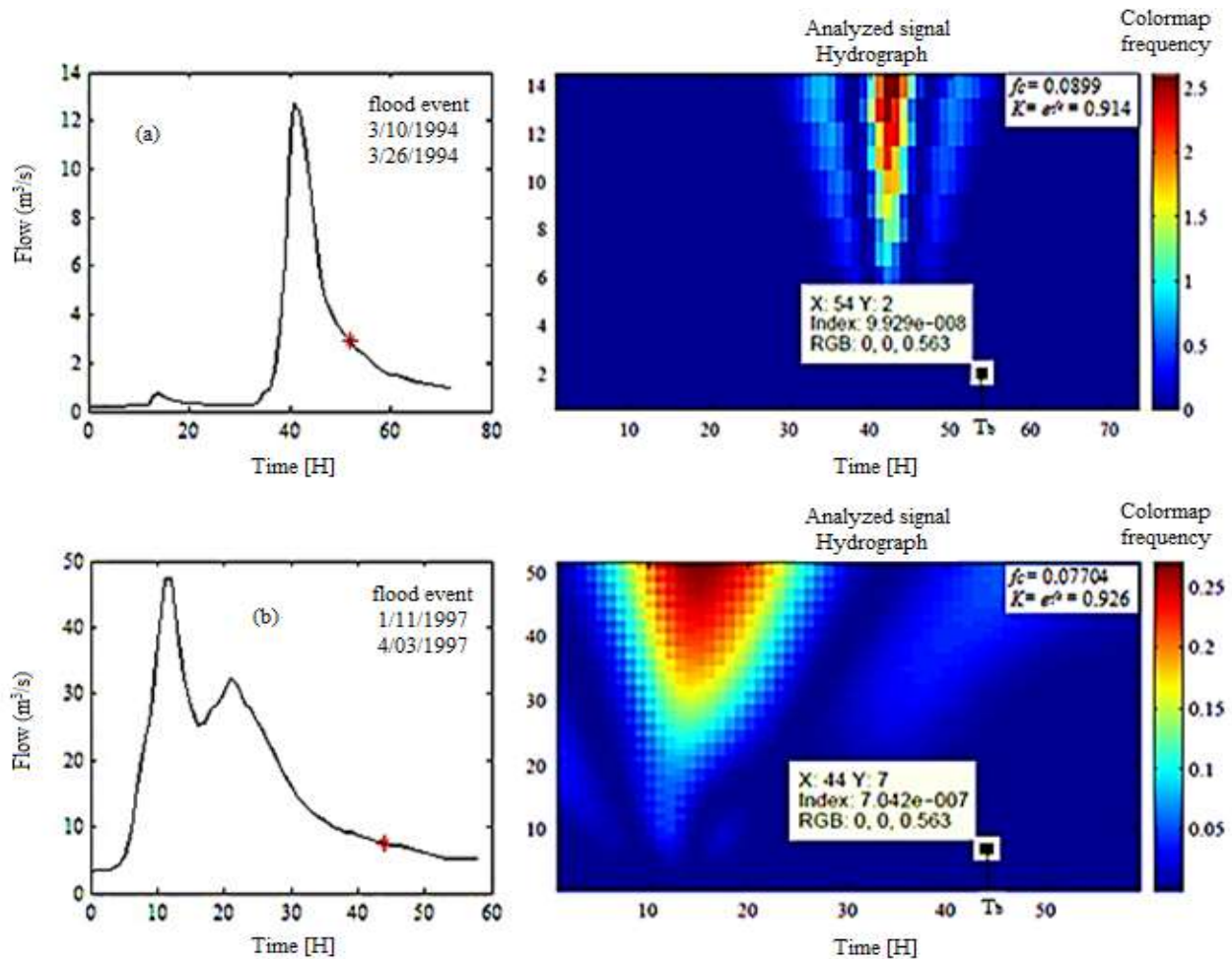


Figure 41 : Exemple d'un évènement de crue et de ses cartes d'ondelettes à Oued Melah (a) et Oued Ressoul (b)

La composante du débit de base est donc la fréquence la plus basse qui peut être considérée comme une fréquence de coupure ( $f_c$ ). En connaissant la fréquence  $f_c$ , le paramètre de la récession  $K$  peut être calculé en utilisant l'équation (11-5).

La figure 41 montre deux évènements de crue avec leur signal original. La fréquence (le paramètre de récession  $K$ ) et la fin de l'écoulement direct (ce qui indiqué par le point rouge dans l'hydrogramme) pourrait être facilement identifiées à partir d'un algorithme d'extremum.

Les valeurs du paramètre de la récession  $K$  estimées par les différentes techniques sont regroupées dans les tableaux 27 et 28, respectivement.

**Tableau 27 : Calcul de la constante de récession par les différentes techniques à Oued Melah**

N <sup>o</sup>	Période de récession		segment individuel	Master recession	Transformation
	Début	Fin		Matching strip	en ondelette
1	31/03/1993	04/05/1993	0.919	0.887	0.908
2	10/03/1994	26/03/1994	0.945	0.877	0.914
3	27/03/1995	24/05/1995	0.956	0.888	0.918
4	19/03/1996	28/04/1996	0.941	0.898	0.918
5	13/01/1997	12/03/1997	0.892	0.924	0.918
6	18/03/1998	22/04/1998	0.931	0.834	0.918
7	10/05/1999	08/07/1999	0.917	0.893	0.918
8	04/06/2000	31/08/2000	0.944	0.922	0.918
9	21/02/2001	21/04/2001	0.950	0.875	0.918
10	09/12/2002	31/12/2002	0.715	0.863	0.918
11	01/01/2003	31/05/2003	0.922	0.903	0.918
Moyenne			0.912	0.888	0.917

*Tableau 28 : Calcul de la constante de récession par les différentes techniques à Oued Ressoul*

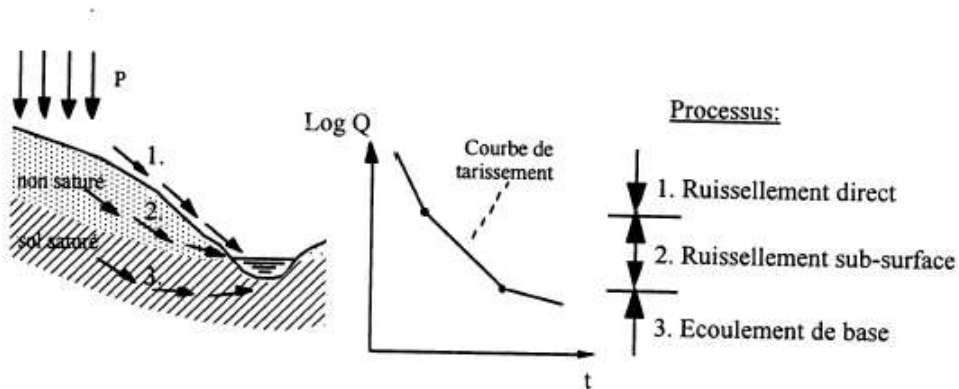
N <sup>0</sup>	Période de récession		segment individuel	Master recession	Transformation
	Début	Fin		Matching strip	en ondelette
1	11/01/1993	06/02/1993	0.934	0.863	0.936
2	03/03/1994	25/03/1994	0.927	0.859	0.931
3	27/01/1995	23/02/1995	0.912	0.878	0.931
4	23/03/1996	25/04/1996	0.901	0.803	0.911
5	11/01/1997	03/04/1997	0.885	0.817	0.926
6	19/03/1998	21/04/1998	0.730	0.851	0.908
7	03/01/1999	31/05/1999	0.875	0.846	0.912
8	29/05/2000	22/07/2000	0.866	0.876	0.912
9	26/02/2001	20/04/2001	0.951	0.824	0.938
10	25/02/2002	02/04/2002	0.853	0.857	0.902
11	21/03/2003	17/04/2003	0.868	0.903	0.902
Moyenne			0.882	0.852	0.919

Dans la présente section notre objectif était de comparer trois méthodes de calcul du constante de récession des cours d'eau à savoir : l'analyse d'un seul segment de récession, la construction d'une courbe maîtresse de récession et une approche relativement récente basée sur la transformation en ondelettes a été réalisée. Ces méthodes ont été appliquées à un jeu de mesures hydrométrique de la station de Bouchagouf (Oued Melah) et de la station de Ain Berda (Oued Ressoul). Les résultats montrent que toutes les méthodes testées produisent des résultats raisonnables et comparables.

### **6. Mise en place d'une procédure analytique de séparation des composantes de l'écoulement fondé sur la constante de récession K**

Nous l'avons fondée sur la séparation des hydrogrammes de crue, sachant qu'ils sont constitués d'une branche montante souvent très redressée, et d'une branche descendante, moins inclinée et d'allure concave.

Leur séparation fait apparaître les phases de ruissellement et d'écoulement, et, pour l'ensemble de nos travaux, nous avons adopté la méthode du Matching strip pour faire la décomposition en deux et en trois composantes, on se base sur les valeurs typiques de la constante de récession  $K$  pour caractériser le type d'écoulement pendant la crue.



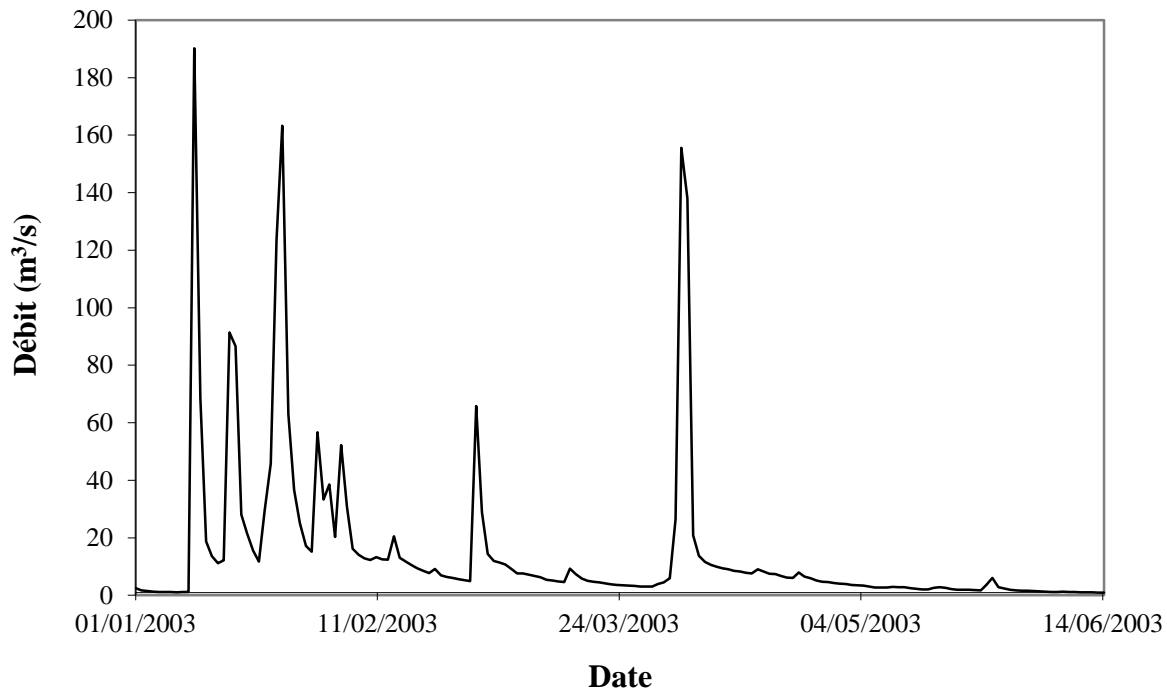
*Figure 42 : procédure de séparation des composantes de l'écoulement à partir de la courbe de récession (Tiré de Tallaksen, 1995)*

Les fourchettes typiques des constantes de récession pour les composantes de l'écoulement à savoir : le ruissellement de surface de (0,2 à 0,8), l'écoulement hypodermique (0,85 à 0,94) et l'écoulement de base de (0,94 à 0,995) ne se chevauchent (Nathan et McMahon, 1990). Cependant, les constantes élevées de récession (par exemple  $> 0,9$ ) tendent à indiquer la position dominante du débit de base de l'écoulement fluvial.

L'emploi de cette procédure permet d'extraire successivement une composante de ruissellement superficiel, puis d'écoulement hypodermique et enfin, une composante d'écoulement souterrain. Ce mode de décomposition peut largement surestimer la contribution du ruissellement superficiel à la crue. Il s'agit d'un problème qui reste relativement secondaire, tant que l'objectif de l'hydrologue est la reconstitution ou la prévision des débits.

### 6.1. Séparation de l'hydrogramme des crues du 01/01/2003 à la station de Bouchegouf

Dans cette analyse nous essayons de retrouver la composition et l'origine des écoulements de chaque crue. A cet effet, nous prenons une période des crues du 01/01/2003 au 14/06/2003 qui contient plusieurs pics successifs de crue enregistré à la station de Bouchagouf.



**Figure 43 :** Hydrogramme enregistré du 01/01/2003 au 14/06/2003 à la station de Bouchagouf

La procédure de séparation de l'hydrogramme des crues s'est faite en deux façons :

1. Séparation en deux composantes
2. Séparation en trois composantes

Les résultats sont comme suit :

La figure 44 montre la séparation des courbes de récession du crue en deux composantes (2 segment de récession) indiquent deux sorties totalement différent, la ligne noire du premier segment représente la composante de ruissellement de surface avec une valeur de  $K_1 = 0.66$ , et la ligne bleu avec une valeur de  $K_2 = 0.95$  représente la composante de l'écoulement de base.

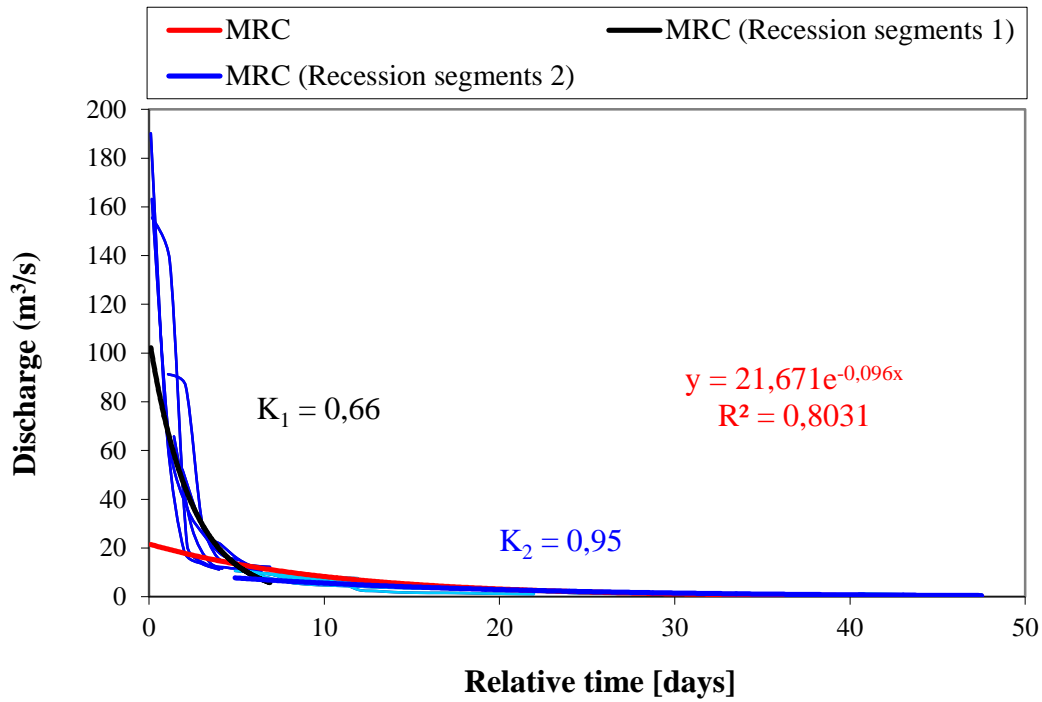


Figure 44 : Séparation des courbes de récession en deux composantes à la station de Bouchagouf

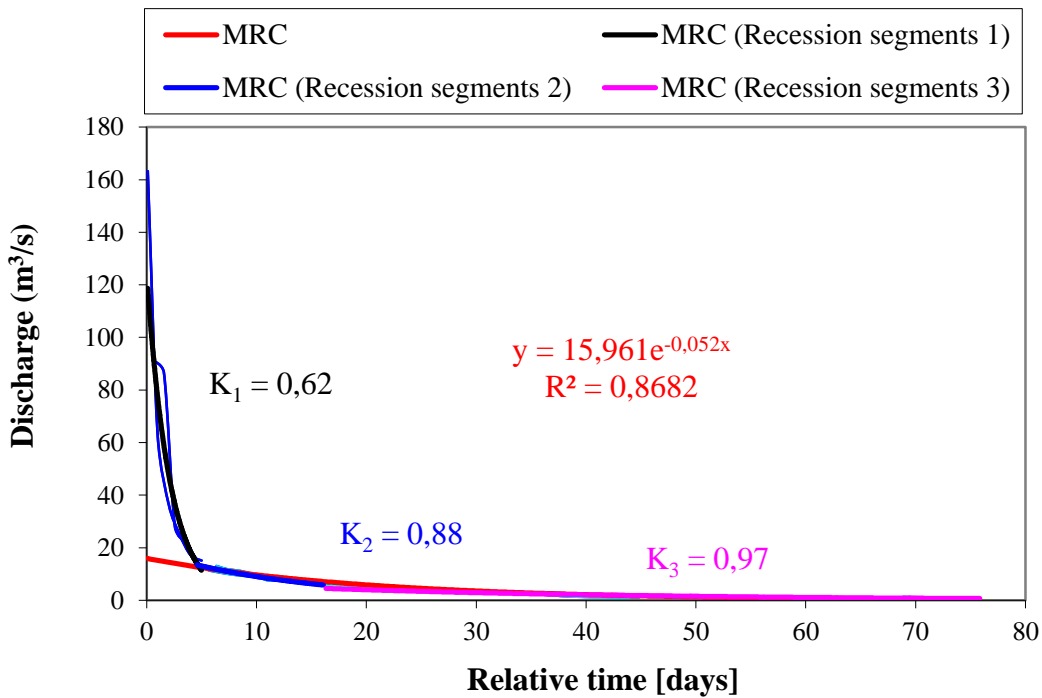
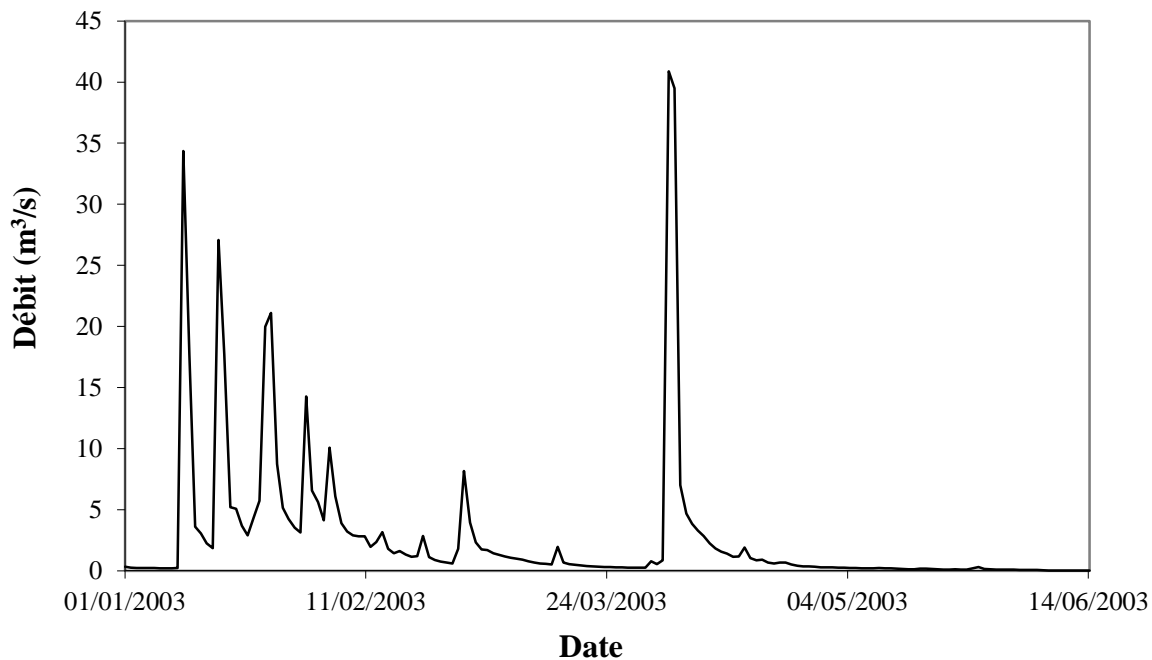


Figure 45 : Séparation des courbes de récession en trois composantes à la station de Bouchagouf

La figure 45 montre la séparation des courbes de récession en trois composantes (3 segment de récession) est le résultat de trois différents type de l'écoulement à savoir : le ruissellement de surface, l'écoulement hypodermique et l'écoulement de base selon les valeurs typiques de la constante de récession K.

**6.2. Séparation de l'hydrogramme des crues du 01/01/2003 à la station de Ain Berda**

Dans cette analyse nous essayons de faire connaitre la contribution de chaque composante de l'écoulement dans la formation de ces crues, durant la même période du 01/01/2003 au 14/06/2003 enregistré à la station de Ain Berda.



**Figure 46 :** Hydrogramme enregistré du 01/01/2003 au 14/06/2003 à la station de Ain Berda

Les résultats de la séparation des crues du 01/01/2003 au 14/06/2003 en deux et en trois composantes sont illustrés dans les figures 47 et 48.

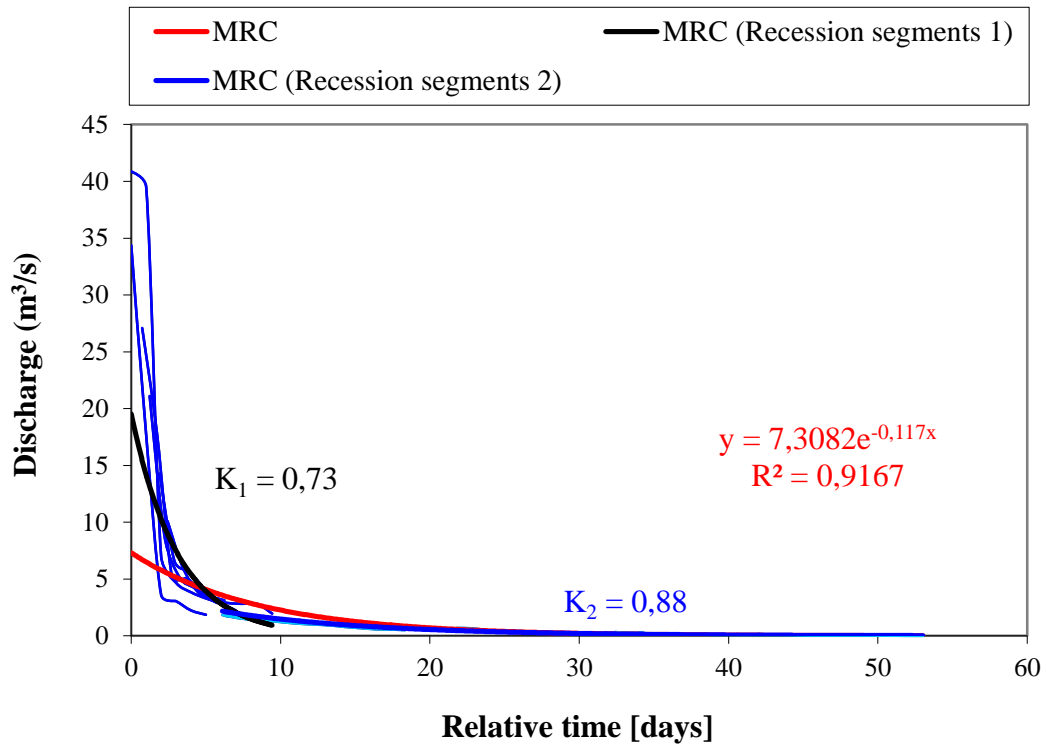


Figure 47 : Séparation des courbes de récession en deux composantes à la station de Ain Berda

La figure 47 montre deux courbes de récession contient une composante différente à celle de la station de Bouchagouf, la ligne noire du premier segment représente la composante du ruissellement de surface avec une valeur de  $K_1 = 0.73$ , et la ligne bleu avec une valeur de  $K_2 = 0.88$  représente la composante de l'écoulement hypodermique en absence de l'écoulement de base. Cela démontre un processus différent de formation de ces crues.

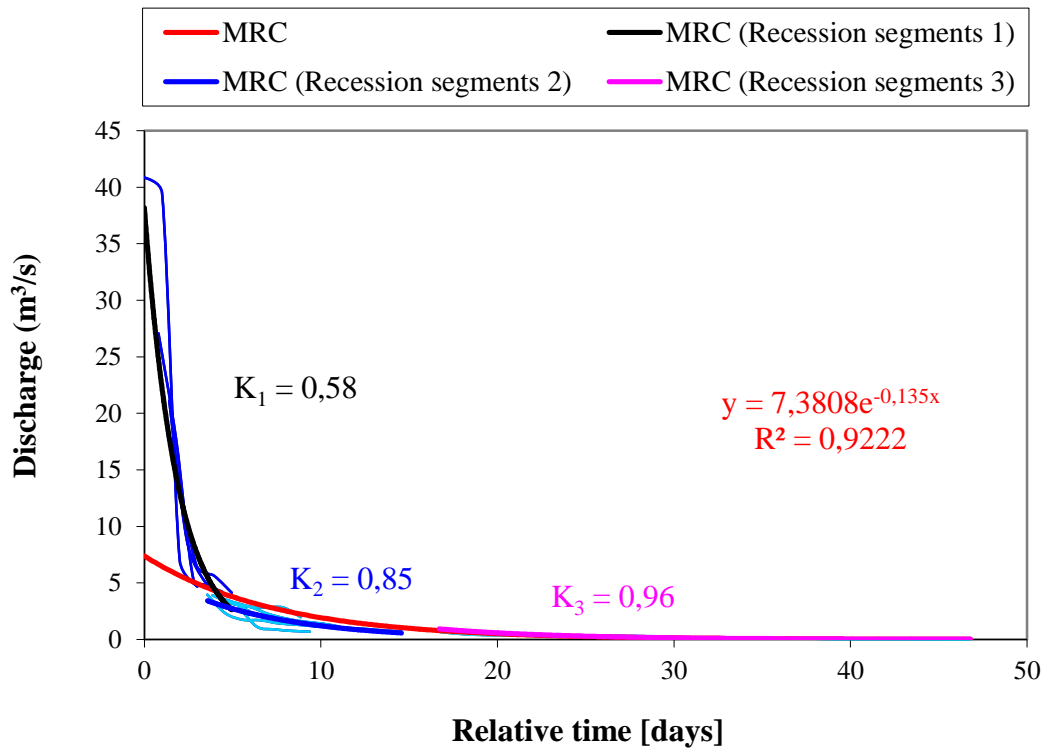


Figure 48 : Séparation des courbes de récession en trois composantes à la station de Ain Berda

La figure 48 illustre le résultat de trois composantes de l'écoulement : ruissellement de surface, écoulement hypodermique et écoulement de base selon les valeurs typiques de la constante de récession K.

### 7. Interprétation graphique des composantes de l'écoulement sur l'hydrogramme du débit total

Basé sur les figures 44, 45, 47 et 48 nous pouvons représenter sur l'hydrogramme du débit total la contribution de chaque composante de l'écoulement dans la formation des crues.

a) Représentation des deux composantes de l'écoulement

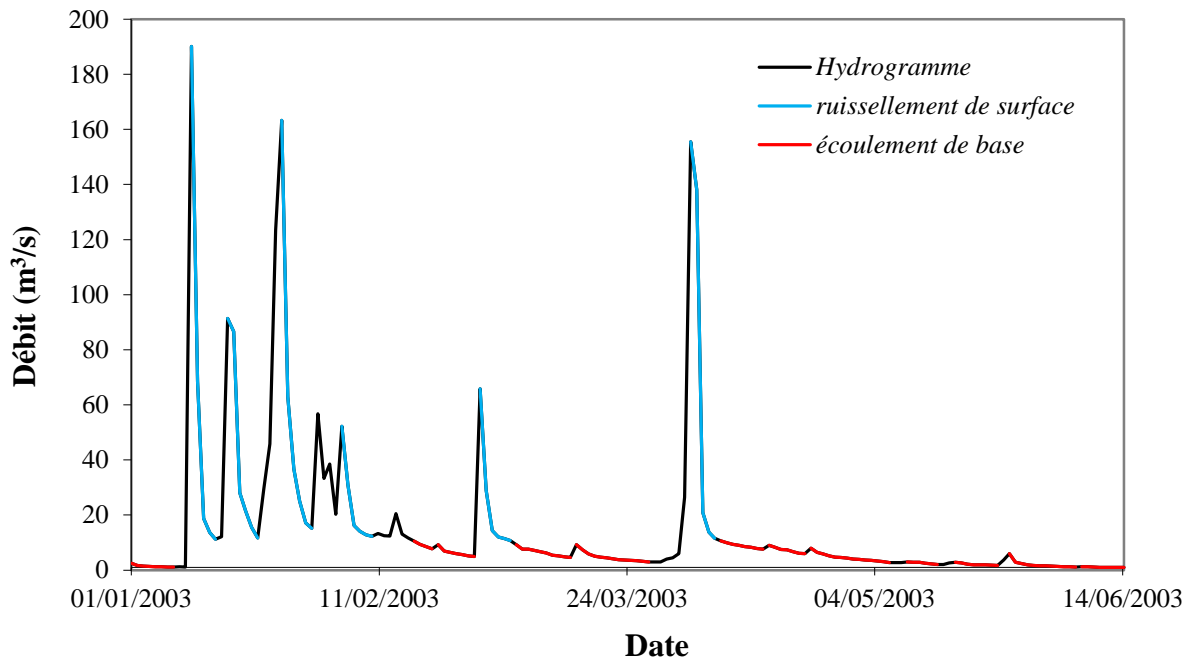


Figure 49 : La contribution des deux composantes de l'écoulement séparé à la station de Bouchagouf

Conformément à la figure 49, nous observons que le débit mesuré à la pointe de crue est principalement assuré par de l'eau issue des couches superficielles du sol (60.58 %), et au cours du tarissement, la participation de l'écoulement de base cesse d'augmenter et finit par atteindre une proportion de 18.83 % par rapport au débit total.

En revanche, à la station de Ain Berda (figure 50) la participation de l'écoulement de surface au pic de crue est importante (70.60%) pendant la décrue, tandis que la participation de l'écoulement hypodermique lors du tarissement est de 8.26 % par rapport au débit total.

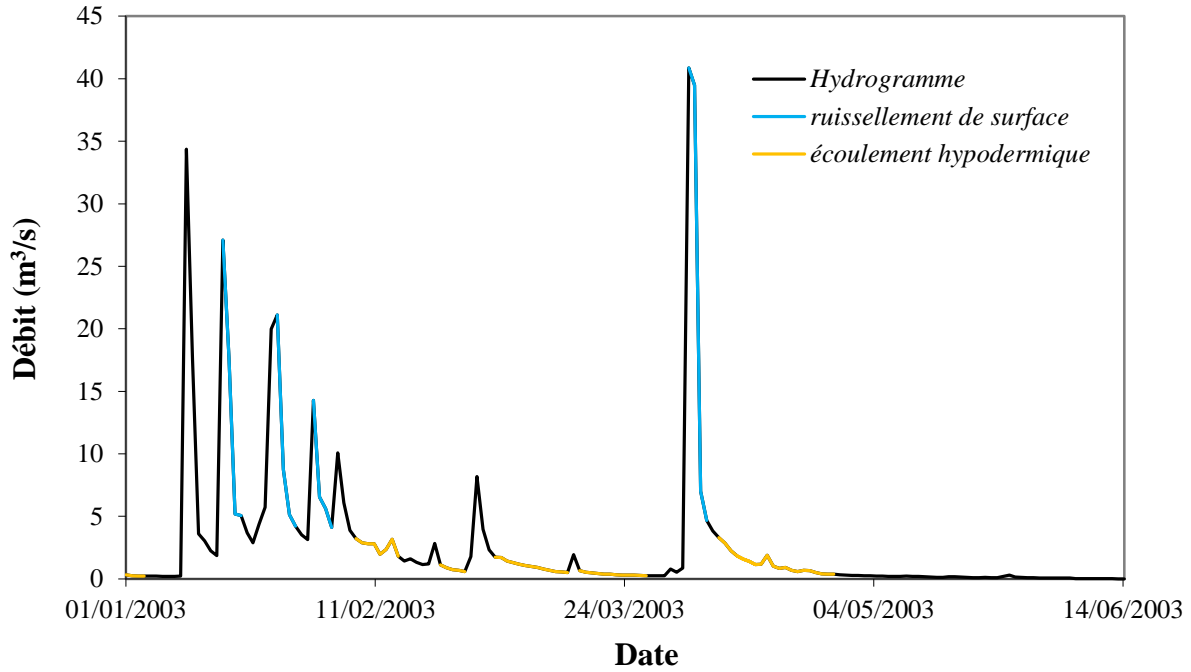


Figure 50 : La contribution des deux composantes de l'écoulement séparé à la station de Ain Berda

b) représentation des trois composantes de l'écoulement

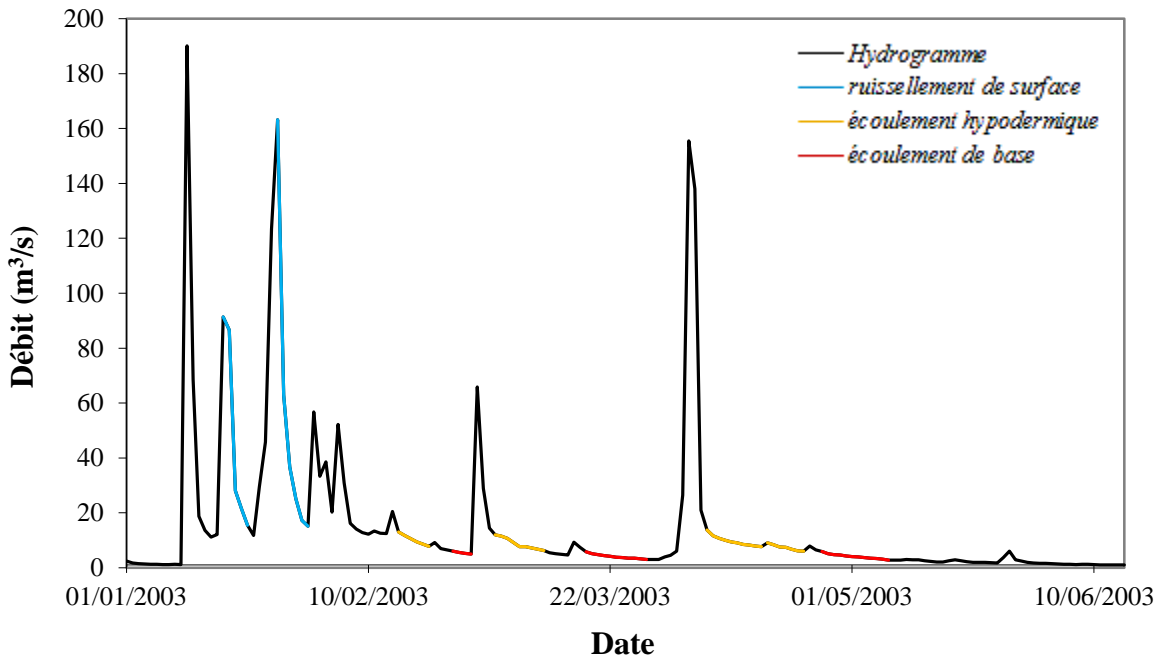
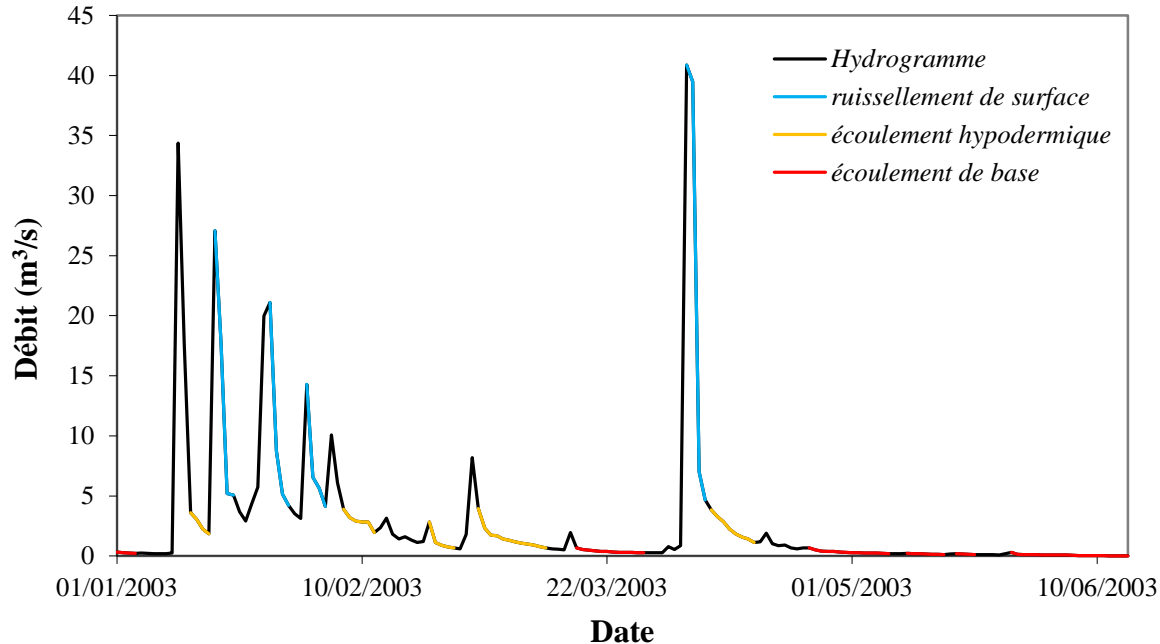


Figure 51 : La contribution des trois composantes de l'écoulement séparé à la station de Bouchagouf



**Figure 52 :** La contribution des trois composantes de l'écoulement séparé à la station de Ain Berda

Les figures (51 et 52) illustrent les différentes composantes de l'hydrogramme. Pour la phase de crue, les deux composantes qui alimentent le débit de pointe sont le ruissellement de surface et l'écoulement hypodermique. Tandis que pour la phase de décrue, c'est le tarissement de l'écoulement hypodermique et l'écoulement de base qui y participent.

Nous relevons que l'hydrogramme des crues enregistré à la station de Ain Berda durant la période du 01/01/2003 au 14/06/2003 provoquée par des processus superficiels, c'est la composante du ruissellement de surface qui domine (18 jours) avec une participation de 47.78% du débit total.

En revanche, on observe que l'hydrogramme de crues enregistré à la station de Bouchagouf provoquée par des processus souterrains, la participation de l'écoulement hypodermique et de l'écoulement de base est important que celle de la station de Ain Berda.

Ce qu'on peut dire pour conclure sur la contribution de chaque composante de l'écoulement pour les deux hydrogrammes enregistré à la station de Bouchagouf et à la station de Ain Berda, c'est que la formation des crues résultent la conjonction de deux familles de processus, superficiels et souterrains.

**Conclusion**

La séparation des composantes de l'hydrogramme est reliée à la compréhension des processus générateurs d'écoulement de crue dans les bassins versants. Dans notre étude nous avons fondé la séparation de ces composantes à partir de la courbe de récession, l'utilisation des valeurs typiques des constantes de récession nous a permis de retrouver la composition de chaque crue et l'origine des écoulements de la crue.

L'importance de ces résultats vient du fait qu'il n'existe pas de méthode rapide permettant simultanément de séparer les hydrogrammes de crue en trois composantes. Cette nouvelle technique allie justement fiabilité et rapidité dans l'identification de ces composantes pendant la crue. Elle pourrait de ce fait rapidement devenir un outil indispensable, en particulier lorsqu'il s'agit de grands ensembles de données par rapport aux méthodes traditionnelles.

**CHAPITRE 5**

***LES EAUX SOUTERRAINES***

## 1. Introduction

Dans la conception ancienne de l'hydrologie, l'écoulement de crue était considéré comme résultant de la somme de l'écoulement de base, correspondant à la vidange simple de la nappe et du ruissellement. Cependant les travaux récents, utilisant la composition chimique ou isotopique des eaux, ont montré que la part des eaux souterraines dans l'écoulement de crue était beaucoup plus importante qu'on ne le pensait auparavant, et constituait souvent l'essentiel du débit de crue; dans ce cas, s'il s'agit bien d'écoulement souterrain, il ne s'agit plus d'écoulement non influencé.

Dans ce chapitre, nous essayons de déterminer la contribution de l'écoulement de base à l'écoulement total dans les cours d'eau. La démarche repose sur l'utilisation d'une méthode analytique basée sur le principe de Meyboom (1961), qui consiste à identifier une grande tendance de recharge et une grande tendance de récession de débit de base dans un cycle de 12 mois.

A cet effet, la méthode de Meyboom a été choisie pour définir les tendances de recharge avec les mêmes périodes de récession utilisés dans le chapitre précédent.

## 2. Recharge - Définition, concepts et de la variabilité

### 2.1. Recharge - Définition et concepts

La recharge des eaux souterraines peut être définie dans un sens large comme «une addition d'eau à un réservoir d'eau souterraine". Quatre principaux modes de recharge peuvent être distingués :

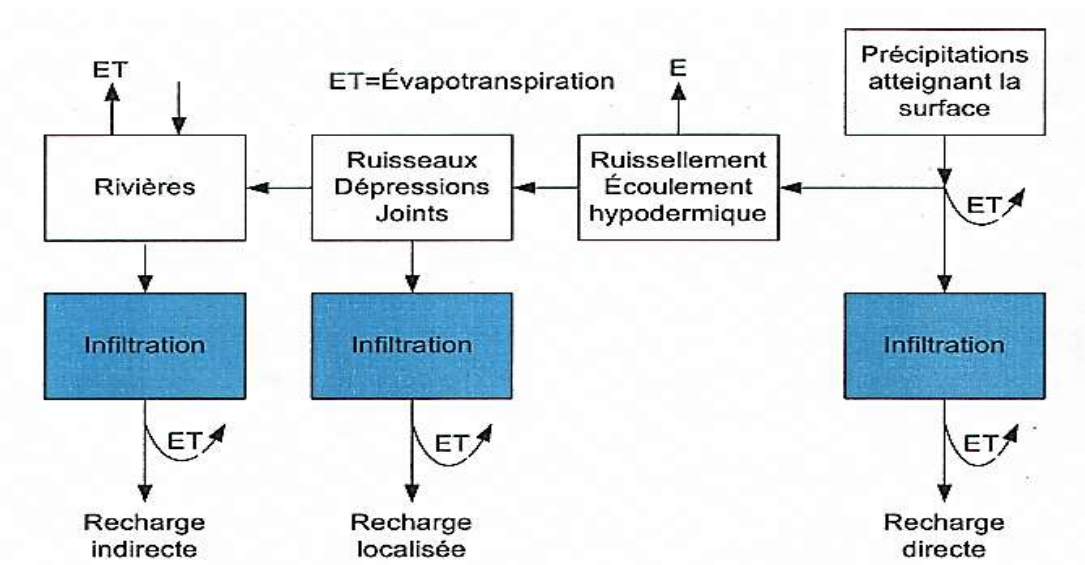
- Écoulement d'eau vers le bas à travers la zone non saturée pour atteindre la nappe phréatique ;
- Écoulement latéral et/ou vertical d'inter-aquifère ;
- Recharge induite de proximité des eaux de surface résultant de l'abstraction d'eau souterraine ;
- La réalimentation artificielle telle que l'injection de forage ou par l'infiltration synthétique.

Dans cette étude nous nous concentrons sur le premier mode : la recharge naturelle par un écoulement d'eau vers le bas à travers la zone non saturée, qui est généralement le plus important mode de recharge dans les zones arides et semi arides.

## 2.2. Mécanismes de recharge

Selon Lerner et al. (1990), les principaux mécanismes de recharge souterraine se conceptualisent de trois façons :

- **Recharge directe** : l'eau qui s'infiltré dans l'aquifère soit par l'excédent de l'humidité du sol ou par percolation verticale, et ce à travers la zone non saturée,
- **Recharge indirecte** : l'eau qui s'infiltré jusqu'au niveau hydrostatique par percolation à travers la zone non saturée,
- **Recharge localisée** : forme intermédiaire de recharge souterraine résultant de l'eau qui s'infiltré de façon horizontale à la surface en l'absence de canal défini.



*Figure 53 : les différents mécanismes de recharge selon LERNER (1997)*

La figure 53 provenant de Lerner (1997) est une expression simplifiée des mécanismes de recharge. La plupart du temps, une combinaison des différents mécanismes s'impose dans une seule situation par percolation selon un ou plusieurs procédés tels que : (1) la percolation diffuse ; (2) L'écoulement par macro-pores (fentes de retrait, fissures, fentes venant de racines) ou (3) l'écoulement préférentiel causé par la différenciation des caractéristiques physiques d'un sol.

### 2.3. La variabilité spatiale et temporelle de recharge

La détermination de la recharge des eaux souterraines dans les zones arides et semi-arides n'est ni simple ni facile. Ceci est une conséquence de la variabilité temporelle des précipitations dans les climats arides et semi-arides, et la variabilité spatiale des caractéristiques du sol, la topographie et la végétation (Lerner et al, 1990).

En outre, les montants de recharge sont généralement petits en comparaison avec la résolution des méthodes d'enquête.

### 3. Aperçu des méthodes d'estimation de la recharge

Il existe autant de méthodes disponibles pour quantifier la recharge des eaux souterraines comme il existe différentes sources et processus de recharge. Chacune de ces méthodes a ses propres limites en termes d'applicabilité et la fiabilité. L'objectif de l'étude de recharge devrait être connue avant le choix de la méthode appropriée pour quantifier la recharge des eaux souterraines peut dicter l'espace requis et les échelles de temps exigés des estimations de la recharge (Scanlon et al., 2002). Les évaluations des ressources en eau, par exemple, aurait besoin de renseignements sur la recharge à de grandes échelles spatiales et temporelles alors que les évaluations de la vulnérabilité des aquifères à la pollution exigeraient des informations plus détaillées à des échelles de temps plus courtes et locales.

Le classement idéal des méthodes d'estimation de la recharge pour accueillir tous les critères mentionnés ci-dessus sont :

#### 3.1. La méthode du bilan hydrique

La méthode la plus utilisée pour estimer la recharge est probablement le bilan hydrique. Le bilan hydrique peut être décortiqué en plusieurs sous-éléments mais l'équation de base (12) sur l'ensemble d'un bassin versant peut s'écrire comme suit :

$$\Delta S = P - ET - Q_{\text{out}}^{\text{GW}} + Q_{\text{in}}^{\text{GW}} + I - R - Q \quad (12)$$

$\Delta S$  = Taux de changement de l'emmagasinement

P = Précipitation incluant l'irrigation

ET = L'évapotranspiration

$Q^{GW}_{out}$  = Ecoulement de l'eau souterraine / extérieur du bassin

$Q^{GW}_{in}$  = Ecoulement de l'eau souterraine / intérieur du bassin

I = Infiltration

R = Ruissellement de surface et hypodermique, Résurgence

Q = Ecoulement en rivière

L'équation (13) est une autre façon de formuler ce bilan hydrique en isolant le terme de recharge. Cette équation fait seulement état que toute l'eau qui arrive à surface de saturation s'écoule par écoulement souterrain, par résurgence, par évapotranspiration ou bien est retenue par emmagasinement.

$$\Delta S^{GW} = I + Q^{GW}_{in} - Q^{GW}_{out} - Q^{Bf} - ET \quad (13)$$

$\Delta S^{GW}$  = Taux de changement de l'emmagasinement de l'eau souterraine

I = Infiltration

$Q^{Bf}$  = Ecoulement provenant du débit de base ou de la résurgence

La méthode la plus commune pour estimer la recharge par bilan hydrique est la méthode indirecte ou l'approche résiduelle. Toutes les variables faisant partie du bilan, excepté R, sont mesurées ou estimées et R représente la somme. L'avantage principal de cette méthode est la flexibilité dans les ordres de grandeur de temps et d'espace. Les données variables peuvent provenir d'un lysimètre (échelle de résolution au centimètre et à la seconde) ou d'une analyse de changement climatique (échelle de résolution au kilomètre et à la décennie).

La seule limitation de la méthode résiduelle est l'incertitude dans la prise de mesure et l'estimation des paramètres pris en considération. Cette limitation peut devenir critique lorsque l'amplitude du taux de recharge est faible comparativement aux autres paramètres tels que l'évapotranspiration par exemple.

### 3.2. La méthode par l'étude des eaux de surface

La méthode basée sur l'étude hydrologique (des eaux de surface) peut être utilisée lorsqu'il est question d'estimer la recharge. Les régions humides se caractérisent généralement par la création d'aquifères superficiels provenant de l'eau souterraine qui se décharge habituellement dans les lacs et les rivières. L'inverse est observable dans les régions arides et semi-arides. Il est donc possible d'estimer la recharge en utilisant les données d'eau de surface en additionnant ou soustrayant les données des aquifères superficiels. Plusieurs autres techniques sont utilisées pour parvenir à l'estimation de la recharge telles que :

- Budget hydrique de chenal
  - ✓ La perte ou le gain de l'eau de surface peut être estimé en utilisant le budget hydrique de chenal basé sur les données de débits en rivière (Lerner et al., 1990).
- Jaugeur d'infiltration
  - ✓ Les jaugeurs d'infiltration sont utilisés pour déterminer la différence de volume dans le réservoir d'un lac ou d'une rivière dans un laps de temps connu.
- Séparation de l'hydrogramme
  - ✓ La recharge d'eau souterraine peut être estimée en séparant l'écoulement de base de l'hydrogramme. Cette technique se base sur le bilan hydrique (équation 13).
- Par traceurs
  - ✓ La chaleur dans un cours d'eau peut être utilisée pour fournir des informations sur la vitesse et pour estimer l'infiltration.
  - ✓ Les isotopes stables de l'oxygène et l'hydrogène sont utilisés pour identifier la recharge d'eau souterraine des lacs et des rivières.
- Modèle analytique

Les modèles numériques peuvent estimer le taux de recharge sur l'ensemble d'un bassin versant. Parmi les plus courantes on recense :

- ✓ The recession curve displacement method (RCDM) (*or Rorabaugh Method*);
- ✓ Water Budget Method (WBM) (*Charles et al., 1993*);
- ✓ Seasonal Recession Method (SRM) (*or Meyboom Method*);

Cette revue des différentes techniques pour estimer la recharge des eaux souterraines rapporte que le moyen le plus simple et efficace est un combiné du bilan hydrique et du modèle

numérique. En effet, il est possible d'estimer le taux de recharge sur un bassin versant sans avoir à installer des installations de prise de mesures et devoir entreprendre une longue campagne de relevés de données.

Dans la présente étude, nous nous sommes basés sur la méthode de Meyboom (1961), qui permet de calculer le volume d'eau souterraine qui se produit entre deux récessions à partir des débits mesurés dans les sous bassins de la Seybouse au cours de la période de 1973-2003.

#### 4. Concept et principe de la méthode de Meyboom :

En 1961, le concept de la méthode de Meyboom a été dans un premier temps d'identifier une grande tendance de recharge (période préalablement sélectionné) dans un hydrogramme saisonnière semi-logarithmique sur une période de 12 mois, pour deux années consécutives ou plus (figure 54). L'hypothèse est que pour la décharge d'écoulement pendant la période de récession, la ligne de la tendance de récession serait contribué entièrement en eau souterraine. La recharge totale des eaux souterraines est alors calculée en utilisant le volume de la décharge potentielle totale d'eau souterraine au début de la récession, moins le volume de la décharge potentielle restant d'eau souterraine à la fin de la récession. Basé sur la figure 7, on peut dériver la décharge ( $Q$ ) en tout temps ( $t$ ) pendant la récession par :

$$Q = Q_0 / 10^{t/t_1} \quad (14)$$

Où :

$t$  est le temps requis par le débit de base à s'écouler depuis le début et la fin de la récession, et  $Q_0$  le débit de base au début de la récession.  $t_1$  est le temps requis pour que le débit de base diminué, calculé par :

$$t_1 = (t_e - t_0) * 1.0 / \log(Q_0) - \log(Q_e) \quad (15)$$

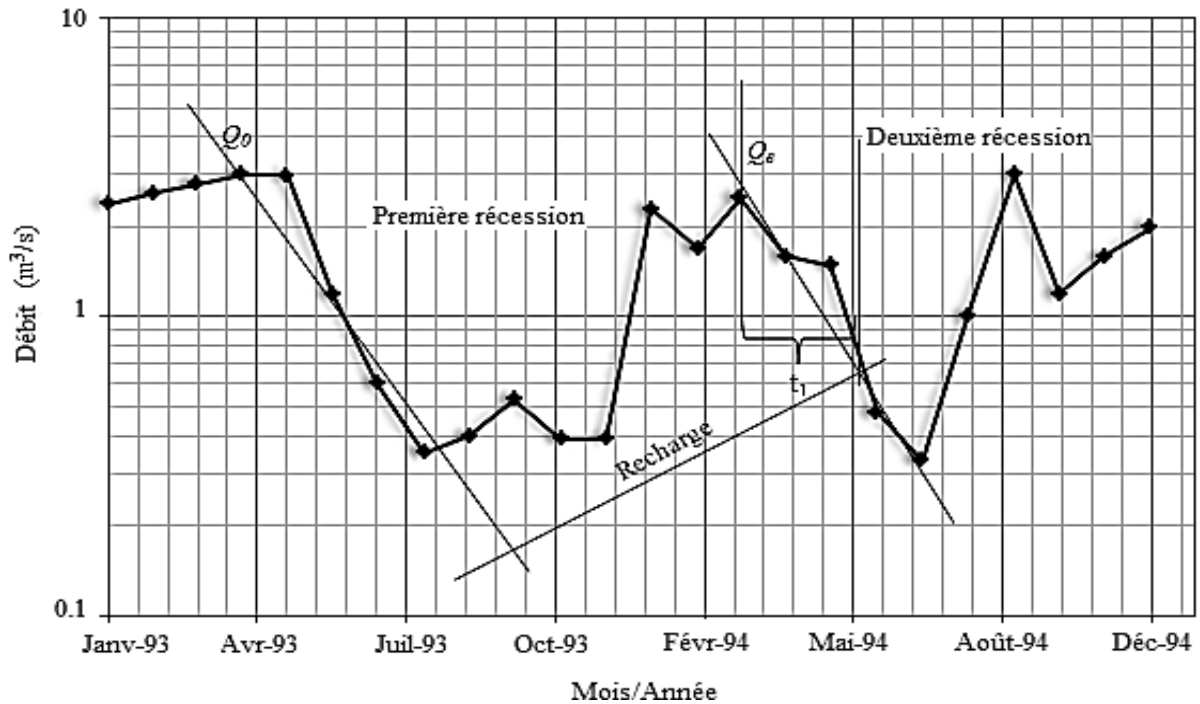


Figure 54 : Tracé semi-logarithmique de débit mensuel enregistré à la station de Bouchagouf

Dans l'équation (15),  $t_e$  est le temps,  $Q_e$  est le débit à la fin de la récession, et  $t_o$  le temps à son début. Dans l'équation (14), si l'on intègre la décharge  $Q$  sur une période de récession  $t$ , on obtient le volume total de décharge des eaux souterraines

$$Volume = \int_{t_0}^t Q dt = -(Q_0 t_1 / 2.3) / 10^{t/t_1} \quad (16)$$

Si l'équation (14) est intégrée à partir de l'instant  $t_0$  à l'infini, le volume total de débit de base qui serait déchargé au cours d'une récession, peut être calculé. Ce volume est appelé décharge potentielle totale d'eau souterraine ( $Q_{tp}$ ) est donnée par :

$$Q_{tp} = Q_0 t_1 / 2.3026 \quad (17)$$

En utilisant la décharge potentielle totale d'eau souterraine au début de la seconde récession, moins la décharge d'eau souterraine restant à la fin d'une récession donnée, on obtient le taux de recharge entre ces récessions :

$$Recharge = \frac{Q_{2nd_0} t_1}{2.3026} - Q_{remain} \quad (18)$$

Où  $Q_{2\text{ndo}}$  est la décharge potentielle totale au début de la deuxième récession est  $Q_{\text{remain}}$  est la décharge restant à la fin de la première récession, calculé par

$$Q_{\text{remain}} = (Q_0 t_1 / 2.3) - \left( \frac{Q_0 t_1 / 2.3}{10^{\frac{t}{t_1}}} \right) \quad (19)$$

### 5. Application aux événements de crues

L'estimation de la recharge des eaux souterraines et le volume de l'écoulement de base pour l'ensemble des sous bassins de la Seybouse et faite selon la méthode proposée par Meyboom (1961).

Après sélection des données, de qualité acceptable, les récessions du débit de base de l'Oued Melah du 16/03~24/03/1993 au 01/04~16/04/1993 (figure 55) et de l'Oued Ressoul du 13/03~24/03/1993 au 02/04~15/04/1993 (figure 56) ont été analysées.

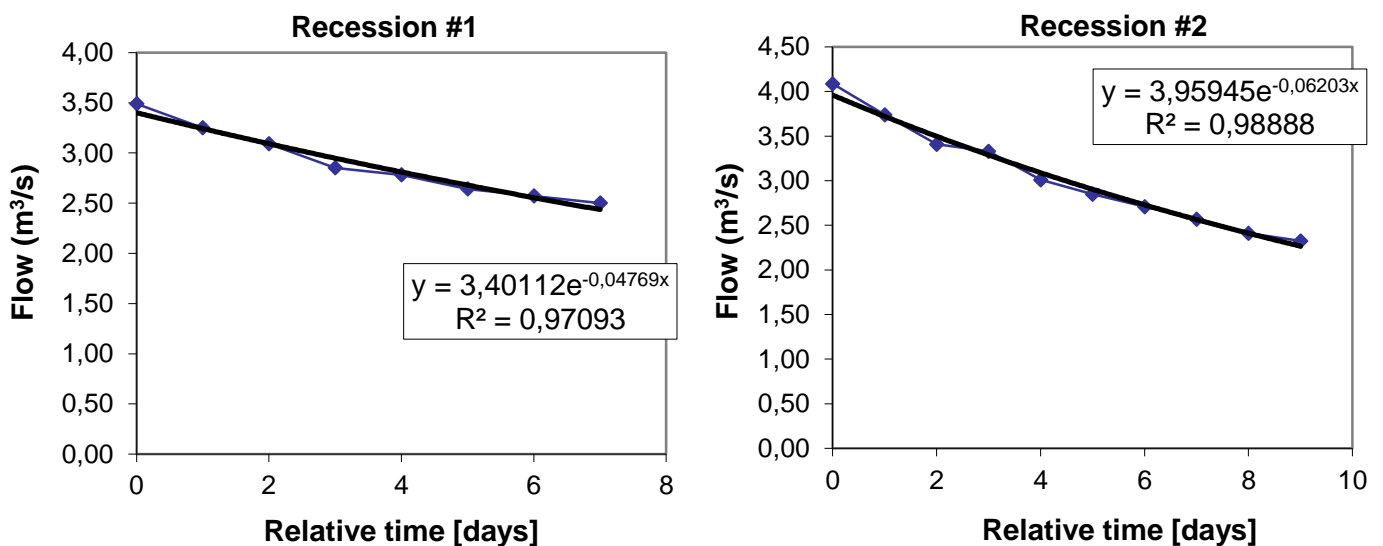


Figure 55 : Un exemple de deux récessions qui s'est produite en Mars à Avril, 1993 à la station de Bouchagouf (Oued Melah)

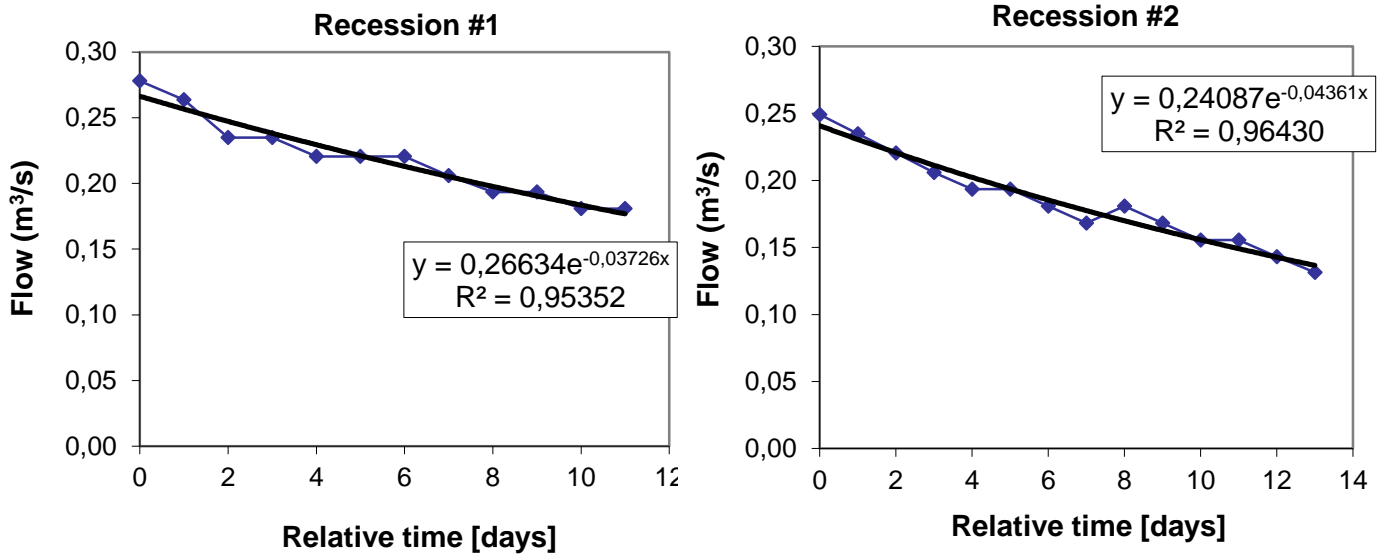


Figure 56 : Un exemple de deux récessions qui s'est produite en Mars à Avril, 1993 à la station de Ain Berda (Oued Ressoul)

Les figures 55 et 56 montrent un exemple de deux récessions pour deux évènements de crue du 16/03/1993 enregistré à la station de Bouchegouf et du 13/03/1993 enregistré à la station de Ain Berda. Les résultats de cette analyse sont reportés dans les tableaux 29 et 30, respectivement.

Tableau 29 : Résultats de calcul pour les premières récessions

Oued-station	Période de récession		Récession # 1			
			$Q_0$	$Q_{tp}$	$t_1$	$Q_a$
	Début	Fin	[m³/s]	[m³]	[j]	[m³]
Melah-Bouchagouf	16/03/1993	24/03/1993	4,080	6 003 954	39	2 252 439
Ressoul-Ain el Berda	13/03/1993	24/03/1993	0,278	633 335	61	216 224

**Tableau 30 : Résultats de calcul pour les deuxièmes récessions**

Oued-station	Période de récession		Récession # 2			
			$Q_0$	$Q_{tp}$	$t_1$	$R$
	Début	Fin	[m <sup>3</sup> /s]	[m <sup>3</sup> ]	[j]	[m <sup>3</sup> ]
Melah-Bouchagouf	01/04/1993	16/04/1993	4,613	7 663 941	44	3 912 425
Ressoul-Ain el Berda	02/04/1993	15/04/1993	0,249	489 915	52	72 804

**N.B.**

L'estimation de la recharge des eaux souterraines et la décharge total des eaux souterraine a porté sur d'autres périodes sont reportées sur les tableaux 34, 35, 36, 37 dans l'annexe D.

D'après les tableaux 29 et 30, Le volume de débit de base qui est effectivement déchargée par la récession total, il est estimé de 2 252 439 m<sup>3</sup> à Oued Melah, soit un débit de 26.07 m<sup>3</sup>/s, et de 216 224 m<sup>3</sup> à Oued Ressoul, soit un débit de 2.50 m<sup>3</sup>/s qui représente 21.17 % et 27.23 % de l'écoulement total, respectivement.

## 6. Détermination de la contribution de l'écoulement de base et la recharge des eaux souterraines

On présente dans ce qui suit par ordre chronique de dix évènements de crues, un bref aperçu sur la contribution de l'écoulement de base à l'écoulement total pour les deux oueds.

**Tableau 31 : Contribution du débit de base au débit total de l'Oued Melah**

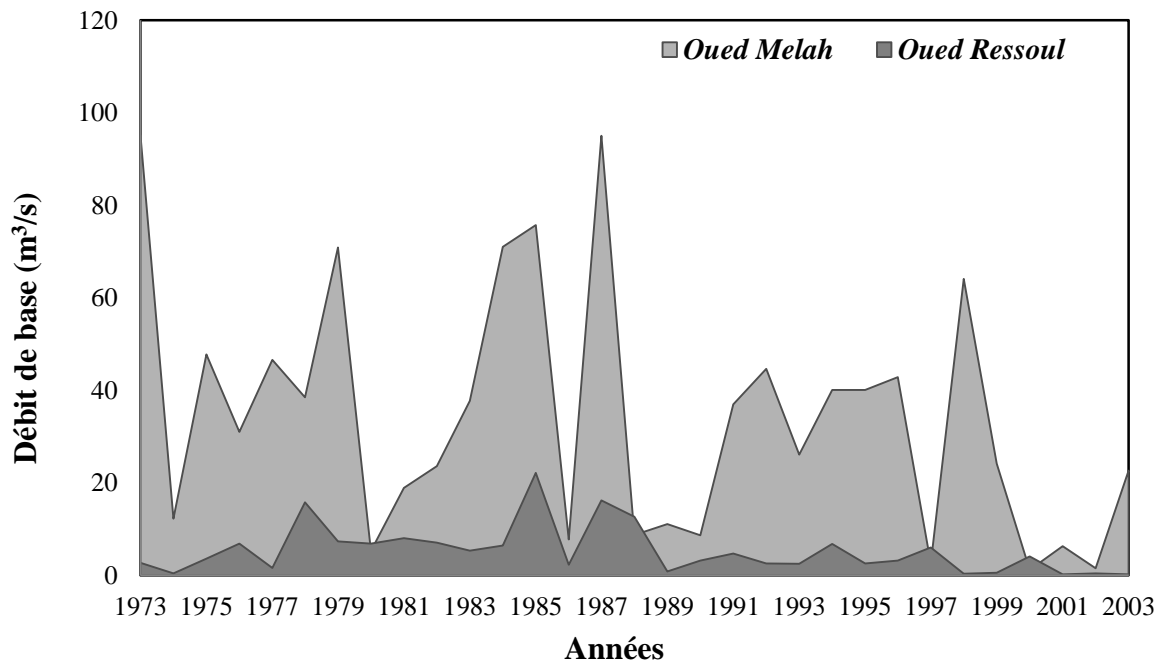
Evènement de la crue		Volume de l'écoulement total (m <sup>3</sup> )	Volume de l'écoulement de base (m <sup>3</sup> )	Contribution au débit total (%)
Début	Fin			
16/03/1993	16/04/1993	10.64·10 <sup>6</sup>	02.25·10 <sup>6</sup>	21.17
11/01/1994	22/02/1994	21.29·10 <sup>6</sup>	03.46·10 <sup>6</sup>	16.25

06/01/1995	16/03/1995	$26.04 \cdot 10^6$	$03.47 \cdot 10^6$	13.29
25/03/1996	27/04/1996	$45.98 \cdot 10^6$	$03.70 \cdot 10^6$	08.05
17/11/1997	29/11/1997	$06.70 \cdot 10^6$	$00.52 \cdot 10^6$	07.72
08/02/1998	09/03/1998	$15.91 \cdot 10^6$	$03.53 \cdot 10^6$	22.21
06/01/1999	16/03/1999	$39.59 \cdot 10^6$	$02.09 \cdot 10^6$	05.28
06/05/2000	05/06/2000	$04.83 \cdot 10^6$	$00.25 \cdot 10^6$	05.24
15/04/2001	27/04/2001	$01.65 \cdot 10^6$	$00.55 \cdot 10^6$	33.19
19/11/2002	20/12/2002	$16.01 \cdot 10^6$	$00.13 \cdot 10^6$	00.83
23/02/2003	15/03/2003	$18.31 \cdot 10^6$	$01.95 \cdot 10^6$	10.67

*Tableau 32 : Contribution du débit de base au débit total de l'Oued Ressoul*

Evènement de la crue		Volume de l'écoulement total (m <sup>3</sup> )	Volume de l'écoulement de base (m <sup>3</sup> )	Contribution au débit total (%)
Début	Fin			
13/03/1993	15/04/1993	$0.79 \cdot 10^6$	$0.22 \cdot 10^6$	27.23
12/01/1994	03/02/1994	$1.25 \cdot 10^6$	$0.13 \cdot 10^6$	10.42
06/02/1995	18/04/1995	$3.79 \cdot 10^6$	$0.22 \cdot 10^6$	05.85
07/03/1996	30/03/1996	$3.81 \cdot 10^6$	$0.28 \cdot 10^6$	07.23
25/11/1997	05/12/1997	$8.36 \cdot 10^6$	$0.36 \cdot 10^6$	04.35
16/12/1998	25/12/1998	$0.78 \cdot 10^6$	$0.30 \cdot 10^6$	39.22
10/03/1999	25/03/1999	$0.44 \cdot 10^6$	$0.11 \cdot 10^6$	24.80
06/01/2000	31/01/2000	$6.09 \cdot 10^6$	$0.18 \cdot 10^6$	02.88
23/04/2001	06/05/2001	$0.28 \cdot 10^6$	$0.02 \cdot 10^6$	06.44
29/11/2002	19/12/2002	$6.28 \cdot 10^6$	$0.03 \cdot 10^6$	00.54
24/03/2003	13/05/2003	$11.07 \cdot 10^6$	$0.17 \cdot 10^6$	01.54

Les tableaux 31 et 32 résument la contribution de l'écoulement de base à l'écoulement total pour dix événements de crues enregistrées à la station de Bouchegouf et la station de Ain Berda. Le débit de base de l'Oued Melah varié de 1.50 m<sup>3</sup>/s à 42.82 m<sup>3</sup>/s et le débit total correspondant variait de 185.30 m<sup>3</sup>/s à 532.18 m<sup>3</sup>/s. tandis que le débit de base de l'Oued Ressoul varié de 0.23 m<sup>3</sup>/s à 3.24 m<sup>3</sup>/s correspond à un débit total de 4.16 m<sup>3</sup>/s à 96.76 m<sup>3</sup>/s. Ces résultats suggère que l'écoulement de base dans l'Oued Melah a tendance à être plus élevé que l'écoulement de base dans l'Oued Ressoul (figure 57), principalement parce que la région du Bouchegouf est dominée par des calcaires marneux (perméabilité assez élevée) qui fournissent des conditions favorables pour le stockage des eaux souterraines et la contribution aux débits de crue.



**Figure 57 :** Débit de base estimé à Oued Melah et Oued Ressoul au cours de la période du 1973-2003

la recharge des eaux souterraines qui s'est produite entre deux récessions a été calculée en utilisant le volume total de la décharge potentielle d'eau souterraine de la seconde récession du débit de base moins le volume restant d'eau souterraine à la fin de la récession précédente, comme le montre l'équation (18) et les figures 58 et 59. Le volume total de débit de base est la quantité d'eau souterraine qui se jette dans la rivière au cours de la période de récession complète, avec le taux de recharge en fonction de débit quotidien de la rivière. Le volume

moyen de réalimentation estimé à Oued Melah et Oued Ressoul au cours de la période du 1973-2003 était  $103.11 \text{ Mm}^3$  et  $34.53 \text{ Mm}^3$ , respectivement.

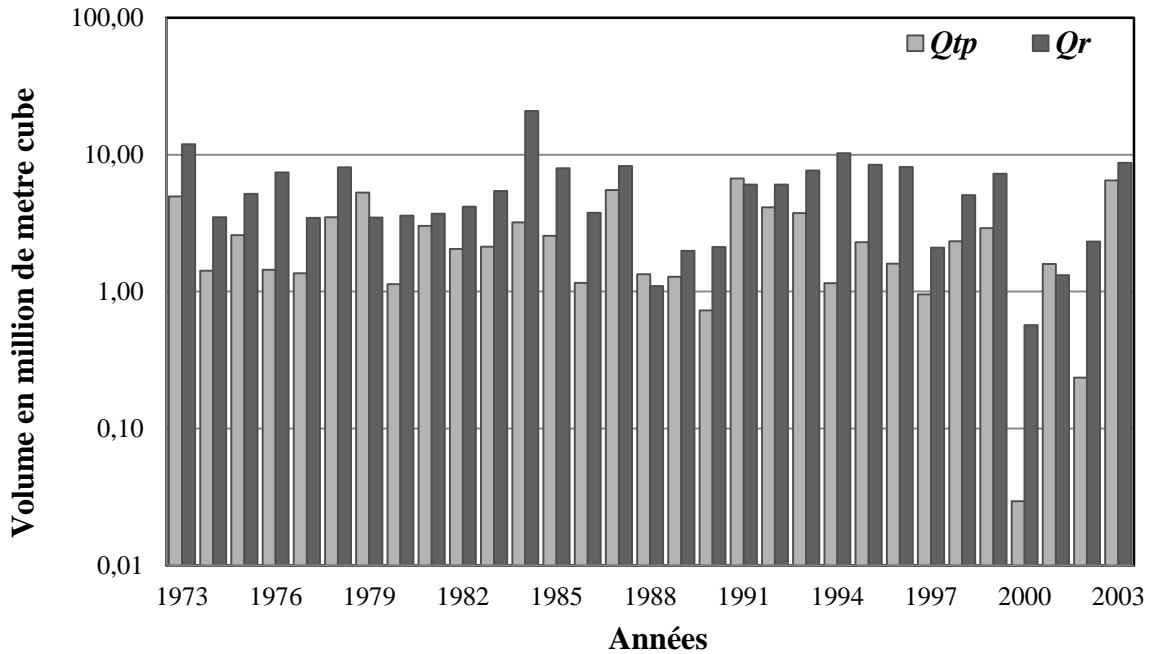


Figure 58 : Décharge potentielle totale des eaux souterraines ( $Q_{tp}$ ) et décharge restante des eaux souterraines ( $Q_{remain}$ ) estimé à Oued Mellah

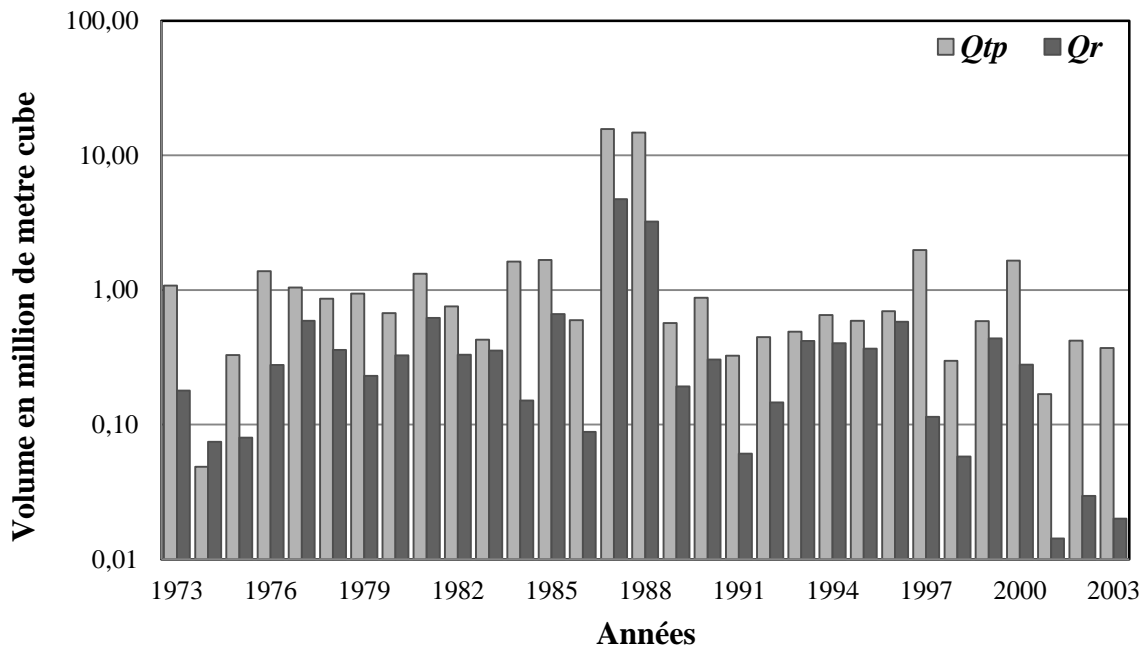
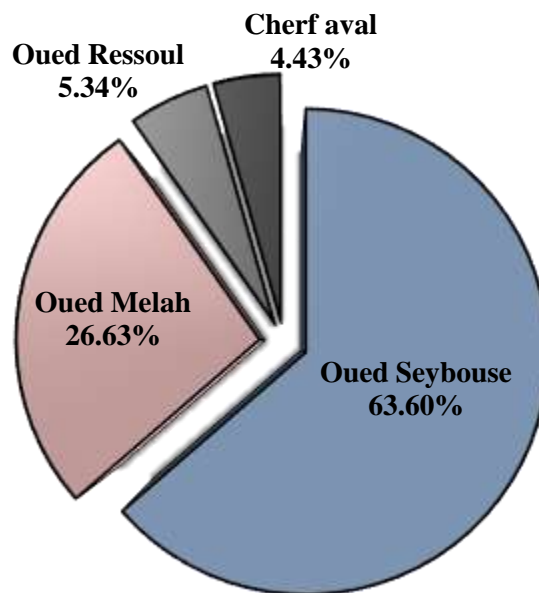


Figure 59 : Décharge potentielle totale des eaux souterraines ( $Q_{tp}$ ) et décharge restante des eaux souterraines ( $Q_{remain}$ ) estimé à Oued Ressoul

En examinant le tableau 33, nous pouvons voir que l'Oued Seybouse fournir la plus grande proportion du volume de débit de base dans la région avec 63.60 %, suivi par Oued Melah avec 26.63 % puis vient l'Oued Ressoul avec 5.34 % et Oued Cherf aval avec 4.43 %, comme le montre la Figure 60.

**Tableau 33 : Débit de base et la recharge des eaux souterraines estimées dans les sous bassins de la Seybouse au cours de la période 1973-2003**

Sous bassin	Station	Surface km <sup>2</sup>	Débit de base Mm <sup>3</sup>	Recharge Mm <sup>3</sup>
Oued Seybouse	Mirebek	817	186.01	359.61
Oued Melah	Bouchagouf	552	77.90	103.11
Oued Ressoul	Ain Berda	1066	15.61	34.53
Oued Cherf aval	Moulin Rechefort	1193	12.97	26.75
Total			292.49	524
Moyenne			73.12	131



**Figure 60 : Proportions du débit de base dans les sous bassins de la Seybouse**

Nous constatons que le sous bassin Seybouse moyenne constitué la ressource de l'eau la plus importante dans la zone d'étude, avec un volume d'environ de 360 Mm<sup>3</sup>. La variabilité spatiale de la recharge est principalement liée à la lithologie variant avec et dans les bassins versants. Le sous bassin Seybouse moyenne est une roche perméable capable de stocker et de restituer de manière différée de grandes quantités d'eau, permettant une contribution rapide des écoulements souterrains aux crues.

### **Conclusion**

Dans le bassin de la Seybouse, de toutes les observations que nous avons faites, se dégagent trois résultats majeures méritent d'être soulignés concernant les fonctions de transfert hydrique des eaux souterraines :

1. Tout d'abord la contribution de l'écoulement de base à l'écoulement total de l'Oued Seybouse et l'Oued Melah, dû à la résurgence des eaux souterraines, montrent une réelle participation au gonflement de l'hydrogramme annuel.
2. Ensuite, il apparaît que le sous bassin de l'Oued Seybouse constitué la plus importante ressource en eau souterraine dans la zone d'étude, ce résultat confirme celui observé dans le chapitre précédent.
3. Enfin, ces observations montrent clairement que les crues dans les sous bassins de l'Oued Seybouse et l'Oued Melah sont générées par des processus souterrains. En revanche, dans les sous bassins de l'Oued Ressoul et de l'Oued Cherf sont les processus superficiels qui dominant.

## *CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES*

## CONCLUSIONS GENERALES

Dans cette recherche nous avons abordé le sujet des processus hydrologiques de production à l'intérieur du bassin versant et les méthodes de leurs analyses. Nous avons fait une recherche bibliographique sur les principaux processus d'écoulement ainsi que les facteurs contrôlant leur apparition. Il apparaît dans la littérature scientifique qu'il existe plusieurs processus et cheminement que prend l'eau dans un bassin versant avant d'arriver à son exutoire. La connaissance de ses processus est essentielle avant tout modélisation de la transformation pluie-débit. Dans les modèle pluie-débit conceptuel le bassin versant est divisé en un ensemble de réservoirs qui se remplisse et se vidange de différentes façons selon l'état hydrique du bassin versant et la nature des forçages climatiques.

La séparation des composantes de l'hydrogramme de crue a pour objectif de quantifier la participation des différents types d'écoulement aux débits mesurés à l'exutoire d'un bassin versant lors d'une crue. Dans notre étude nous avons fondé la séparation de ces composantes à partir de la courbe de récession, l'utilisation de la technique du Master Recession Curves et la constante de récession  $K$  nous a permis de retrouver la composition de chaque crue et l'origine des écoulements dans l'ensemble des sous bassins de la Seybouse.

L'emploi de cette procédure permet d'extraire successivement une composante de ruissellement superficiel, puis d'écoulement hypodermique et enfin, une composante d'écoulement souterrain. Les principaux résultats obtenus sont les suivants :

- L'analyse des Master Recession Curves nous a permis de déterminer les composantes de la courbe de récession.
- Dans certaines situations, il y a deux composantes dans l'écoulement : écoulement hypodermique et écoulement de base la crue est dite de fond.
- D'autres événements présentent des courbes de récessions à trois composantes : ruissellement de surface, écoulement hypodermique et écoulement de base.
- Le modèle de transformation pluie-débit sera un modèle à trois composantes.
- Certaines mesures donnent des résultats aberrants, c'est probablement dû à la qualité des mesures (erreur de mesure ou de stockage).

L'importance de ces résultats vient du fait qu'il n'existe pas de méthode rapide permettant simultanément de séparer les hydrogrammes de crue en trois composantes. Cette nouvelle technique allie justement fiabilité et rapidité dans l'identification de ces composantes pendant la crue. Elle pourrait de ce fait rapidement devenir un outil indispensable, en particulier lorsqu'il s'agit de grands ensembles de données par rapport aux méthodes traditionnelles.

Ces résultats nous amènent à conclure que les crues dans les sous bassins de l'Oued Seybouse et l'Oued Melah sont provoquées par des processus souterrains. Tandis que, dans les sous bassins de l'Oued Ressoul et de l'Oued Cherf aval sont les processus superficiels qui dominent.

Ce qu'on peut dire pour conclure sur les mécanismes de genèse des écoulements pour l'ensemble des sous bassins de la Seybouse, c'est que la formation des crues résulte de la conjonction de deux familles de processus, superficiels et souterrains.

## *REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES*

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ambroise, B., 1991. *Hydrologie des petits-bassins versants ruraux en milieu tempéré - Processus et modèles-, Les flux dans les volumes pédologiques et à leurs limites: approches à l'échelle spatiale du bassin versant". INRA, Dijon.*
- Ambroise, B., 1994. *Du BVRE, bassin versant représentatif et expérimental, au BVR, bassin versant de recherche. In : D.H.a.J.L. Verrel (Editor), Du concept de BVRE à celui de Zone Atelier dans les recherches menées en eaux continentales. Actes du Séminaire National Hydrosystèmes, Paris. France. 10-11/05/1994, pp. 11-24.*
- Ambroise, B., 1998. *Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 1 - Processus et facteurs. Revue des Sciences de l'Eau, 11: 471-495.*
- Ambroise., 1995. *Topography and the water cycle in a temperate middle mountain environment: the need for interdisciplinary experiments, Agricultural and Forest Meteorology, 73, 217-235.*
- Anderson M.G., Burt T.P., 1978. *The role of topography in controlling through flow generation. Earth surface processes, 3, 331-344.*
- Barnes BS., 1939. *The structure of discharge-recession curves. Am Geophys Union Trans Part IV: 721-725.*
- Bates BC, Davies PK., 1988. *Effect of baseflow separation procedures on surface runoff models. Journal of Hydrology, 103: 309-322.*
- Bonell, M., 1998. *Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. Journal of the American Water Resources Association, 34(4): 765-785.*
- Boussinesq, J., 1877: *Essai sur la théorie des eaux courantes. Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sciences de l'Institut National de France, Tome XXIII, No. 1.*
- Burrus CS, Gopinath RA, Guo H., 1997. *Introduction to Wavelets and Wavelet Transforms: A Primer. Prentice Hall: Upper Saddle River, NJ.*
- Cappus, P., 1960. *Bassin expérimental d'Alrance. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. La Houille Blanche, A: 493-520.*

- Chapman, T. G. and Maxwell, A. I., 1996. *Baseflow separation-comparison of numerical methods with tracer experiments*. 23<sup>rd</sup> Hydrology and Water Resources Symposium, 539-545.
- Chapman, T. G., 1991. *Comment on "Evaluation of automated techniques for base flow and recession analysis" by R. J. Nathan and T. A. McMahon*. *Water Resources Research*, 27(7): 1783-1784.
- Charles, E. G., Behroozi, C., Schooley, J., and Hoffman, J. L., 1993. *A method for evaluating ground-water recharge areas in New Jersey: New Jersey Geological Survey Report GSR-32*, 95 p.
- Cosandey C., Bibot S., Dacharry M., Gille E., Laganier R., et Salvador P.G., 2003. *Les eaux courantes*, Ed. Belin, 239 p.
- Dacharry, M., 1997. *Dictionnaire français d'hydrologie*. Darcy, 1856.
- Dewandel B., Lachassagne P., Bakalowicz M., Weng Ph. et AL-Malki A., 2002. *Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs, Application to the Oman ophiolite hardrock aquifer*, *Journal of hydrology*, 274, 248-269.
- Dunne et al., 1991. *Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff*. *Water Resources Research*, 27, 2271-2285.
- Furey, Peter R. et Gupta, Vijay K., 2001. *A physically based filter for separating base flow from streamflow time series*. *Water Resources Research*, 37(11): 2709-2722.
- Gamez P. et Zumstein J.F., 1993. *Méthode de détermination des débits de base et de ruissellement d'un cours d'eau, Hommage à René Frécaut*, p.113-120.
- Ghachi, A., 1982. *Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie*. Edit : Office des publications universitaires. Alger, 330 p.
- Gnouma R., 2002. *Etude du fonctionnement hydrologique du bassin versant de Grézieu-La-Varenne à l'aide de traceurs isotopiques (oxygène 18)*. *Rapport de DEA*, 51 p.
- Grossmann A, Morlet J., 1984. *Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape*. *Society of Industrial and Applied Mathematics. Journal of Mathematics*, 15: 732–736.
- Hall FR., 1968. *Baseflow recessions: a review*. *Water Resources Research*, 4(5): 973–983.
- Hewlett, J.D. et Hibbert, A.R., 1967. *Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas*. In: W.E. Sopper et H.W. Lull (Editors), *International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon, Oxford, pp. 275-290.

- Hino M, Hasebe M., 1984. Identification and prediction of nonlinear hydrologic systems by the filter-separation autoregressive (AR) method: extension to hourly hydrologic data. *Journal of Hydrology*, 68: 181–210.
- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union*, 14: 446-460.
- Hursh, C.R., 1936. Storm-water and absorption. *Transactions, American Geophysical Union*, 17: 301-302.
- James LD, Thompson WO., 1970. Least squares estimation of constants in a linear recession model. *Water Resources Research*, 6(4): 1062–1069.
- Jordan, J.-P., 1994a. Bassin de recherche et modélisation des processus de formation des crues, proposition d'une approche couplée. *La Houille Blanche*, 3: 15-22.
- Kottegoda NT, Natale L, Raiteri E., 2000. Daily streamflow simulation using recession characteristics. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5(1): 17–24.
- Kulandaiswamy VC, Seetharaman S., 1969. A note on Barnes' method of hydrograph separation. *Journal of Hydrology*, 9: 222–229.
- Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2000. Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part II: Continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of Hydrology*, 238, 149–178.
- Lambert R., 1975. Été, étiage et tarissement des cours d'eau dans le bassin garonnais. *Revue Géographique de l'Est*, Tome XV, p.139-152.
- Lang C., Freyermuth A., Gille E. et François D., 2006. Le dispositif PRESAGES (PREvisions et Simulations pour l'Annonce et la Gestion des Etiages Sévères) : des outils pour évaluer et prévoir les étiages, *Géocarrefour journal*, vol., 81.
- Larue J.P. et Giret A., 2004. L'assèchement de cours d'eau dans le bassin de la Maine entre 1989 et 1992 », *Norois*, n°192, p. 117-133.
- Latron, J., 2003. Etude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant méditerranéen de montagne (Vallcebre, Pyrénées Catalanes). Thèse de doctorat, Université de Barcelone.
- Lebaut S., 2001. L'apport de l'analyse et de la modélisation hydrologiques de bassins versants dans la connaissance du fonctionnement d'un aquifère d'Ardenne-Luxembourg, Thèse de doctorat, Université Paul Verlaine de Metz, 264 p.

- Lerner, D.N., 1997. *Groundwater recharge*. In: O.M. Saether and P. de Caritat (Editors), *Geochemical Processes, Weathering and Groundwater Recharge in Catchments*. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 109-150.
- Lerner, D.N., Issar, A.S., and Simmers, I., 1990. *Groundwater recharge*. Intl Assoc. Hydrogeologists, 345 p.
- Letelier JL, Weber PP., 2000. *Spike sorting based on discrete wavelet transform coefficients*. *Journal of Neuroscience Methods*, 101: 93–106.
- Linsley RK, Kohler MA, Paulhus JLH., 1958. *Hydrology for Engineers*. McGraw-Hill: New York.
- Lyne, V. et Hollick, M., 1979. *Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling*. I.E. Aust. Natl. Conf. Pub. 79/10, Inst. Of Eng. Aust., Canberra, pp. 89-93.
- Maillet, E., 1905. *Essai d'hydraulique souterraine et fluviale*, Librairie scientifique A. Herman, Paris.
- Mangin, A., 1975. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Thèse de Doctorat. *Annales de Spéléologie*, 29, p. 285-332, 495-601, 60, 21-124.
- Mansuy D., 2005. *L'eau dans les formations argileuses et calcaires du Trias au sud de la Lorraine (France)*, Thèse de Doctorat, Université de Metz.
- Morlet, G. A., Fourgeau, I., and Giard, D., 1982. *Wave propagation and sampling theory*. *Geophysics*, 47, 203–236.
- Mugo, J. M., and Sharma, T. C., 1999. *Application of a conceptual model for separating runoff components in daily hydrograph in Kimakia forest catchment, Kenya*. *Hydrological Processes*, 13, 2931–2939.
- Musy, A. et Higy, C., 1998. *Hydrologie appliquée*. HGA, Bucarest, 366 pp.
- Meyboom, P. (1961) 'Estimating groundwater recharge from stream hydrographs', *Journal of Geophysical Research*, Vol. 66, No. 4, pp.1203–1214.
- Nathan, R.J. and McMahon, T.A., 1990. *Evaluation of automated techniques for base flow and recession analysis*. *Water Resources Research*, Vol. 26, No. 7, pp. 1465–1473.
- Pointet T., 1975. *Essai de caractérisation du coefficient de tarissement des nappes*, Thèse de doctorat, Université Nancy I, 115 p.
- Posavec, K., Parlov, J. and Bačani, A., 2009. *A Visual Basic spreadsheet macro for estimating groundwater recharge*. *Rud-geol.-naft. Zb*, Vol. 21, No. 1, pp.19–23.
- Remenieras G., 1986. *L'hydrologie de l'ingénieur*, Editions Eyrolles, 462 p.

- Roche, M., 1963. *Hydrologie de surface*. Paris : Gauthier Villars éditeur. 430 p.
- Scanlon BR, Healy RW, Cook PG. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10: 18–39.
- Sloto R.A. et Crouse M.Y., 1996. *Hysep: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis*, U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 96-4040, 42 p.
- Sri Harto Br., 1985. *A study of the unit hydrograph characteristics of rivers on the island of Jawa for flood estimation*. Doctoral Thesis, Gadjah Mada University, Yogyakarta, Indonesia.
- Sujono J, Shikasho S, Hiramatsu K., 2001. Hydrograph recession analysis using wavelet transforms. *Journal of the Faculty of Agriculture, Kyushu University* 45(2): 557–564.
- Sujono, J., Shikasho, S., and Hiramatsu, K., 2004. A comparison of techniques for hydrograph recession analysis. *Hydrological Processes*, 18, 403–413.
- Tallaksen, L.M., 1995. A review of baseflow recession analysis, *Journal of Hydrology*, Vol. 165, No. 1–4, pp.349–370.
- Tung, C.-P., Hong, N.-M., Chen, C.-H., and Tan, Y.-C., 2004. Regional daily baseflow prediction. *Hydrological Processes*, 18, 2147–2164.
- Uhlenbrook S. et Hoeg S., 2003. Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph separations: a case study for two-, three- and five-component hydrograph separations in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, vol., 17, p. 431-453.
- Vogel, R. M., and Kroll, C. N., 1992. Regional hydrologic and geomorphologic relationships for estimation of low-flow statistics. *Water Resource Research*, 28(9), 2451–2458.
- Ward, R.C. et Robinson, M., 1990. *Principles of hydrology*. McGraw-Hill book company, London, 365 pp.
- Wittenberg H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological Processes*, 13: 715–726.
- Woolhiser D.A., Smith R.E., Giraldez J.V., 1996. Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. *Water Resource Research*, 32, 671-678.

## *ANNEXE A*

### *Tableaux complémentaires des estimations de la recharge des eaux souterraines*

**Tableau 34 :** Tableau récapitulatif de l'estimation de la recharge des eaux souterraines du SBV de Oued Seybouse

Période de récession		Récession # 1			Période de récession		Récession # 2		Recharge
		$Q_0$	$Q_{tp}$	$Q_a$			$Q_0$	$Q_{tp}$	$R$
Début	Fin	[m <sup>3</sup> /s]	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>	Début	Fin	[m <sup>3</sup> /s]	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>
01/01/1973	19/01/1973	14,438	33 054 393	30 509 895	24/04/1973	05/06/1973	9,580	91 972 158	89 427 590
05/03/1974	28/03/1974	8,501	25 082 369	14 175 999	02/05/1974	04/06/1975	7,125	10 597 387	49 463 600
24/02/1975	17/03/1975	12,205	17 591 170	10 654 541	03/04/1975	22/04/1975	9,400	12 201 772	5 285 143
17/02/1976	11/03/1976	7,140	29 596 291	23 754 824	16/04/1976	07/05/1976	5,634	26 434 556	20 593 088
04/05/1977	19/05/1977	5,725	3 444 853	2 354 154	22/05/1977	04/06/1977	4,800	4 239 140	3 148 442
12/03/1978	07/04/1978	6,108	10 676 689	5 839 566	20/04/1978	20/05/1978	8,445	17 146 527	12 309 404
21/03/1979	04/04/1979	1,580	2 717 594	2 777 165	28/04/1979	10/05/1979	1,660	15 447 307	20 942 066
21/04/1980	03/05/1980	3,286	2 236 118	1 427 297	07/05/1980	19/05/1980	1,270	1 463 313	654 492
11/02/1981	25/02/1981	11,578	22 574 681	9 140 909	28/02/1981	14/03/1981	9,278	14 257 018	823 246
12/03/1982	26/03/1982	7,648	8 957 290	6 221 638	25/04/1982	09/05/1982	6,165	5 052 200	2 316 548
15/02/1983	27/02/1983	4,220	3 129 069	1 746 202	02/04/1983	17/04/1983	3,770	2 086 704	703 837
20/01/1984	06/02/1984	9,400	34 812 514	20 839 688	20/03/1984	07/04/1984	8,050	48 561 600	34 588 774
28/02/1985	15/03/1985	12,300	53 415 455	8 461 365	04/04/1985	21/04/1985	8,385	41 461 979	3 492 112
06/11/1986	21/11/1986	5,515	8 739 890	4 440 774	04/12/1986	16/12/1986	7,020	87 972 206	13 673 090
21/01/1987	03/02/1987	6,844	34 090 639	20 360 812	13/03/1987	26/03/1987	4,577	49 644 822	35 914 996
17/02/1988	28/02/1988	1,780	2 413 413	896 263	19/03/1988	02/04/1988	3,764	3 106 840	1 562 690
28/02/1989	20/03/1989	9,620	7 285 193	4 363 576	03/05/1989	23/05/1989	3,800	5 351 120	2 429 502
15/01/1990	03/02/1990	12,223	7 213 237	5 650 686	05/02/1990	19/02/1990	10,123	15 379 795	13 817 245
18/01/1991	28/01/1991	11,080	17 594 736	6 214 951	31/01/1991	14/02/1991	9,740	40 078 256	28 698 471
08/05/1992	24/05/1992	2,244	1 679 138	1 259 680	02/06/1992	18/06/1992	1,828	1 831 058	1 411 600

04/03/1993	15/03/1993	2,260	2 212 016	790 055	16/03/1993	26/03/1993	2,26000	3 720 130	2 298 169
14/01/1994	25/01/1994	1 ,747	988 246	528 119	27/01/1994	05/02/1994	2 ,880	2 299 826	1 839 699
09/03/1995	18/03/1995	8,804	1 622 480	987 846	20/03/1995	28/03/1995	3,364	2 737 465	2 102 831
19/03/1996	27/04/1996	4,594	7 803 184	6 732 279	04/05/1996	19/05/1996	2,335	3 158 419	2 087 514
25/11/1997	01/12/1997	3,260	1 184 347	727 390	03/12/1997	14/12/1997	4,050	1 227 080	770 124
15/12/1998	21/12/1998	2,755	3 632 022	1 015 827	23/12/1998	27/12/1998	2,539	2 980 601	364 406
07/01/1999	17/01/1999	2,043	2 781 382	1 108 292	22/01/1999	02/02/1999	3,260	3 383 211	1 710 121
06/01/2000	13/01/2000	1,486	2 789 421	768 854	28/01/2000	05/02/2000	1,431	1 039 318	981 250
12/02/2001	19/02/2001	1,390	575 345	267 928	21/02/2001	28/02/2001	1,352	1 946 846	1 639 430
28/11/2002	07/12/2002	4,031	389 349	230 350	13/12/2002	24/12/2002	1,710	2 136 080	1 977 081
22/02/2003	28/02/2003	4,170	3 478 294	1 407 211	08/03/2003	16/03/2003	4,312	4 654 813	2 583 730

Avec

$Q_0$  : le débit à l'instant  $t = 0$  ;

$Q_a$  : débit réel d'eau souterraine ;

$Q_{tp}$  : débit potentiel totale d'eau souterraine ;

$R$  : la recharge entre deux récessions.

**Tableau 35 : Tableau récapitulatif de l'estimation de la recharge des eaux souterraines du SBV de Oued Cherf aval**

Période de récession		Récession # 1			Période de récession		Récession # 2		Recharge
		$Q_0$	$Q_{tp}$	$Q_a$			$Q_0$	$Q_{tp}$	$R$
Début	Fin	[m <sup>3</sup> /s]	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>	Début	Fin	[m <sup>3</sup> /s]	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>
13/03/1973	27/03/1973	7,488	3 309 865	2 925 239	29/04/1973	25/05/1973	0,924	2 536 321	2 151 695
12/02/1974	26/02/1974	0,384	253 097	133 741	03/03/1974	17/03/1974	0,491	553 412	126 733
24/02/1975	16/03/1975	0,275	207 180	140 625	05/04/1975	21/04/1975	0,220	3 820 450	1 471 685
25/02/1976	09/03/1976	3,050	1 591 446	1 406 954	25/03/1976	09/04/1975	1,980	1 656 176	1 471 685
04/05/1977	18/05/1977	0,168	273 042	128 874	22/05/1977	03/06/1977	0,130	253 379	91 212
13/03/1978	02/04/1978	0,320	1 147 548	386 610	27/04/1978	24/05/1978	0,320	838 408	76 870
19/04/1979	28/04/1979	0,272	423 518	256 421	02/05/1979	13/05/1979	1,681	1 163 314	784 197
26/02/1980	07/03/1980	0,449	877 974	361 496	23/03/1980	04/04/1980	0,801	650 007	133 529
02/03/1981	21/03/1981	0,094	153 195	67 748	20/05/1981	13/06/1981	0,094	119 883	34 436
06/02/1982	17/02/1982	0,642	527 810	356 806	28/05/1982	08/06/1982	0,431	194 403	26 601
19/02/1983	13/03/1983	0,320	1 869 988	519 733	06/04/1983	01/05/1983	0,320	1 891 246	540 990
18/01/1984	07/02/1984	2,942	1 455 859	1 242 931	18/02/1984	06/03/1984	2,252	6 592 988	6 805 916
24/02/1985	09/03/1985	2,790	2 596 025	1 241 758	26/03/1985	08/04/1985	2,475	705 513	648 704
20/02/1986	17/03/1986	0,200	259 101	96 736	25/03/1986	18/04/1986	0,320	995 979	833 614
18/01/1987	27/01/1987	2,166	1 809 264	932 873	07/03/1987	21/03/1987	2,494	1 365 774	489 383
22/02/1988	07/03/1988	1,018	793 229	385 717	13/03/1988	04/04/1988	0,430	769 188	361 676
25/02/1989	14/03/1989	0,800	879 435	648 613	31/03/1989	17/09/1989	0,320	86 089	144 724
08/01/1990	23/01/1990	2,024	529 371	477 087	25/01/1990	13/02/1990	0,632	785 429	729 144
13/01/1991	22/01/1991	1,208	951 090	459 110	05/04/1991	19/04/1991	3,148	2 586 772	2 094 743
10/03/1992	22/03/1992	0,851	756 813	410 859	16/04/1992	27/04/1992	1,956	1 476 910	1 121 956
04/03/1993	12/03/1993	1,442	943 443	308 892	14/03/1993	25/03/1993	1,126	1 025 191	390 640
27/01/1994	04/02/1994	1,284	988 715	586 186	11/02/1994	22/02/1994	3,450	1 541 504	1 138 975

03/03/1995	17/03/1995	2,037	201 870	117 528	20/03/1995	31/03/1995	3,670	1 580 227	1 495 885
20/02/1996	04/03/1996	3,138	3 366 880	501 353	06/03/1996	19/03/1996	2,360	1 062 177	1 803 350
11/12/1997	18/12/1997	0,451	58 548	55 479	23/12/1997	31/12/1997	1,300	549 938	663 965
06/11/1998	13/11/1998	0,145	25 402	15 940	16/11/1998	23/11/1998	1,143	491 081	481 618
10/12/1999	16/12/1999	0,077	53 160	16 691	18/12/1999	25/12/1999	0,360	291 896	255 427
14/01/2000	18/01/2000	0,328	162 822	47 910	20/01/2000	23/01/2000	0,428	100 392	14 520
24/01/2001	28/01/2001	0,232	144 730	61 612	06/02/2001	15/02/2001	1,440	425 320	342 202
15/01/2002	19/01/2002	0,154	23 626	10 204	21/01/2002	24/01/2002	0,048	4 581	8 842

*Tableau 36 : Tableau récapitulatif de l'estimation de la recharge des eaux souterraines du SBV de Oued Melah.*

Période de récession		Récession # 1			Période de récession		Récession # 2		Recharge
		$Q_0$	$Q_{tp}$	$Q_a$			$Q_0$	$Q_{tp}$	
Début	Fin	[m <sup>3</sup> /s]	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>	Début	Fin	[m <sup>3</sup> /s]	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>
17/03/1973	07/04/1973	13,013	15 254 371	10 292 961	25/04/1973	28/05/1973	6,793	11 921 572	6 960 162
19/03/1974	11/04/1973	1,600	2 483 017	1 060 957	12/05/1974	18/06/1974	1,275	3 483 149	2 061 089
24/02/1975	12/03/1975	7,406	6 707 478	4 126 488	05/04/1975	21/04/1975	3,132	5 170 314	2 589 324
25/02/1976	12/03/1976	3,850	4 118 865	2 678 852	13/04/1976	29/04/1976	5,970	7 412 795	5 972 782
16/02/1977	10/03/1977	2,382	5 386 049	4 027 143	04/05/1977	23/05/1977	2,770	3 453 895	2 094 989
13/03/1978	06/04/1978	3,100	6 814 992	3 323 787	04/05/1978	03/06/1978	1,986	8 090 701	4 599 496
08/03/1979	01/04/1979	4,227	11 415 976	6 123 122	14/05/1979	30/05/1979	2,884	3 463 447	1 829 407
01/01/1980	14/01/1980	0,692	1 591 713	456 736	16/01/1980	11/02/1980	0,902	3 589 330	2 454 352

06/04/1981	17/04/1981	2,904	4 658 909	1 632 257	24/04/1981	04/05/1981	2,448	3 700 102	673 451
07/04/1982	25/04/1982	5,431	4 091 497	2 037 634	29/04/1982	13/05/1982	6,230	4 177 784	2 123 321
15/04/1983	22/05/1983	1,563	5 381 328	3 257 150	26/05/1983	13/06/1982	2,296	5 419 200	3 295 022
24/01/1984	15/02/1984	16,502	9 341 984	6 136 062	23/02/1984	17/03/1984	18,120	20 860 296	17 654 374
30/01/1985	18/02/1985	14,840	9 102 177	6 544 064	22/02/1985	19/03/1985	8,272	7 958 884	5 400 772
25/02/1986	17/03/1986	1,074	1 830 803	671 197	10/04/1986	29/04/1986	1,762	3 765 509	2 605 903
08/01/1987	27/01/1987	16,067	13 739 560	8 210 859	29/01/1987	15/02/1987	6,809	8 271 239	2 742 538
14/02/1988	24/02/1988	1,078	2 093 781	752 488	08/04/1988	20/04/1988	0,971	1 095 528	245 765
01/04/1989	27/04/1989	1,598	2 236 982	954 213	05/05/1989	30/05/1989	1,670	1 987 853	705 085
04/11/1990	23/11/1990	1,510	1 479 529	749 378	25/11/1990	07/12/1990	2,324	2 117 914	1 387 764
29/04/1991	10/05/1991	4,047	9 904 206	3 190 588	19/05/1991	30/05/1991	2,324	6 036 551	677 066
09/05/1992	27/05/1992	4,350	7 974 166	3 855 149	12/06/1992	13/07/1992	3,490	6 037 069	1 918 052
16/03/1993	24/03/1993	4,080	6 003 954	2 252 439	01/04/1993	16/04/1993	4 ,613	7 663 941	3 912 425
03/01/1994	16/01/1994	7 ,585	4 612 678	3 459 854	24/01/1994	22/02/1994	5 ,503	10 251 991	9 098 167
06/01/1995	28/01/1995	2,780	5 758 777	3 460 522	20/02/1995	16/03/1995	3,913	8 422 467	6 124 712
25/03/1996	05/04/1996	6,678	5 295 647	3 700 235	20/04/1996	27/04/1996	8,140	8 139 849	6 544 437
02/03/1997	23/03/1997	4,560	1 174 424	223 196	28/04/1997	17/05/1997	5,022	2 086 877	1 235 659
08/02/1998	21/02/1998	4,175	7 861 932	5 534 831	03/03/1998	11/03/1998	4,788	5 052 440	325 393
06/01/1999	14/01/1999	3,913	4 989 664	2 089 478	06/03/1999	16/03/1999	4,263	7 277 659	4 377 473
01/01/2000	17/01/2000	0,585	133 706	104 281	27/01/2000	12/01/2000	1,425	565 323	535 898
15/04/2001	26/04/2001	1,454	2 133 954	544 650	29/04/2001	08/05/2001	1,310	1 324 809	264 495
19/11/2002	27/11/2002	0,378	367 844	131 988	13/12/2002	22/12/2002	2,412	2 325 580	2 089 625
23/02/2003	03/03/2003	6,425	8 446 540	1 954 511	11/03/2003	20/03/2003	7,605	8 710 999	2 218 970

**Tableau 37 :** Tableau récapitulatif de l'estimation de la recharge des eaux souterraines du SBV de Oued Ressoul.

Période de récession		Récession # 1			Période de récession		Récession # 2		Recharge
		$Q_0$	$Q_{tp}$	$Q_a$			$Q_0$	$Q_{tp}$	$R$
Début	Fin	[m <sup>3</sup> /s]	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>	Début	Fin	[m <sup>3</sup> /s]	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>
08/01/1973	22/01/1973	0,287	414 642	235 311	03/02/1973	17/02/1973	0,213	1 077 397	898 066
19/03/1974	30/03/1974	0,046	110 455	36 136	28/04/1974	14/05/1974	0,054	48 590	125 728
21/02/1975	19/03/1975	0,480	391 969	311 944	02/04/1975	05/05/1975	0,209	328 166	248 142
16/02/1976	10/03/1976	0,496	867 211	589 229	19/03/1976	11/04/1976	1,588	1 377 544	453 166
18/01/1977	28/01/1977	0,444	730 015	138 532	01/02/1977	15/02/1977	0,384	1 044 649	453 166
13/02/1978	28/03/1978	0,724	1 720 403	1 360 770	16/04/1978	31/05/1978	0,500	859 626	499 994
12/03/1979	09/04/1979	0,474	867 461	636 774	26/04/1979	04/06/1979	0,870	942 686	711 998
07/04/1980	13/04/1980	0,749	918 601	591 634	25/04/1980	04/05/1980	0,613	672 311	417 212
08/02/1981	24/02/1981	1,427	1 315 453	694 511	27/02/1981	15/03/1981	1,100	1 321 315	700 373
01/04/1982	14/04/1982	0,873	938 801	608 896	22/04/1982	12/05/1982	0,595	754 218	424 312
14/02/1983	15/03/1983	0,271	816 947	461 465	01/04/1983	02/05/1983	0,271	428 294	72 811
25/02/1984	13/03/1984	1,801	706 693	555 665	15/03/1984	24/03/1984	2,549	1 629 939	1 478 911
20/01/1985	11/02/1985	1,835	2 573 853	1 911 007	16/02/1985	10/03/1985	0,905	1 668 711	1 005 865
12/02/1986	17/03/1986	0,177	286 836	198 440	23/03/1986	25/04/1986	0,336	597 917	509 521
28/02/1987	14/03/1987	3,054	6 125 526	1 396 517	15/03/1987	29/03/1987	2,820	15 674 147	10 945 137
03/04/1988	21/04/1988	2,934	4 321 665	1 093 416	23/04/1988	09/05/1988	2,043	14 782 048	8 731 055
12/03/1989	07/04/1989	0,121	263 613	71 533	09/04/1989	27/04/1989	0,108	569 792	337 711
06/01/1990	27/01/1990	0,714	578 209	2 734 50	31/01/1990	16/03/1990	0,500	876 085	571 327
01/01/1991	17/01/1991	0,920	467 735	407 013	18/01/1991	03/02/1991	0,434	325 767	265 045

07/05/1992	26/05/1992	0,264	369 564	223 085	01/06/1992	19/06/1992	0,307	447 178	300 698
13/03/1993	24/03/1993	0,278	633 335	216 224	02/04/1993	15/04/1993	0,249	489 915	72 804
12/01/1994	17/01/1994	0,368	988 715	586 186	27/01/1994	03/02/1994	0,392	650 485	397 719
06/02/1995	17/02/1995	0,292	587 882	221 643	06/04/1995	18/04/1995	0,235	589 047	222 808
07/03/1996	16/03/1996	1,280	855 838	275 284	22/03/1996	30/03/1996	0,717	695 312	114 758
11/01/1997	25/01/1997	1,136	631 590	517 511	03/02/1997	27/02/1997	3,122	1 983 674	1 972 808
14/12/1998	22/12/1998	0,143	88 119	30 285	25/12/1998	31/12/1998	1,030	297 678	239 843
12/04/1999	19/04/1999	0,292	484 173	48 031	22/04/1999	29/04/1999	0,292	587 120	150 978
14/01/2000	26/01/2000	1,208	629 366	351 139	28/01/2000	05/02/2000	1,541	1 657 049	1 378 822
20/04/2001	27/04/2001	0,097	31 551	17 296	04/05/2001	13/05/2001	0,075	168 696	154 441
29/11/2002	06/12/2002	0,549	62 776	33 312	11/12/2002	26/12/2002	0,336	420 051	390 587

**ANNEXE B**

***PUBLICATIONS & COMMUNICATIONS***

**PUBLICATIONS ISSUES DE CE TRAVAIL :**

1. **S. Berhail**, L.Ouerdachi and H. Boutaghane, 2012. The use of the recession index as indicator for components of flow. Energy Procedia, Vol. 18, pp.741– 750.
2. **Berhail, S.**, Ouerdachi, L. and Keblouti, M, 2014. Combination of two evolutionary methods for groundwater recharges estimation in semi-arid regions, Northeastern Algeria. International Journal of Water, Vol. X, No. Y, pp.xxx–xxx.

**COMMUNICATIONS DANS DES CONFERENCES INTERNATIONALES :**

1. **S. Berhail**, L. Ouerdachi and H. Boutaghane, 2011: The use of the recession index as indicator for components of flow. The 3rd Edition of the international congress waters, Waste and Environment (EDE3): Fez-Morocco 21-23 November 2011
2. **Berhail. S**, Ouerdachi. L, Keblouti. M, 2012 : Comparaison de trois méthodes de calcul du coefficient de récession des cours d'eau. 6ème Conférence Internationale sur les ressources en eau dans le bassin méditerranéen 10–12 Octobre 2012, Sousse, Tunisie.
3. **Sabri Berhail**, Lahbassi Ouerdachi, and Mehdi Keblouti, 2012: Estimating of groundwater recharge using MRC techniques and Meyboom method. A case study: Seybouse watershed, Algeria. REZAS'12 on "Water resources in the arid and semi-arid regions: challenges and prospects. Case of the African continent", 14-16 November 2012, Beni Mellal, Morocco.
4. **Sabri Berhail**, Lahbassi Ouerdachi, and Mehdi Keblouti, 2012: Automated method for hydrograph separation based on the master recession curve. IWTC17" Seventeenth International Water Technology Conference", Istanbul, 5-7 November 2013.

**ANNEXE C**

**PROGRAMMES MATLAB**

## ❖ Ajustement des courbes de tarissement par les modèles de régression

## ✚ Algorithme d'ajustement - écrit en Matlab ©

```

% algo de separation en segment
debit1 = [];
date3 = [];
x = 100;

k = 1
while (k <= length(debit)-1)
    if ( (debit(k+1) > debit(k)) || (date2(k+1) > (date2(k)+7)) )
        debit1 = [debit1;debit(k);debit(k+1);x];
        date3 = [date3;date2(k);date2(k+1);x];
        k = k+2;
    else
        debit1 = [debit1;debit(k)];
        date3 = [date3;date2(k)];
        k = k+1;
    end
end

debit1 = [debit1;x];
date3 = [date3;x];

% le tri de chaque segment par rapport au débit
ind = find(debit1==x);
a = zeros(1,length(ind));
b = zeros(1,length(ind));
r = zeros(1,length(ind));

seg = [];
dat = [];
h = 1;
for k=1:length(debit1)
    if debit1(k)~=x
        seg = [seg;debit1(k)];
        dat = [dat;date3(k)];
    else
        % tri
        [s,q] = sort(seg);
        d = dat(q);

        segtri = fliplr(s);
        dattri = fliplr(d);

        % conversion date debute par zéro
        dattri = dattri-dattri(1);

        % calcul de slope (b) et intercept (a)

```

```

    % y = a + bx;
    b(h) = sum((dattri-mean(dattri)).*(segtri-mean(segtri)))/sum((dattri-
mean(dattri)).^2);
    a(h) = mean(segtri) - b(h)*mean(dattri);

    % calcul de y^
    segchap = a(h) + b(h)*dattri;

    % calcul de coef de determination R2
    Tss = sum((segtri-mean(segtri)).^2);
    Rss = sum((segchap-mean(segtri)).^2);

    r(h) = Rss/Tss;

    h = h+1;

    seg = [];
    dat = [];
end
end

% plot de dernier segment
figure,plot(dattri,segtri,dattri,segchap);
legend('debit reel','debit estime');
msg1 = sprintf('y = %f + x%f',a(end),b(end));
msg2 = sprintf('coef determination = %f',r(end));
gtext(msg1);
gtext(msg2);

```

## ❖ La méthode de la transformation en ondelette (Wavelet transform)

### 🚦 Algorithme de décomposition du signal de l'hydrogramme de crue - écrit en Matlab ©

```

load freqbrk;
signal = freqbrk;

lev = 5;
wname = 'db1';
nbcoll = 64;
[c,l] = wavedec(signal,lev,wname);

len = length(signal);
cfd = zeros(lev,len);
for k = 1:lev
    d = detcoef(c,l,k);
    d = d(:)';
    d = d(ones(1,2^k),:);
    cfd(k,:) = wkeep1(d(:)',len);
end
cfd = cfd(:);
I = find(abs(cfd)<sqrt(eps));
cfd(I) = zeros(size(I));
cfd = reshape(cfd,lev,len);
cfd = wcodemat(cfd,nbcoll,'row');

```

```

set(subplot(3,1,1),'Xtick',[]);
plot(signal,'r');
title('Analyzed signal. ');
set(gca,'Xlim',[1 length(signal)])
subplot(3,1,2);
colormap(cool(128));
image(cfd);
tics = 1:lev;
labs = int2str(tics');
set(gca,...
    'YTickLabelMode','manual','Ydir','normal', ...
    'Box','On','Ytick',tics,'YTickLabel',labs ...
);
title('Discrete Transform, Hydrogramme. ');
ylabel('Level');
set(subplot(3,1,2),'Xtick',[]);
subplot(3,1,3);
scales = (1:32);
cwt(signal,scales,wname,'plot');
colormap(cool(128));
tt = get(gca,'Yticklabel');
[r,c] = size(tt);
yl = char(32*ones(r,c));
for k = 1:3:r , yl(k,:) = tt(k,:); end
set(gca,'Yticklabel',yl);

```

#### ✚ Algorithme d'extremum - écrit en Matlab © pour calculer la constante de récession K

```

figure, plot(T,D);

% a = (0.5, 120)
% b = (7, 530)

DD = diff(D);
figure, subplot(211),plot(T,D),
    %hold on;
    %plot(0.5,120,'*r',7,530,'*r'),
    subplot(212),plot(T(1:end-1),DD),

    % extremum
    ind1 = 0;
    extr = [];
    for k=2:length(DD)-1
        if (DD(k)-DD(k-1))*(DD(k)-DD(k+1)) > 0
            extr = [extr,k];
            ind1 = ind1+1;
        end
    end
end

vextr = DD(extr);
vd = D(extr);
figure,subplot(211),plot(DD),hold on,plot(extr,vextr,'*r'),
    subplot(212),plot(T,D,'k--'),hold on,plot(T(extr),vd,'or');

```