

République Algérienne démocratique et Populaire  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
UNIVERSITE ABOUBAKR BELKAID – TLEMCEN

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et Sciences de la  
Terre et de l'Univers



## Département d'Ecologie et Environnement

Laboratoire d'Ecologie et Gestion des Ecosystèmes Naturels

### THESE

Présentée par

**BENDAOU D Amina**

*En vue de l'obtention du*

### Diplôme de Doctorat LMD

**En Ecosystème Aquatique : Biodiversité, Fonctionnement et Anthropisation**

### Thème

**Evaluation du colmatage des sédiments hyporhéiques du lit des  
oueds du nord-ouest d'Algérie**

Soutenu le /\_\_/\_\_\_\_, devant le jury composé de :

Présidente	Mme TALEB Amina	Professeur	Université de Tlemcen
Directrice de Thèse	Mme BELAIDI Nouria	Professeur	Université de Tlemcen
Examineur	Mr BOUANANI Abderazek	Professeur	Université de Tlemcen
Examineur	Mr HASSANI Moulay Idriss	Professeur	Université d'Oran
Examineur	Mr MAZOUR Mohammed	Professeur	Université d'Aïn Témouchent

Année universitaire 2022 - 2023

## AVANT-PROPOS

Ces travaux de thèse se sont déroulés au sein de l'équipe de recherche « Hydrobiologie et hydro botanique de Tlemcen ».

En premier lieu, mes remerciements vont à Mme **Belaidi Nouria** du laboratoire LECGEN de l'université de Tlemcen qui a accepté avec enthousiasme de diriger cette thèse. Je tiens à la remercier également pour son soutien infailible, et les moments toujours agréables qui ont été pour moi enrichissants tant sur le plan scientifique que personnel sans oublier qu'elle est l'une de mes premières professeurs de l'hydrobiologie.

Je remercie également les membres du jury qui ont accepté de juger ce travail : Mme Taleb Amina Professeur et Enseignante Chercheur, laboratoire LECGEN de l'université de Tlemcen.

Un merci particulier à Mme Taleb Amina (Professeur et Enseignante Chercheur, LECGEN de l'université de Tlemcen) pour ses nombreux conseils. Je tiens aussi à remercier Mr Abderazek BOUANANI, Mr Moulay Idriss HASSANI et Mr Mohamed MAZOUR pour l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant d'être dans mon jury de thèse.

Je remercie l'ensemble du personnel de l'ANRH Oran, d'avoir mis à notre disposition les données nécessaires pour accomplir cette thèse.

Mes vifs remerciements vont aussi à Mme Claire Tarring pour le perfectionnement du texte anglais de l'article.

Je remercie également collègues et amis qui, au quotidien, ont apporté leur contribution au bon déroulement de mon travail de thèse. Merci à Zettam Amine, Zenagui Ibrahim, Benkebil Zeyneb. Ils ont été toujours disponibles pour aider à clarifier mes interrogations ;

Je tiens à remercier également Haddou Karima avec qui j'ai partagé mes journées de terrain et aussi mes prélèvements hyporhéiques.

Merci à Mme Bekkouche Assia et Mme Larabi Hadjira qui n'ont pas cessé de me conseiller et m'encourager. Que Dieu les protège et leurs offre la chance et le bonheur.

Merci à Mme Bourabeh Ismahane et Melle Zakia du laboratoire Génie mécanique faculté des sciences université de Tlemcen qui m'ont beaucoup aidé dans la mesure de la conductivité hydraulique du sol.

D'ailleurs, je remercie chaleureusement mes chers parents qui m'ont soutenu affectueusement durant ce long périple, à leurs yeux interminable. Je les remercie sincèrement pour leurs sacrifices et leurs encouragements

A mes chères sœurs

A mes chers frères

A ma belle soeur

A tous ce qui m'aiment

*Je remercie tous ceux qui m'ont soutenu avec un conseil, un sourire ou une parole.*

*A ma petite princesse Malak*

## Table des matières

<b>Introduction générale.....</b>	<b>01</b>
<b>Chapitre 1 : Etude bibliographique</b>	
<i>1- 1 Les sédiments.....</i>	<i>05</i>
<i>1-2 L'érosion, le transport et la sédimentation des sédiments.....</i>	<i>05</i>
<i>1-3 Rôle de la géomorphologie et des crues dans la dynamique sédimentaire.....</i>	<i>07</i>
<i>1-4 Dépôt et infiltration des particules transportés dans la zone hyporhéique.....</i>	<i>08</i>
<i>1-5 Les changements dans la granulométrie des sédiments hyporhéiques.....</i>	<i>09</i>
<i>1-6 La conductivité hydraulique et la perméabilité des sédiments.....</i>	<i>10</i>
<i>1-7 Rôle de la perméabilité des sédiments dans le contrôle de l'échange d'eau et le transport des nutriments entre l'eau courante et l'eau souterraine.....</i>	<i>11</i>
<i>1-8 Le colmatage des sédiments hyporhéiques.....</i>	<i>12</i>
<i>1-9 Les conséquences écologiques du colmatage.....</i>	<i>14</i>
<b>Chapitre 2 : Milieu physique</b>	
<i>2.1 Présentation du bassin versant.....</i>	<i>16</i>
<i>2.1.1 Réseaux hydrographique.....</i>	<i>16</i>
<i>2.1.2 Les caractéristiques générales des sous bassins de la Tafna et ses affluents.....</i>	<i>16</i>
<i>2.2 Climatologie régionale.....</i>	<i>19</i>
<i>2.2.1 Les précipitations.....</i>	<i>19</i>
<i>2.2.2 Les températures.....</i>	<i>20</i>
<i>2.2.3 Diagramme ombrothermiques de Bagnouls et Gaussen.....</i>	<i>21</i>
<i>2.3 Hydrologie.....</i>	<i>22</i>
<i>2.4 Barrages.....</i>	<i>23</i>
<i>2.5 Occupation du sol.....</i>	<i>24</i>
<i>2.6 L'érosion.....</i>	<i>25</i>
<i>2.7 Activité anthropique.....</i>	<i>26</i>
<i>2.8 Description des stations d'étude.....</i>	<i>26</i>
<b>Chapitre 3 : Matériels et méthodes</b>	
<i>3.1 Echantillonnage.....</i>	<i>31</i>
<i>3.1.1 Prélèvement des échantillons.....</i>	<i>31</i>
<i>3.1.1.1 Milieu superficiel.....</i>	<i>31</i>
<i>3.1.1.2 Milieu hyporhéique.....</i>	<i>31</i>
<i>3.1.1.2.1 Prélèvement des sédiments.....</i>	<i>31</i>
<i>3.1.1.2.2 Prélèvement de l'eau hyporhéique.....</i>	<i>32</i>
<i>3.1.2 Conservation des échantillons.....</i>	<i>32</i>
<i>3.1.3 Mesures sur le terrain.....</i>	<i>32</i>
<i>3.2 Mesures de laboratoire.....</i>	<i>33</i>
<i>3.2.1 Teneur en matière en suspension (MES).....</i>	<i>33</i>
<i>3.2.2 Turbidité.....</i>	<i>34</i>
<i>3.2.3 Analyse granulométrique.....</i>	<i>34</i>
<i>3.2.4 Teneur en matières organiques des sédiments par calcination <math>C_{MOC}</math>.....</i>	<i>36</i>
<i>3.2.5 Conductivité hydraulique.....</i>	<i>37</i>
<i>3.2.6 Traitement statistique des données.....</i>	<i>39</i>
<i>3.2.6.1 Analyses de variance et tests non paramétriques.....</i>	<i>39</i>
<i>3.2.6.2 Analyse en composantes principales (ACP).....</i>	<i>39</i>
<i>3.2.6.2.1 Analyse discriminante.....</i>	<i>40</i>
<i>Corrélation de Pearson.....</i>	<i>40</i>

## Chapitre 4 : Résultats et Interprétations

<b>4.1 Débit</b> .....	42
<b>4.2 Qualité physico chimique de l'eau de surface et de l'eau hyporheique</b> .....	43
<b>4.3 Répartition spatio-temporelle de la turbidité selon un gradient amont-aval</b> ....	47
<b>4.4 Variabilité des Matières En Suspension</b>	
4.4.1 Variabilité des MES selon un gradient amont-aval .....	48
4.4.2 Variabilité des MES en fonction du débit.....	49
<b>4.5 Distribution granulométrique des sédiments hyporheiques</b> .....	51
4.5.1 Variation spatio-temporelle des éléments grossiers ( $\varnothing > 2\text{mm}$ ).....	51
a) Variation amont/aval .....	51
b) Variation des fractions granulométriques ( $\varnothing > 2\text{mm}$ ) (par sous bassin) .....	52
4.5.2 Evolution spatio-temporelle des fractions granulométriques ( $\varnothing < 2\text{mm}$ ).....	53
a) Evolution amont/aval .....	53
b) Evolution Seuil-Mouille .....	54
c) Evolution longitudinale des fractions granulométriques (par station) dans le cours d'eau principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly.....	55
<b>4.5.3 Répartition spatio-temporelle de la matière organique des sédiments</b> .....	58
a) selon un gradient amont-aval .....	58
b) Evolution Seuil-Mouille.....	59
c) Evolution longitudinale de la matière organique des sédiments (par station) dans le cours d'eau principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly .....	59
<b>4.6 Evolution spatio-temporelle de la conductivité hydraulique</b> .....	61
4.6.1 A l'échelle du bassin versant.....	61
4.6.2 A l'échelle seuil-mouille .....	62
4.6.3 Evolution spatio-temporelle de la conductivité hydraulique dans les sous bassins.....	62
4.6.4 Evolution longitudinale de la conductivité hydraulique (par station) dans le cours d'eau principal de la Tafna et ses affluents Isser et Chouly.....	64
4.6.5 Corrélation entre la conductivité hydraulique et les fractions granulométrique ...	64
<b>4.7 Analyse mutivariable : Les paramètres influençant la conductivité hydraulique</b> ..	65
4.7.1 Analyse en composantes principales (ACP).....	66
4.7.2 Analyse discriminante.....	68
<b>Discussion générale</b> .....	72
<b>Conclusion générale</b> .....	77
<b>Bibliographie</b> .....	80

## **Résumé :**

Les perturbations naturelles et anthropiques augmentent l'apport de particules fines et leur accumulation subséquente dans les sédiments du lit des cours d'eau. Le colmatage des sédiments du lit des cours d'eau est causé par l'infiltration de particules fines en profondeur, réduisant la conductivité hydraulique (K) et l'écoulement hyporhéique.

La distribution granulométrique et le K vertical du lit du cours d'eau ont été estimés mensuellement entre février 2013 et avril 2014 à l'aide d'échantillons de sédiments hyporhéiques prélevés de dix stations sélectionnées le long de l'oued Tafna le cours principal du bassin versant et ses affluents Isser et Chouly, afin d'étudier les variations spatio-temporelles et les variables influençant la conductivité hydraulique. Pendant les hautes eaux, la partie en amont du bassin avait une teneur en sable grossier significativement plus élevée (86.67 %), avec K mesuré comme étant trois fois plus élevé qu'en aval (14.65 m/jour). Pendant les étiages, il y avait beaucoup plus de particules fines (argile et limon) en aval, qui étaient négativement corrélées avec K. Les augmentations d'argile et de limon étaient la principale cause de colmatage des sédiments dans la partie aval du bassin versant. Cependant, l'ACP intra-groupe a montré que la géomorphologie n'avait pas d'influence significative sur le colmatage des sédiments hyporhéiques. Cette étude a démontré que le processus de colmatage des sédiments du lit des cours d'eau était influencé par l'accumulation de particules fines et de matière organique, ce qui contribuait de manière significative au colmatage de la zone hyporhéique en aval, diminuant ainsi la conductivité hydraulique malgré la géomorphologie dominante

Mots-clés : Bassin versant. Hyporhéique. Granulométrie. Conductivité hydraulique. Échanges. Tafna. Nord-Ouest algérien.

## **Abstract**

Natural and anthropogenic disturbances increase the input of fine particles and their subsequent accumulation in streambeds sediment. The clogging of streambeds sediment is caused by the infiltration of fine particles at depth, reducing hydraulic conductivity (K) and hyporheic flow.

The grain size distribution and the vertical K of the stream were estimated monthly between February 2013 and April 2014 using hyporheic sediment samples collected from ten selected stations along the Tafna river the main course of the catchment and its Isser and Chouly tributaries, in order to investigate spatiotemporal variations and the variables influencing hydraulic conductivity. During the wet season, the upstream part of the catchment had significantly higher coarse sand content (86.67 %), with K measured to be three times greater than downstream (14.65 m/jour). During low flow periods, there were significantly more fine particles (clay and silt) downstream, which were negatively correlated with K. Increases in clay and silt were the main cause of sediment clogging in the downstream part of catchment. However, within-group PCA showed that geomorphology had no significant influence on hyporheic sediment clogging. This study demonstrated that the process of streambed sediment clogging was influenced by the accumulation of fine particles and organic matter, which significantly contributed to the clogging of the downstream hyporheic zone, thus decreasing hydraulic conductivity despite prevailing geomorphology.

**Keywords :** Watershed. Hyporheic. Grain-size. Hydraulic conductivity. Trades. Tafna. North-West Algeria.

## ملخص

الاضطرابات الطبيعية والبشرية المنشأ تزيد من مدخل الجسيمات الدقيقة وتراكمها اللاحق في رواسب مجاري الأنهار . ينتج انسداد رواسب مجاري المياه عن تسرب الجسيمات الدقيقة في العمق ، مما يقلل من التوصيل الهيدروليكي (K) والتدفق الناقص .

تم تقدير توزيع حجم الحبوب و التوصيل الهيدروليكي K طبقة المياه الجوفية بين فبراير 2013 وأبريل 2014 باستخدام عينات الرواسب الجوفية التي تم جمعها في عشر محطات مختارة على إمتداد واد تافنة ، المجرى الرئيسي لمستجمع المياه وروافده وادي يسر ووادي الشولي ، من أجل التحقيق في التغيرات الزمانية المكانية والمتغيرات التي تؤثر على التوصيل الهيدروليكي .خلال موسم الأمطار ،بالنسبة للجزء العلوي من مستجمعات المياه يحتوي على نسبة عالية من الرمل الخشن ( 86.67 % ) حيث تم قياس K ليكون أكبر بثلاث مرات من المصب (14.65 m/jour) .خلال فترات التدفق المنخفض ، كانت هناك جزيئات دقيقة أكثر (الطين والطيني) في اتجاه مجرى النهر ، والتي كانت مرتبطة سلباً مع K كانت الزيادات في الطين والطيني السبب الرئيسي لانسداد الرواسب في الجزء السفلي من مستجمعات المياه .ومع ذلك ، كشف تحليل المكونات الرئيسية (ACP) داخل المجموعة أن الجيومورفولوجيا ليس لها تأثير كبير على انسداد الرواسب الجوفية . أظهرت هذه الدراسة أن عملية انسداد رواسب مجرى النهر قد تأثرت بتراكم الجزيئات الدقيقة والمواد العضوية ، مما ساهم بشكل كبير في انسداد المنطقة تافنة المنخفضة ، وبالتالي تقليل التوصيل الهيدروليكي على الرغم من الجيومورفولوجيا السائدة.

**الكلمات المفتاحية:** مستجمعات المياه . شبه الجوفية . قياس الحبيبات . النفاذية . مبادلات . شمال غرب الجزائر .

## Liste des Figures

<b>Fig 1:</b> Facteurs influençant la rétention des particules fines par le lit des cours d'eaux (Bunke 1999).....	07
<b>Fig2:</b> Les connexions longitudinales, transversales et verticales remplissent différentes fonctions.....	09
<b>Fig3:</b> Mouvements d'eau à plusieurs échelles entre la surface et la zone hyporhéique. (Gayraud et al. 2001.....	11
<b>Fig 04 :</b> Les problèmes du colmatage du lit des cours d'eau : une réflexion pluridisciplinaire sur les mécanismes, les causes, les impacts et les enjeux de gestion (Geraldene et al. 2017)..	13
<b>Fig5 :</b> Réseau hydrographique du bassin versant de la Tafna avec la localisation des stations d'étude.....	18
<b>Fig 6:</b> Evolution des précipitations moyennes mensuelles durant la période 2003-2013 dans les stations de Béni Bahdel, Zénata et Maghnia.....	20
<b>Fig 7:</b> Evolution de la température moyenne mensuelle durant la période 2003-2013 dans les stations de Béni Saf, Zénata et Maghnia.....	21
<b>Fig 8 :</b> Diagramme ombrothémique de Bagnouls et Gausson (2003-2013).....	22
<b>Fig 9:</b> Occupation du sol de quelques sous bassins du bassin versant de la Tafna (Land-Use Map. 2017).....	25
<b>Fig10:</b> Photographies des différentes stations d'échantillonnage du bassin versant de la Tafna.....	29
<b>Fig 11 :</b> Mesure de la conductivité hydraulique par la loi de Darcy (ASTM D2434).....	38
<b>Fig 12:</b> Variation du débit mensuel moyen de la rivière Tafna aux quatre stations de jaugeage de septembre 2012 à août 2014 (ANRH).....	43
<b>Fig13:</b> Variations spatio-temporelles des valeurs moyennes ( $\pm$ SD) de la température, l'oxygène dissous, le pH et la conductivité électrique de l'eau hyporhéique( <b>HE</b> : Hautes eaux, <b>ET</b> : Etiage).....	46
<b>Fig14:</b> Variations spatio-temporelles des valeurs moyennes ( $\pm$ SD) de la température, l'oxygène dissous, le pH et la conductivité électrique de l'eau de surface ( <b>HE</b> : Hautes eaux, <b>ET</b> : Etiage).....	47
<b>Fig 15 :</b> Variation spatio-temporelles des valeurs moyennes ( $\pm$ SD) de la turbidité de l'eau de surface selon un gradient amont-aval, au cours des hautes eaux ( <b>HE</b> ) et des étiages ( <b>ET</b> ).....	48
<b>Fig 16 :</b> Variations spatio-temporelles des MES de l'eau de surface (valeurs Moyennes $\pm$ SD) selon un gradient amont-aval, au cours des hautes eaux ( <b>HE</b> ) et des étiages ( <b>ET</b> ).....	48
<b>Fig 17 :</b> Variabilité mensuelle des MES dans les stations étudiées ( <b>HE</b> = hautes eaux, <b>ET</b> = étiage, <b>R</b> = coefficient de corrélation) en fonction du débit. ....	50
<b>Fig18:</b> Evolution spatio-temporelle des éléments grossiers ( $\varnothing > 2\text{mm}$ ) du lit du cours d'eau ( <b>HE</b> : Hautes eaux, <b>ET</b> : Etiage) .....	52
<b>Fig 19 :</b> Evolution spatio-temporelle des éléments grossiers ( $\varnothing > 2\text{mm}$ ) du lit du cours d'eau principal de la Tafna et ses affluents Isser et Chouly.....	53
<b>Fig20:</b> Evolution spatio-temporelle des fractions granulométriques des sédiments hyporhéique .( <b>HE</b> : Hautes eaux, <b>ET</b> : Etiage) .....	54
<b>Fig 21:</b> Variabilité des fractions granulométriques des sédiments hyporhéique entre seuil et mouille du bassin versant de la Tafna .( <b>HE</b> : Hautes eaux, <b>ET</b> : Etiage) .....	55
<b>Fig 22 :</b> Evolution longitudinale des fractions granulométriques dans le cours d'eau	

principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly.....	58
<b>Fig 23 :</b> Evolution spatio-temporelles de la matière organique dans le bassin versant de la Tafna selon un gradient amont-aval ( <b>HE</b> = hautes eaux, <b>ET</b> = étiage).....	58
<b>Fig 24:</b> Variabilité de la matière organique des sédiments hyporheique entre seuil et mouille du bassin versant de la Tafna .( <b>HE</b> : Hautes eaux, <b>ET</b> : Etiage) .....	59
<b>Fig 25 :</b> Evolution longitudinale de la matière organique dans le cours d'eau principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly.....	60
<b>Fig26 :</b> Répartition spatio-temporelle (amont-aval) de la conductivité hydraulique au cours de deux conditions hydrologiques. <b>HE</b> , hautes eaux; <b>ET</b> , Etiage; * : La différence entre l'amont et l'aval est significative à $\alpha = 0.05$ .....	61
<b>Fig 27 :</b> Répartition spatio-temporelle de la conductivité hydraulique. HE, hautes eaux; ET, Etiage; différence entre seuil amont et seuil aval et entre mouille amont et mouille aval significative à $\alpha = 0.05$ .....	62
<b>Fig 28:</b> Répartition spatio-temporelle de la conductivité hydraulique dans les 3 sous bassin. HE, hautes eaux;ET, basses eaux; différence significative à $\alpha = 0.05$ .....	63
<b>Fig 29 :</b> Evolution longitudinale de la conductivité hydraulique dans le cours d'eau principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly. Significative à $\alpha = 0.05$ .....	64
<b>Fig 30 :</b> Correlation entre K (m/jour) et les différentes fractions granulométriques à l'échelle amont /aval. Csa (sable grossier), FSa ( sable fin), CSi ( limon grossier) , FSi (limon fin), CL (argile). R= coefficient de corrélation.....	65
<b>Fig31:(a)</b> Ordination des stations à l'aide de l'analyse en composantes principales dans le plan F1-F2. Cercle gris =Seuil, cercle blanc=mouille ; (b)Évolution temporelle par rapport aux périodes hydrologiques : Haute eaux (HW) , Etiage (LW) ; (c) cercle de corrélation: Sable grossier (C Sa), Sable Fin (FSa), Limon Grossier (C Si), Limon Fin (F Si), Argile (CL), Oxygène dissous (DO), matière oraganique (OM), pluviométrie (P), débit (Q), turbidité (TU), Matière en suspension (SM), conductivité hydraulique (K), vitesse d'écoulement hyporheique (V).....	67
<b>Fig 32:</b> (a) Ordination des stations à l'aide de l'analyse en composantes principales dans le plan F1-F3. Cercle gris = Seuil, cercle blanc=mouille ; (b)Évolution temporelle par rapport aux périodes hydrologiques : Haute eaux (HW), Etiage (LW) ; (c) cercle de corrélation: Sable grossier (C Sa), Sable Fin (FSa), Limon Grossier (C Si), Limon Fin (F Si), Argile (CL), Oxygène dissous (DO), matière organique (OM), pluviométrie (P), débit (Q), turbidité (TU), Matière en suspension (SM), conductivité hydraulique (K), vitesse d'écoulement hyporheique (V).....	68
<b>Fig 33 :</b> Analyse discriminante. Projection des relevés factoriels sur le plan F1-F2, de l'ACP intra-groupe. A : effet spatiale.....	69
<b>Fig34:</b> ACP intra-groupe. Projection des relevés dans le plan F1-F3, A : effet spatiale S= seuil, M=mouille, B : effet temporel (périodes hydrologiques) HE= hautes eaux, ET= étiage.....	70
<b>Fig 35:</b> Carte des zones colmatées du bassin versant de la rivière Tafna : (a) matière organique et (b) conductivité hydraulique.....	75

## Liste des photos

<b>Photo 1.</b> Appareillage nécessaire pour mesurer la quantité de matières en suspension.....	33
<b>Photo 2.</b> Résidu de matières en suspension avant le séchage.....	34
<b>Photo 3.</b> L'ébullition de la suspension.....	36
<b>Photo 4.</b> Phénomène de sédimentation.....	36

## Liste des tableaux

<b>Tableau1</b> : Localisation et principales caractéristiques des oueds étudiées.....	27
<b>Tableau 2</b> : Correlation entre $\log_{10} K$ (m/jour) et le taux des particules granulométriques (%) des stations amonts, des stations aval, des seuils et des mouilles.....	66

# **Introduction générale**

**Introduction générale:**

Les processus d'érosion/sédimentation participent au fonctionnement des hydrosystèmes. Ainsi, le risque d'érosion des sols est inclus comme un indicateur de la charge des sédiments livrés aux cours d'eau (Stewardson et *al.* 2016). La taille, la forme, la porosité et la conductivité hydraulique caractérisent les sédiments du lit d'un cours d'eau et correspondent à des interactions entre l'érosion, le transport et le dépôt. L'accumulation de sédiments fins représente fréquemment le premier facteur de stress environnemental contribuant au colmatage des fonds caillouteux des cours d'eau. C'est un processus qui apparaît lorsque les particules fines augmentent et produisent une faible perméabilité. Cette dernière est influencée non seulement par les processus physiques, mais aussi par les changements morphologiques du lit (Veličković 2005). Ajouté à cela, le colmatage interstitiel, qui est induit par la sédimentation et l'infiltration de sédiments fins en profondeur. Les particules les plus grosses s'accumulent superficiellement ou dans les quelques premiers centimètres alors que les particules fines pénètrent un peu plus profondément (Gayraud et *al.* 2001), engendrant un gradient verticale de sédiments fins (Jobson et Carey, 1989). Leur pénétration en profondeur est influencée par la distribution de la taille granulométrique, la durée de leur transport et l'homogénéité des particules qui constituent l'armure (Brunke, 1999). Et représentent une contrainte majeure sur la conductivité hydraulique par conséquent la diminution de la vitesse d'écoulement hyporheïque ( Zhao et *al.* 2009; Schalchli, 1995). Ce qui réduit les échanges d'eau, d'oxygène et de nutriments entre le milieu superficiel et le milieu interstitiel et modifie les conditions de l'habitat pour les organismes (Wood and Armitage 1997; Capderrey et *al.* 2012; Schindler et *al.* 2013). De plus, elle aura pour effet de concentrer les matières organiques associés généralement aux sédiments fins (Schindler et *al.* 2012), en particulier durant la période des basses eaux prolongées (Schindler et *al.* 2012).

Xunhong (2000) montre que les échanges d'eau à l'interface eau de surface/eau souterraine se produisent sur une hiérarchie d'échelle spatiale, du bassin versant autour d'unités géomorphologiques bien identifiés (seuils et mouilles), dont l'alternance crée des mouvements d'eau au sein du lit (Gayraud et *al.* 2001). L'eau de surface s'infiltrer de manière localisée dans les faciès profonds en amont des radiers (zone d'infiltration), circule au sein des sédiments (zone à écoulement horizontal) avant de ressortir en aval (zone d'exfiltration). Ceci influence le degré de colmatage du fond des cours d'eau par l'accumulation de particules fines dans des pores induisant une réduction de la vitesse d'infiltration (Zhao et *al.* 2009).

Parmi les différents faciès d'écoulement, les mouilles sont connues pour stocker naturellement les sédiments fins et se colmater rapidement. Selon Schalchli (1992) et

Zhao *et al.* (2009), le colmatage minéral de la zone hyporhéique est plus important dans les 15 premiers centimètres du fond. Cette couche forme une barrière qui limiterait la pénétration des particules au-delà de 50 cm, zone de stockage de sédiments fins (Brunke, 1999).

Le colmatage de la zone hyporhéique constitue un stockage en profondeur des sédiments fins plus pérenne que le colmatage de surface qui est régulièrement soumis aux variations de débits et reprises sédimentaires ( Descloux *et al.* 2010). La taille des particules incriminées dans le colmatage de l'hyporhéique est inférieure à 0,063 mm.

Plusieurs études ont rapporté l'effet du colmatage des sédiments du lit sur les écoulements hyporhéiques, (Gayraud *et al.* 2002), la porosité et la perméabilité (Schalchli, 1992 ), en entraînant des perturbations dans les processus d'échanges avec la nappe (Danielopol, 1984) et le passage de l'activité microbienne aérobie vers l'anaérobiose (Nogaro , 2010). Le colmatage physique conduit également à une diminution de l'habitat interstitiel potentiel pour les invertébrés (Brunke et Gonser, 1997) et donc la productivité du peuplement.

De nombreuses questions se posent sur la dynamique spatiale et temporelle des sédiments en relation avec la géomorphologie et l'hydrologie ainsi que sur les problèmes d'évolution du système et la réversibilité des effets, lorsque les apports de sédiments fins sont accrus de manière importante.

Le comportement morphologique des bassins versants situés dans les régions semi-arides est complexe due à l'irrégularité spatio-temporelle des précipitations et les caractéristiques lithologique et géomorphologique propres aux bassins.

Dans un bassin méditerranéen, comme la Tafna, où le climat se distingue par des conditions particulières de périodes de crues et d'assèchement, l'écoulement connaît des formes extrêmes. Les sédiments transportés par le cours d'eau sont produits soit par ruissellements superficiels sur les versants soit arrachés du lit et des berges du cours d'eau en raison de son climat aride, de la présence de relief abrupt et de la pauvreté en végétation. Leur transport de l'amont vers l'aval dépendra des conditions d'écoulement (turbulence, vitesse de courant), la pente et la nature des roches.

L'objectif général de ce travail de recherche, présenté dans cette thèse est de mettre en évidence le processus du colmatage de la zone hyporhéique dans le système oued. Plus précisément, cette étude répond aux buts suivants :

1) Mettre en évidence les changements dans la composition granulométrique et la conductivité hydraulique des sédiments hyporhéiques à l'échelle du bassin versant et à l'échelle locale (seuil – mouille).

2) Examiner leur variabilité temporelle en relation avec l'hydrologie de surface.

3) Identifier les variables environnementales susceptibles de contrôler le colmatage des sédiments hyporhéiques. Le manuscrit de cette thèse est structuré comme suit :

- Le Chapitre 1 propose une présentation globale du sujet de thèse en se basant sur une recherche bibliographique concernant le problème du colmatage des sédiments du lit des cours d'eau.

- Le Chapitre 2 présente les caractéristiques du bassin versant de la Tafna en précisant les stations et les points d'échantillonnage.

- Chapitre 3 décrit l'approche méthodologique adoptée dans le cadre de cette étude (Echantillonnage sur le terrain et analyses au laboratoire).

- Chapitre 4 présente les principaux résultats sur les changements dans la composition granulométrique et la conductivité hydrauliques des sédiments hyporhéiques ainsi que les facteurs qui les contrôlent.

Puis, une discussion suivie d'une conclusion générale sur les principaux résultats et la mise en évidence des zones vulnérables au phénomène de colmatage.

# **Etude bibliographique**

## Chapitre 1 : Etude bibliographique

### 1-1 Les sédiments

Le fond du lit des cours d'eau est depuis longtemps reconnu comme un élément fondamental des systèmes aquatiques en raison des nombreuses fonctions de production et de transformation d'énergie qui s'y produisent et par la faune diversifiée qu'il abrite (Bontoux 1993, Gayraud 2001). Les sédiments constituant le lit d'un cours d'eau représentent un habitat essentiel pour la réalisation du cycle de vie de nombreuses espèces aquatiques et ils ont été identifiés comme un facteur de soutien au développement des communautés biologiques. Ils constituent un piège quasi ultime des particules qui transitent dans la colonne d'eau. Le matériel particulaire qui se dépose à l'interface eau-sédiment va induire des transformations biogéochimiques qui vont modifier la composition chimique du sédiment (Zhou 2009).

Fondamentalement, la dynamique des sédiments conduit à deux grands types d'arrangements autour desquels s'organisent les communautés d'invertébrés : les sédiments fins et les sédiments grossiers. Les sédiments fins sont constitués d'un mélange d'argiles, de limon et de sables et contiennent une forte teneur en eau (> 60%). Les fractions granulométriques inférieures à 50 µm jouent un rôle important dans les échanges eau-sédiment et notamment les argiles par leurs propriétés absorbantes (Taleb, 2004), qui rend leur structure relativement fluide ce qui permet aux invertébrés une aisance de mouvement et de pénétration. Par opposition, les sédiments grossiers ont une teneur en eau plus faible (< 30%) et une structure plus résistante (Gayraud 2001).

Le comportement morphologique des bassins versants situés dans les régions semi arides est complexe. Outre l'irrégularité spatio-temporelle des précipitations et les caractéristiques lithologiques et géomorphologiques propres aux bassins, cette complexité résulte aussi de la réponse hydrologique irrégulière des bassins aux événements pluvieux. Plusieurs études se sont basées sur la dynamique des crues pour analyser les processus de production et de transfert de sédiments à l'échelle du bassin versant (Ghenim et al. 2007, McKenzie-Smith et al. 2006, Ramez 1995). Les matières en suspension (MES) véhiculées par les eaux de ruissellement.

### 1-2 L'érosion, le transport et la sédimentation des sédiments

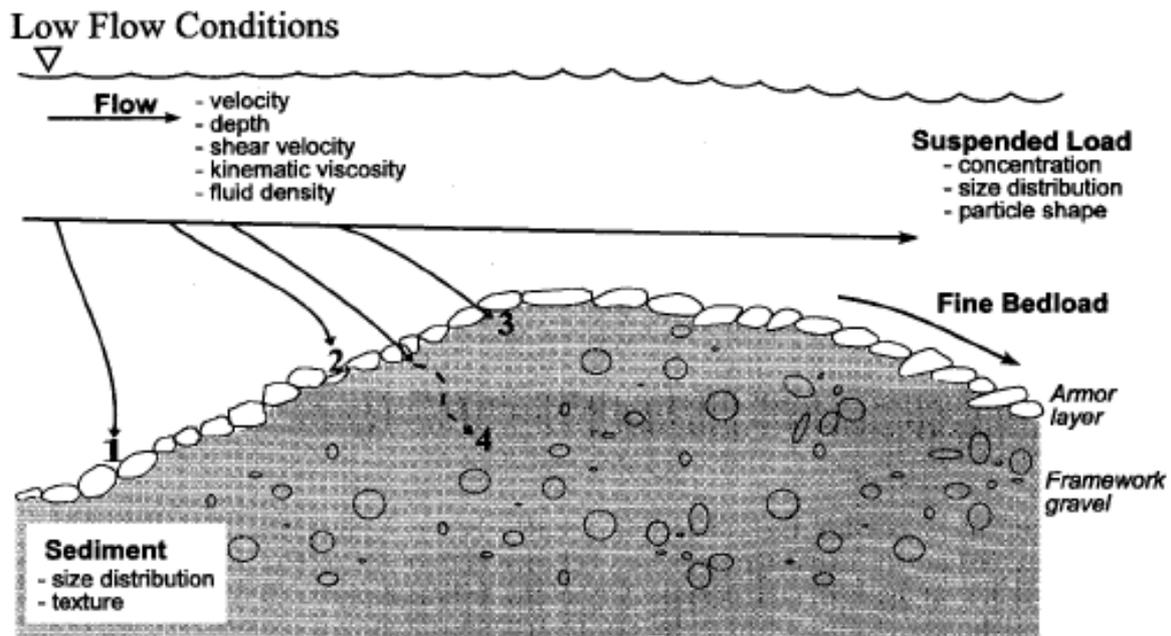
Les épisodes hydrologiques jouent un rôle déterminant dans l'évolution des processus d'érosion (Levêque 1996). En période pluvieuse, et particulièrement au moment du pic de crue, les eaux de ruissellement participent à l'érosion du bassin versant et véhiculent les matières en suspension (MES) vers les cours d'eau (Gayraud 2001). Ce phénomène dépend de la nature des sols et du mode d'occupation du bassin versant. Levêque (1996) a montré

l'importance de la pente dans l'érosion et le transport matériaux rocheux. Il est connu que les périodes de grande activité des eaux dans la production des sédiments, se font principalement durant les périodes de crue qui correspond en général aux phases de ruissellement superficiel sur les versants. Ainsi, la concentration en sédiments est-elle plus importante lors de la montée de la crue que lors de la décrue. En outre, les premières crues qui se présentent après une période de sécheresse peuvent engendrer des concentrations plus importantes, même si leur débit de pointe est moins important que celui des crues suivantes (Bravard &Petie 2000) et participent ainsi à l'exportation des particules solides vers l'exutoire.

Selon Ramez (1995), l'analyse des phénomènes d'érosion, à toutes les échelles du bassin versant, a permis de distinguer les fines particules, arrachées sous l'action directe des gouttes de pluie puis véhiculées par les écoulements en nappe et les écoulements diffus, des particules plus grossières, mobilisées uniquement dans les chenaux où l'écoulement est suffisamment concentré. La capacité des chenaux à gérer les sédiments de leur substrat dépend du volume et des caractéristiques des apports liquides et solides provenant de l'amont (Nascimento et *al.* 2012).

Le mode de transport est également lié à la dimension des particules. Les particules fines, si elle sont arrachées, peuvent rester en suspension et être transportées dans la masse de l'écoulement sur d'assez longues distances (Ramez 1995), alors que les éléments grossiers sont roulés ou charriés par sauts successifs, ou encore trainés sur le fond (Levêque 1996). Il en résulte que la taille des matériaux transportés et le mode de transport des sédiments évoluent sensiblement de l'amont vers l'aval (Gayraud 2001). Dans la zone la plus en amont, les processus d'érosion sont intenses en raison d'un chenal étroit avec généralement de forte pente et par conséquent un fort courant. Plus en aval, les processus de sédimentation deviennent prépondérants par rapport à l'érosion en relation avec la diminution de la pente et de la vitesse du courant.

La rétention locale et le transport des particules  $< 2$  mm dans les rivières sont déterminés par les conditions d'écoulement (contrainte de cisaillement, profondeur, viscosité, densité), par les propriétés de la charge en suspension (répartition granulométrique, concentration, forme, propriétés de sédimentation, et par la structure sédimentaire du chenal (granulométrie, texture) (Brunke 1999).



**Fig1** :Facteurs influençant la rétention des particules fines par le lit des cours d'eaux (Bunke 1999)

La mobilisation, le transport et le dépôt de sédiments dépendent de différents facteurs : les facteurs géomorphologiques (caractéristiques du bassin versant, p.ex.), les facteurs climatiques et météorologiques (précipitations), les facteurs hydrologiques (vitesse d'écoulement). L'importance de chaque facteur varie en fonction du lieu où il agit dans le bassin versant.

### 1-3 Rôle de la géomorphologie et des crues dans la dynamique sédimentaire

Les mouilles sont localisées dans les boucles en pied de concavité alors que les seuils sont aux points d'inflexion. Les sédiments peuvent simplement se déposer dans les zones où la capacité de transport est réduite (berges, mouilles, annexes du cours d'eau), et/ou bien pénétrer en profondeur dans la zone hyporhéique (Gayraud 2001).

Les seuils représentent des formes de lits importantes, remarquablement stables et régulièrement espacées (Bravard & Petie 2000), dont l'asymétrie transversale des profils à l'endroit de la mouille incipiente engendre une convergence du flux qui va induire un approfondissement et accroître le développement de la mouille (Bravard & Petie 2000).

Lors des fortes crues, se produisent une divergence du flux au sommet du seuil et une convergence dans les zones de plus grandes profondeurs, ce qui modifie complètement les conditions hydrauliques. Il en résulte une érosion de la mouille et un engraissement du seuil.

Ce renversement des conditions de l'écoulement entre l'étiage et la crue est le principe de la réversibilité (Bravard & Petie 2000).

#### **1-4 Dépôt et infiltration des particules transportés dans la zone hyporhéique**

Plusieurs études ont été menées pour caractériser et comprendre les déterminants du biotope de la zone hyporhéique, aussi appelé « écotone ». En fait, il n'existe pas une définition précise et unique de la zone hyporhéique car son étude passe par différentes disciplines. Toutefois, cette interface est constituée de particules plus ou moins grossiers (allant des argiles plus fines aux graviers) et les interstices remplis d'eau. La surface des particules est couverte par un biofilm microbien. Les interfaces eau/sédiments et les interfaces oxiques/ anoxiques sont le siège d'importantes réactions d'oxydo-reduction (Bouzid 2008).

Ce dernier, étant un habitat où il existe des zones d'infiltration, suivies de zones d'exfiltration et d'autres où les échanges sont faibles. Ce modèle qui s'applique bien dans les régions arides et semi-arides ressemble à celui décrit par Dent et *al.* (2001) in Taleb 2004 .

La zone hyporhéique est donc une zone d'échange entre les écosystèmes fluviaux et souterrains et intervient dans les processus d'échange entre les deux. La proportion des fines particules inorganiques sable, limon, argile déterminent la perméabilité.

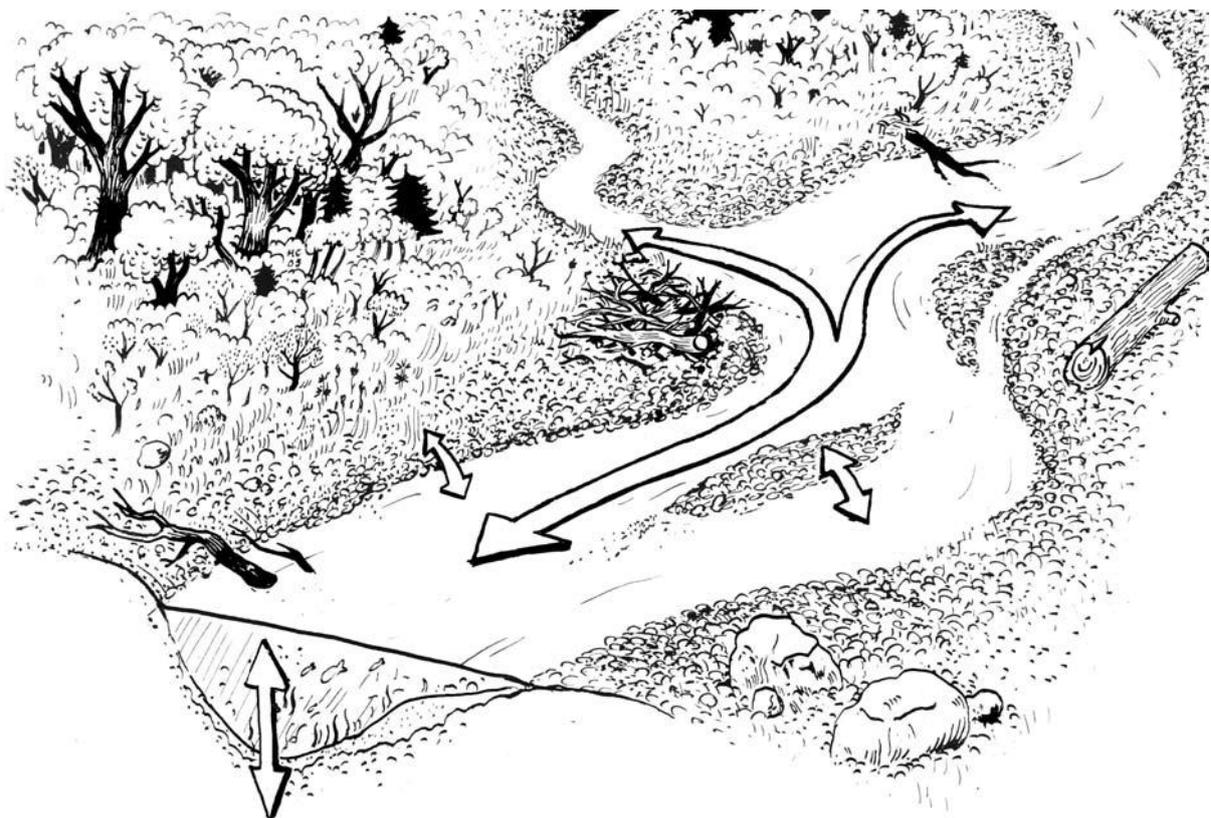
Les MES dans l'eau de surface qui s'écoule peuvent pénétrer dans les sédiments hyporhéiques et réduire progressivement les espaces poreux, provoquant ainsi une diminution des taux d'infiltration.

Elles représentent la totalité de la matière organique et inorganique. Elles peuvent sédimenter et contribuer à la formation des « sédiments » du lit du cours d'eau. Dans certains cas, comme au moment des fortes turbulences, les sédiments immobilisés peuvent être remis en mouvement et redevenir des matières en suspension (Mamoudou 2008). Les matières en suspension des eaux ainsi que les sédiments qui, se déposent sur les fonds sont d'une grande diversité, tant sur le plan qualitatif que quantitatif. Elles ont un effet sur la production primaires des eaux, le pouvoir absorbant et le colmatage lorsqu'il s'agit de particules fines, avec entre autres de sévères conséquences pour les organismes aquatiques : le colmatage des sédiments superficiels et hyporhéiques, et le colmatage des branchies chez les invertébrés aquatiques et le poisson, entraînant ainsi la raréfaction de la plupart des groupes faunistiques (Clavelet *al.* 1977, Cuinat .1980) in (Taleb 1992).

### 1-5 - Les changements dans la granulométrie des sédiments hyporhéiques

La plus grande partie des espaces intergranulaires est remplie d'argile, de ciment de silice ou de carbonate. Cette sédimentation fine induit une diminution des échanges entre l'eau de surface et l'eau des interstices, un ralentissement des écoulements hypogés, une diminution de la teneur en oxygène dissous dans l'eau interstitielle et la mise en place de processus anaérobie. Ces conditions hypoxiques ou anoxiques peuvent entraîner l'accumulation de substances indésirables comme l'ammonium ou les nitrites pouvant être toxiques pour certains organismes (jeunes stades de poissons ou invertébrés). (Gayraudet *al.* 2001 , 2002)

La profondeur de pénétration des particules est influencée par des paramètres granulométriques (la texture, la structure),(Djedidi & Hassen 1991),la taille des interstices des sédiments et la durée des apports de sédiments fins.



**Fig 2 :** Les connexions longitudinales, transversales et verticales remplissent différentes fonctions

## 1-6 - La conductivité hydraulique des sédiments

Les irrégularités morphologiques que l'on observe dans un cours d'eau, tant à l'échelle locale (Hétérogénéité du substrat) qu'à une échelle plus large (alternances de faciès) induisent une composante verticale dans l'écoulement de l'eau au sein du milieu (Gayraudet *al.* 2001).

La comparaison de séries chronologiques de températures superficielle et souterraine permet d'estimer la vitesse d'infiltration par advection et donc la perméabilité. Cette dernière dépend de la conductivité hydraulique (K) des couches sédimentaires (Brunke et Gonsler, 1997) qui pourrait servir d'indicateur indirect de colmatage. La conductivité hydraulique du lit des cours d'eau est considérée comme la variable de contrôle la plus importante dans l'échange d'eau et de minéraux entre les eaux de surface et les eaux souterraines (Borna et *al.* 2018). Elle peut varier sur plusieurs ordres de grandeur, exerçant potentiellement un fort contrôle sur la variation spatiale et temporelle des régimes d'écoulement hyporhéique (Stewardson et *al.* 2016). Dans la nature, sa valeur est de l'ordre de  $10^{-2}$  m/s (gravier) à  $10^{-9}$  m/s (argile) (Markus 2006).

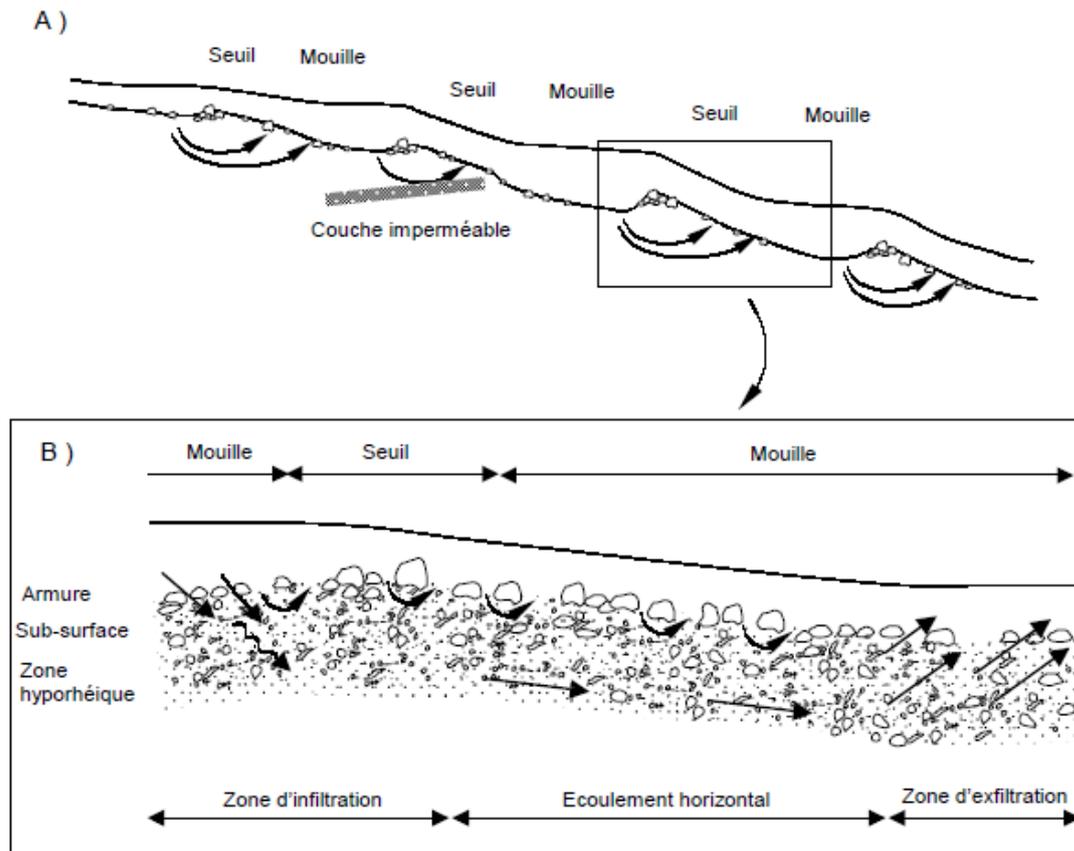
Comme en surface, l'eau interstitielle fait l'objet d'écoulement dont la vitesse est contrôlée par différents paramètres dont la taille des interstices et le gradient de pression longitudinale. Gayraudet *al.* (2001) ont définis que pour un lit homogène du point de vue morphologique, l'écoulement de l'eau dans le milieu interstitiel est laminaire et sa vitesse est contrôlée par la perméabilité du substrat, la viscosité de l'eau ainsi que par le gradient de pression longitudinal (loi de Darcy). La perméabilité qui exprime l'aptitude au déplacement de l'eau dans les sédiments dépend principalement de la porosité du substrat, de la taille des interstices et de la connectivité entre ces interstices (Gayraudet *al.* 2001).

Les travaux les plus récents indiquent que les micro-irrégularités du lit induisent de forts échanges dans les 20 premiers centimètres du lit, tandis que la pénétration d'eau dans les couches plus profondes serait induite par les irrégularités du lit à large échelle comme l'alternance des faciès d'écoulement (Gayraudet *al.* 2001).

Dans le cas d'un cours d'eau dont les sédiments sont composés de grains de taille variable, la porosité des substrats grossiers diminue lorsque la granulométrie est hétérogène et lorsque la proportion d'argile, de sable et de limon augmente.

La présence de particules de grande taille en saillie par rapport au lit induit la pénétration d'eau en amont de ces particules et sa résurgence quelques centimètres en aval. L'alternance de séquences seuil / mouille crée également des mouvements d'eau complexes au sein du lit. L'eau de surface peut pénétrer de manière localisée dans le lit profond en amont d'un seuil (zone d'infiltration), puis ressortir de manière plus diffuse en aval (zone d'exfiltration) En général, après s'être infiltrée verticalement le long des fissures et des fractures, l'eau circule horizontalement le long des lits à partir des zones de recharge situées

en hauteur vers les zones de résurgence situées à la base des pentes et le long des rivières principales (Chen 2000). La correspondance de ces alternances seuil / mouille avec les bancs de galets se traduit par une pénétration de l'eau en tête du banc et une résurgence localisée en queue du banc (Gayraud *et al.* 2001).



**Fig3 :** Mouvements d'eau à plusieurs échelles entre la surface et la zone hyporhéique.  
(Gayraud *et al.* 2001)

### 1-7 Rôle de la perméabilité des sédiments dans le contrôle de l'échange d'eau et le transport des nutriments entre l'eau courante et l'eau souterraine.

L'hydrogéologue s'intéresse aux flux traversant le fond de la rivière, aux chemins d'écoulement dans la zone hyporhéique (hyporheic flowpaths) (Lu *et al.* 2012, Mouhri *et al.* 2012), à la vitesse des écoulements de subsurface et aux temps de transit. Elles concernent essentiellement l'estimation du gradient hydraulique par la mesure de paramètres de la conductivité hydraulique (Nield 2008, Odong 2007 et Lu *et al.* 2012), de la porosité et de la vitesse des écoulements des eaux souterraines (Mouhri *et al.* 2007, Odong 2007, Nield 2008). Puisqu'ils dépendent du gradient hydraulique, les échanges nappe-rivière sont également très variables dans le temps. En effet, les quantités d'eau échangées, mais aussi le sens des échanges, peuvent être modifiés entre les périodes de basses et de hautes eaux

(Datry *et al.* 2008). La conductivité hydraulique du lit du cours d'eau contrôle les échanges des eaux souterraines et de surface et des flux biogéochimiques à travers la zone hyporhéique (Koruss *et al.* 2020).

Ces échanges eaux de surface – eaux souterraines sont essentiellement contrôlés par deux grandeurs physiques : la perméabilité des sédiments et le gradient hydraulique et interagissent pour structurer la diversité et la distribution des peuplements d'invertébrés dans la zone hyporhéique. De plus, ils influencent de manière significative la conductivité électrique, l'oxygène dissous, la température et la quantité de matière organique particulaire de l'eau dans la zone hyporhéique (Capderrey *et al.* 2012).

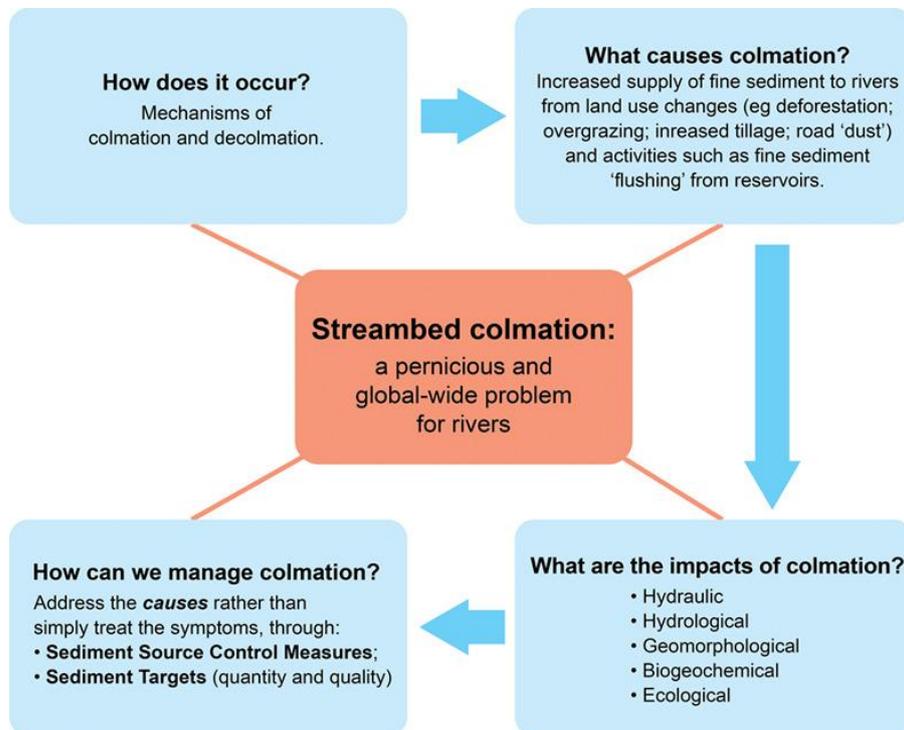
### 1-8 Le colmatage des sédiments hyporhéiques

Le colmatage apparaît comme un phénomène inéluctable qui s'inscrit dans les processus naturels d'évolution morphodynamique des bassins et il est propre à chaque cours d'eau. Il débute, par la mise en suspension plus ou moins poussée, piégeage et sédimentation des particules fins. Il se poursuit principalement par sédimentation de débris divers et de précipités chimiques résultant en grande partie de l'activité biologique. L'intrusion de sédiments fins conduit au colmatage du lit, avec une réduction de la porosité et de la perméabilité entravant ainsi les échanges entre la zone hyporhéique et les eaux de surface. Le rythme de son évolution dans le temps est plus difficilement appréciable car lié aux nombreux facteurs tels que le taux de sédiments fins, le niveau et la nature des échanges avec la nappe, le niveau d'activité biologique.

Le colmatage physique correspond au dépôt de sédiments fins (minéraux ou organiques) sur le fond du cours d'eau ou à leur infiltration dans le milieu hyporhéique : Les espaces libres entre les éléments grossiers du substrat (interstices), se combler entraînant une modification de la structure ainsi que la stabilité globale du substrat. Les échanges d'eau et de matières entre l'eau et la nappe diminuent : le substrat devient imperméable. Tandis que le colmatage biologique désigne la prolifération du biofilm microbien à la surface des particules venant combler les interstices (Marmonier *et al.* 2004). Notons que l'apport d'eau depuis la nappe empêcherait la formation d'une couche de colmatage dense.

La sédimentation des particules fines de toutes tailles produit une oblitération des pores et le milieu poreux se transforme ; il s'agit d'un processus par essence transitoire au cours duquel la résistance à l'écoulement augmente progressivement. Le colmatage interne est donc la conséquence de ces phénomènes qui associent transport et capture de particules et définissent la « filtration en profondeur ».

Les entités sujettes à ces phénomènes sont variées. Il peut s'agir des matières en suspension dans l'eau, des particules fines entrant dans la construction des alluvions (auto-colmatage), des précipités, des colloïdes, des bactéries et des bulles de gaz.



**Fig 04 :** Les problèmes du colmatage du lit des cours d'eau : une réflexion pluridisciplinaire sur les mécanismes, les causes, les impacts et les enjeux de gestion (Geraldene et al. 2017)

La matière organique, au cours du transit de l'eau dans les interstices des sédiments, est en partie rapidement adsorbée sur la surface des sédiments, tandis qu'une autre partie est biodégradée, essentiellement par les communautés microbiennes qui se développent sur les particules. La croissance et l'activité de ces micro-organismes sont liées non seulement à la quantité de matière organique présente dans le milieu mais aussi à sa qualité (biodégradabilité, C/N...). Ainsi, la zone hyporhéique se comporte comme un filtre physique et biologique (Datry et al.2008).

Devant l'importance des effets du colmatage, plusieurs études ont été menées pour évaluer le colmatage des sédiments, ses impacts sur les écoulements hyporhéiques, sur la physico-chimie de l'eau interstitielle (Djedidi & Hassen 1991).

Du point de vue spatial, compte tenu des échanges qui se produisent entre la surface et l'hyporhéos, les zones d'infiltration pourraient être plus sensibles au colmatage que les zones d'exfiltration (Gayraud et al. 2001).

## 1-9 Les conséquences écologiques du colmatage

Les processus de colmatage mécaniques ou biologiques pourraient jouer un rôle important dans la réduction de la porosité par une redistribution des particules fines par l'écoulement interstitiel et présenter des conséquences importantes au niveau de la vie aquatique notamment.

A l'échelle locale, le colmatage induit une forte diminution des abondances du peuplement interstitiel, avec la raréfaction des espèces spécialisées aux substrats grossiers au profit de celles spécialisées aux substrats fins. De même la richesse taxonomique hyporhéique diminue avec la disparition de la grande majorité des larves d'Ephéméroptères, de Plécoptères et de Trichoptères, au profit d'un ensemble d'organismes vermiformes (oligochètes et larves de Diptères) souvent résistants au manque d'oxygène (Wood et Armitage, 1997), car l'accumulation de particules fines altère la zone hyporhéique en diminuant l'apport d'oxygène dissous. De plus, la similarité entre les communautés benthiques et hyporhéiques diminue significativement avec l'augmentation du colmatage en relation avec l'interruption d'échange entre les deux milieux (Milin 2020).

A cette échelle, la connectivité entre eau superficielle et eau interstitielle reste essentielle.

A l'échelle du bassin versant, les changements d'utilisation des terres n'a que peu d'effet sur la faune interstitielle du cours d'eau. Celle-ci se dégrade par contre rapidement lorsque la bande de végétation riveraine est détruite. Cette végétation assure ici un rôle de bande filtrante limitant les apports de particules fines. A cette échelle, c'est la connectivité entre le versant agricole et le chenal du ruisseau qui devient essentielle. La gestion et la restauration de la connectivité entre eau de surface et eau souterraine est beaucoup plus problématique. Les expériences de retrait des particules fines ou d'apport de sédiments grossiers dans un cours d'eau restent rares.

# **Milieu physique**

## Chapitre 2 : Milieu physique:

### 2.1Présentation du bassin versant:

Le bassin versant de l'Oued Tafna se situe au Nord-Ouest Algérien, entre 1°00' et 1°45' longitude Ouest et 32°40' et 35° 20' latitude Nord. De forme allongée, il s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen sur une superficie de 7245 km<sup>2</sup> dont le tiers appartient au Royaume Marocain. Il est limité au nord par les monts de Traras, au sud par les monts de Tlemcen, à l'est par Djebel Sebaâ Chioukh et à l'ouest par les monts de Beni-Snassen au Maroc (fig 5).

#### 2.1.1 Réseaux hydrographique:

Le bassin versant de l'Oued Tafna est formé par les reliefs et des zones déprimées, qui s'altèrent du Nord au Sud et dont le volume augmente considérablement dans le même sens. La disposition des reliefs, ainsi que l'abondance des roches imperméables et tendre (argiles, marnes) ont combiné leurs effets et ont permis la naissance d'un réseau hydrographique dense.

Le principal cours d'eau de ce bassin prend sa source sur le versant sud des montagnes de Tlemcen à une altitude de 1100 m. Il suit son cours d'abord dans une vallée encaissée dans la partie amont où il reçoit les eaux de l'oued Sebdou et de l'oued Khémis puis pénètre dans la plaine de Maghnia où il est alimentée en eaux par l'oued Mouilah. Il parcourt ensuite la plaine de Remchi où il reçoit l'oued Isser, pour se jeter finalement dans la mer Méditerranéenne à 170 km.

#### 2.1.2 Les caractéristiques générales des sous bassins de la Tafna et ses affluents :

Le bassin de la Tafna est divisé en Haute Tafna, Moyenne Tafna et Basse Tafna. Les superficies des bassins associés varient de 218 à 2650 Km<sup>2</sup>.

✓ Le sous bassin de Sebdou: Il s'étale sur une superficie de 602 Km<sup>2</sup> avec une altitude maximale de 1465 m et pour un périmètre de 78 Km. il se situe dans le versant sud des monts de Tlemcen. Au Nord et au Nord Ouest, il est caractérisé par des formations Horst jurassique et au Sud et à l'Est caractérisé par un graben rempli de sédiments plio-quadernaires correspondant au fossé de Sebdou (Bouanani, 2004). Sa limite aval est localisée à l'entrée du barrage de Beni-bahdel.

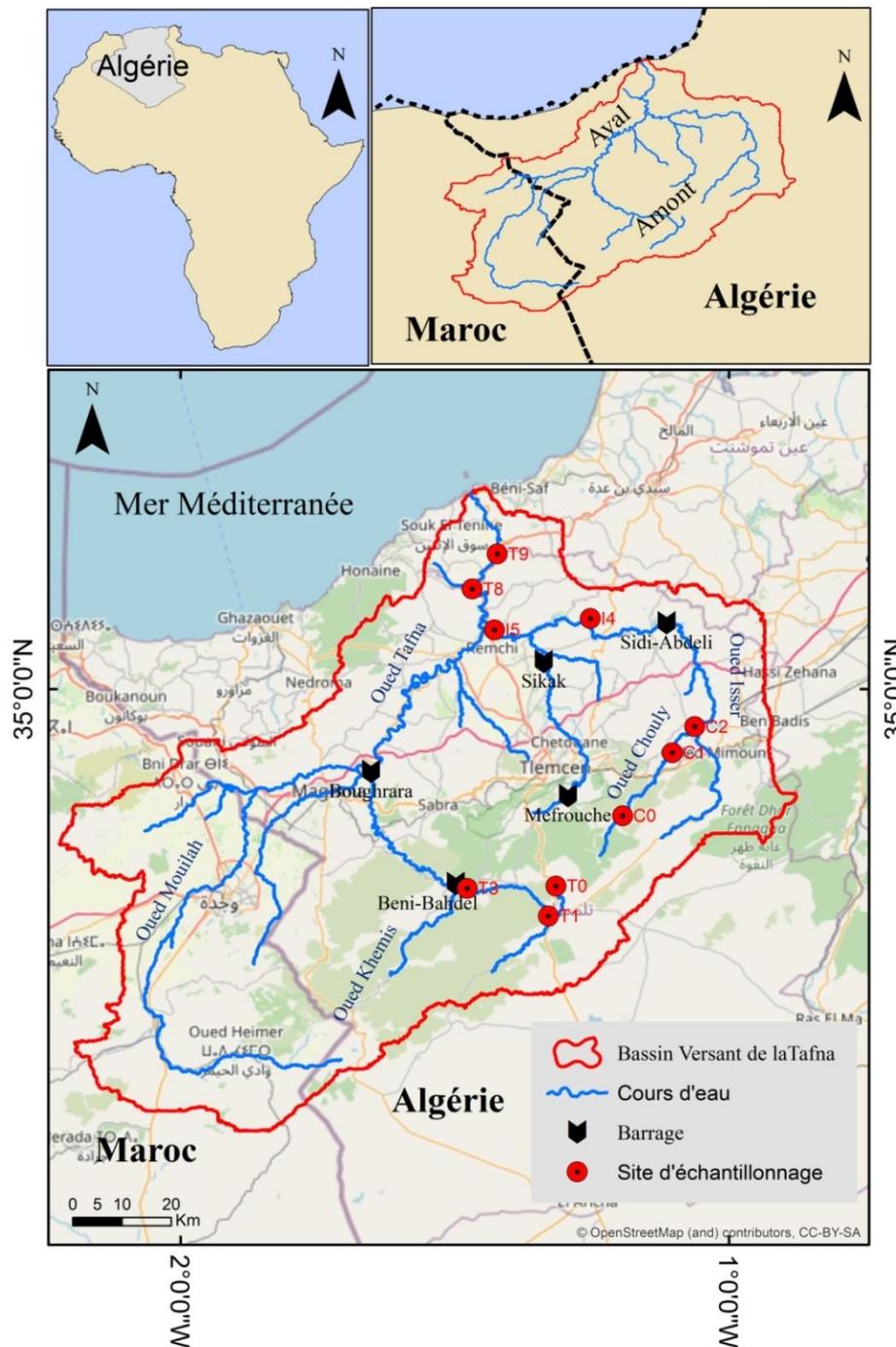
➤ Le sous bassin de Khemis : Il couvre 378 Km<sup>2</sup> et se situe dans le versant sud des monts de Tlemcen à une altitude moyenne de 1700 m et d'un périmètre de 80 Km. La karstification est plus développée du système souterrain du bassin. Sa limite aval est localisée à l'entrée du barrage de Beni-Bahdel à 650 m. L'Oued khémis : C'est l'affluent rive gauche de la Tafna. Il prend sa source dans les monts de Tlemcen à une altitude de 1300 m. Il est alimenté par des sources de montagne de cette région et se fraie un chemin dans une

vallée extrêmement encaissée jusqu'au le barrage de Beni-Bahdel où se fait sa confluence avec l'oued Tafna.

- Le sous bassin de Sikkak: Il s'étend sur une superficie de 218 km<sup>2</sup> à une altitude moyenne de 475 m et pour un périmètre de 65 Km. Au Nord, ce bassin est représenté par les formations du Miocène marneux surmontées par les graviers argileux et conglomérats Plio-quadernaires. Au sud, et à l'est, il est représenté par des massifs jurassiques montagneux, calcaires et dolomitiques (Bouanani et *al.* 2013). Les limites amont et aval du bassin sont le barrage de Mefrouche à 1100 m et celui du Sikkak à 200 m d'altitude respectivement. L'Oued Sikkak : C'est l'affluent rive gauche de l'oued Isser. Il prend naissance à la source d'Aïn Rhannous à une altitude de 1190 m dans les monts de Tlemcen. Avant sa confluence avec l'Isser, le Sikkak reçoit deux effluents, l'oued Bezaz et l'oued Amieur.
- Le sous bassin de Chouly: Il s'étend sur une surface de 326 km<sup>2</sup>, et se situe dans les monts de Tlemcen. Sa vallée est surplombée par une série de massifs dominants par la formation calcaire, la formation des grès de Boumediene constitue le « mégarythme » du jurassique supérieur des monts de Tlemcen selon Benest (1985). L'oued Chouly c'est un affluent rive gauche de l'oued Isser, il prend sa source à environ 900 m d'altitude, sa longueur est de 21,7 Km et sa limite aval est localisée dans la commune d'Oued Lakhdar. L'Oued Chouly : C'est un affluent rive gauche de l'oued Isser. Il prend sa source dans les monts de Tlemcen à environ 900m d'altitude. Son alimentation est assurée par plusieurs sources pérennes de montagne qui caractérisent la région.
- Le sous bassin d'Isser: Il s'étale sur une superficie de 1140 km<sup>2</sup> avec une altitude maximale de 1625 m. La longueur de talweg principal est de 81 Km. Au Sud, la zone montagneuse constituée par des calcaires du Jurassique avec des pentes très fortes dépassant les 30%, et au Nord, la zone de collines constituées de marnes d'âge miocène avec des pentes plus faibles. La limite aval se localise à 80m d'altitude au niveau de sa confluence avec l'oued Tafna. L'Oued Isser : C'est le principal affluent rive droite de la Tafna. Il prend sa source sur le versant Nord du massif montagneux de Tlemcen à Ain-Isser en amont du village d'Ouled Mimoun, à 900 m d'altitude. Son point de confluence avec la Tafna se situe au niveau du village de « Pierre du Chat ».
- Le sous bassin de Mouilah: c'est le plus grand sous-bassin, avec une superficie de 2650 km<sup>2</sup> et un périmètre de 230 Km. Les pentes varient entre 0 et 20%. Il est caractérisé par des formations carbonatées et gréseuses qui constituent les reliefs. Les dépressions sont recouvertes de terrains meubles représentés par des argiles, des marnes à gypse, des alluvions et des limons (Bouzid-Lagha). L'Oued Mouillah : C'est le principal affluent rive gauche de l'oued Tafna. Il prend naissance à El-Abed, traverse le Maroc et il revient

ensuite en Algérie. Sa confluence avec l'oued Tafna se situe à 60 km de la ville de Tlemcen. Cet affluent est pollué par les rejets d'eaux usées domestiques et industrielles de la ville d'Oujda et de Maghnia.

- Le sous bassin de Boukiou : Il s'étend sur une superficie de 116 Km<sup>2</sup> pour un périmètre de 66 Km. Il prend sa source sur les hauteurs d'Ouled Chaabane en amont d'Ain Kbira, non loin de Nedroma à 855 m d'altitude. L'oued Boukiou : C'est l'affluent rive gauche de la Tafna long de 21 Km. Son point de confluence avec la Tafna se situe dans la plaine des Ghossel.



**Fig 5 :** Réseau hydrographique du bassin versant de la Tafna avec la localisation des stations d'étude

## 2.2 Climatologie régionale:

La région de Tlemcen se trouve entre deux domaines géographiques contrastés: les monts de Tlemcen au Sud avec un climat de montagne pluvieux, froid à amplitude thermique relativement faible et des chutes de neige. Au nord, la zone des plaines est caractérisée par un climat plus sec, relativement chaud et à forts écarts thermiques.

Le climat du bassin versant de la Tafna est de type méditerranéen avec une tendance semi-aride, c'est-à-dire humide et froid en hiver, chaud et sec en été, caractérisé par un nombre de jours de précipitations réduites qui sont très inégalement réparties au cours du cycle hydrologique.

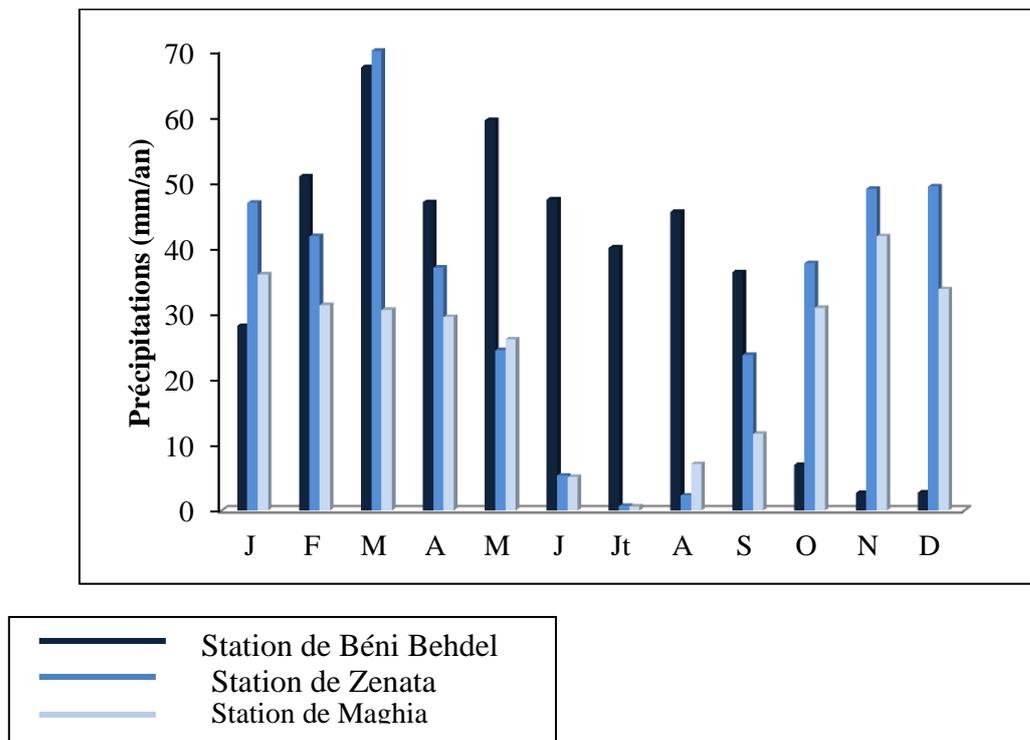
Les données des températures et précipitations de cette étude climatique provenant des trois stations météorologiques (Béni Bahdel, Zenata, Maghnia) confirment cette observation.

### 2.2.1 Les précipitations :

Les précipitations sont extrêmement irrégulières et mal distribuées. Ces irrégularités pluviométriques font que le réseau hydrographique ne sera constitué que de cours d'eau irréguliers et se répercutent inévitablement sur leurs apports. Cette région a subi une période très sèche qui s'est installée sur ce bassin.

Les valeurs de la pluviométrie moyenne mensuelle relatives à la période 2003-2013, pour les stations de Maghnia, Zénata et Béni Bahdel sont inégalement réparties (fig 6). Elles sont plus importantes à Zénata et Béni Bahdel. Les mois les plus pluvieux, sont Janvier, février, Mars, Avril, Novembre et Décembre, avec un maxima de 70 mm enregistré à la station de Zénata.

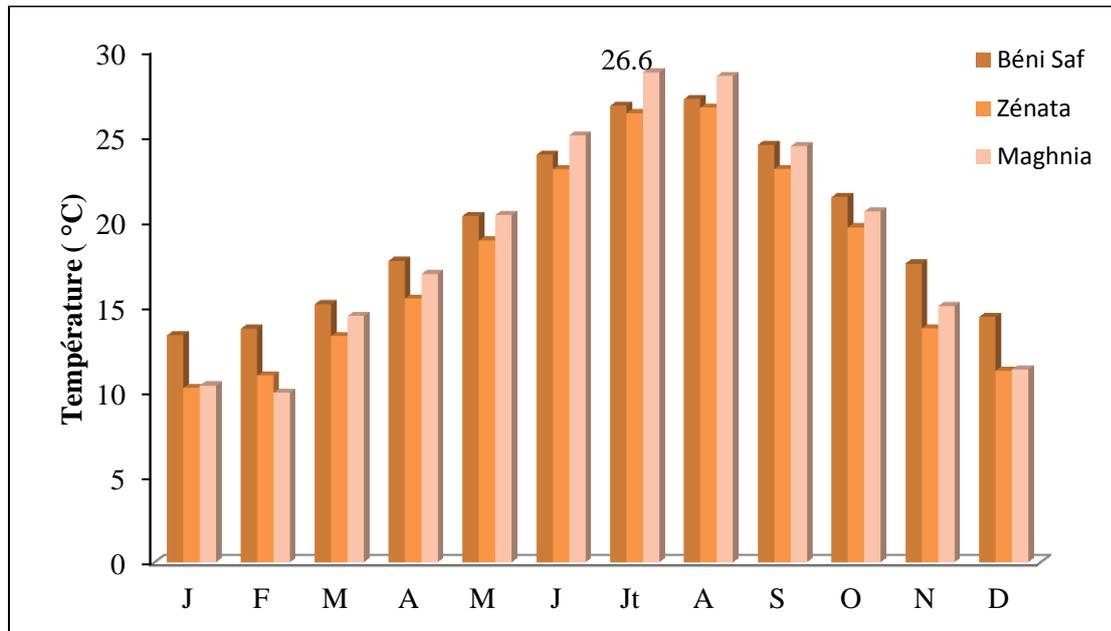
Les mois qui enregistrent une diminution des précipitations estivales sont les mois de juin à septembre pour les stations de Maghnia et Zénata avec un minima de 0,6 mm/an enregistré à la station de Maghnia.



**Fig 6:** Evolution des précipitations moyennes mensuelles durant la période 2003-2013 dans les stations de Béni Bahdel, Zénata et Maghnia.

### 2.2.2 Les températures :

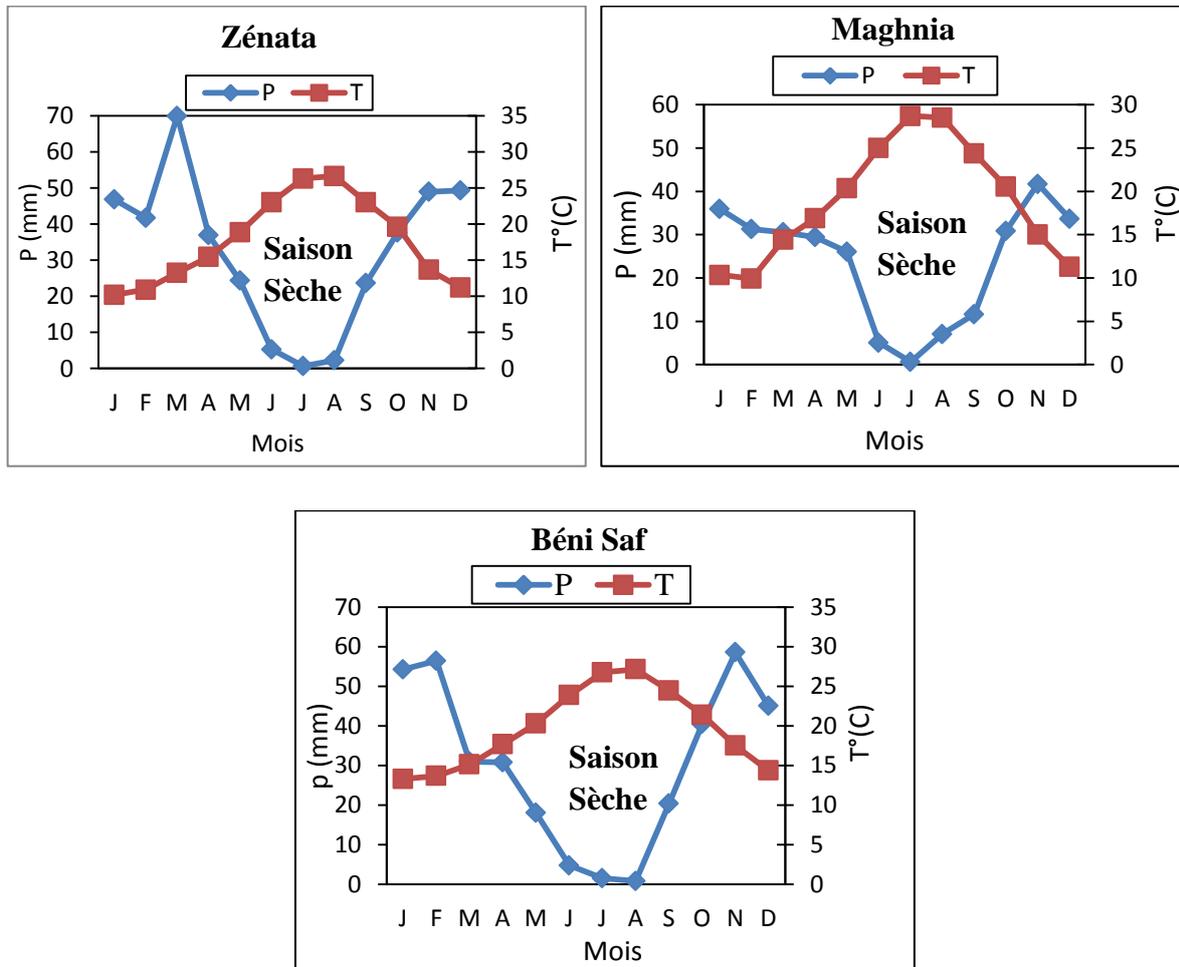
Les températures moyennes mensuelles dans les trois stations permettent de déceler une fluctuation au fil des mois (fig 7). Elles enregistrent des valeurs minimales de 10°C et 13°C au mois de janvier au niveau des stations de Zénata et Béni Saf et 9.9°C en février à Magnia. Le maximum est enregistré en juillet et août avec des valeurs moyennes de 28°C.



**Fig 7:** Evolution de la température moyenne mensuelle durant la période 2003-2013 dans les stations de Béni Saf, Zénata et Maghnia

### 2.2.3 Diagramme ombrothermiques de Bagnouls et Gausсен :

D'après les diagrammes ombrothermiques de Bagnouls et Gausсен (fig 8) la période sèche est longue, elle s'étale du mois d'avril jusqu'au mois d'octobre dans la station de Zenata et du mois de Mai au mois de septembre dans les stations de Béni Saf et Maghnia.



**Fig 8:** Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson

(2003-2013)

### 2.3 Hydrologie:

Le régime hydrique de oued Tafna est influencé par le climat de type méditerranéen qui caractérise la région d'étude (une tendance du sub-humide au semi-aride avec une saison froide et pluvieuse de novembre à avril (saison humide), et une période chaude et sèche de Mai à octobre (saison sèche).

Pendant la saison humide, l'écoulement dans les oueds de la Tafna est caractérisé par une forte dépendance par rapport aux précipitations qui présentent une forte irrégularité inter-mensuelle et interannuelle avec un débit annuel minimum de  $0.001\text{m}^3/\text{s}$  et maximum de  $1.409\text{ m}^3/\text{s}$  dans la Tafna entre 2000 et 2013 (Zettam et *al.* 2017). En toute saison, de fortes crues peuvent engendrer des inondations.

Au contraire en période estivale, les oueds voient leurs débits diminuer, et les écoulements deviennent de moins en moins importants, allant jusqu'à disparaître dans certains secteurs du bassin.

Durant cette période, la largeur moyenne de la section mouillée devient jusqu'à quatre fois plus faible dans les tronçons pérennes, en particulier dans la partie aval. Ces étiages naturels sont accentués par l'utilisation de la ressource en eau pour l'irrigation et l'installation de cinq réservoirs le long du cours principal et ses affluents : Beni Bahdel, Meffrouch, Hammam Boughrara, Al Izdihar et Sekkak.

#### **2.4 Barrages:**

Cinq barrages sont installés dans le bassin versant de la Tafna, sur l'oued Tafna, l'Isser et le Sekkak. En effet, les réservoirs contiennent de grande quantité de sédiments, dépassant  $27\,000\text{ t an}^{-1}$  (90%) (Zettam et al. 2017). Ces sédiments ont été retenus principalement pendant les crues, représentant 87% à 95% des exportations annuelles de sédiments, dont une partie serait transportée en aval pendant la période des lâchées des eaux, en particulier lors de la vidange des barrages.

##### **Barrage Beni Bahdel :**

Il a été réalisé en 1952. Il se situe à 632m d'altitude, une latitude de  $34^{\circ}42'22.43''\text{N}$  et une longitude de  $1^{\circ}30'06.11\text{W}$ , au niveau de la confluence de l'oued Khémis avec l'oued Tafna. Sa capacité est de  $65.5\text{ Mm}^3$ . Ses eaux ont été destinées à l'alimentation en eau potable de la ville d'Oran et à l'irrigation des terres agricoles.

##### **Barrage d'Hammam Boughrara :**

Le barrage d'Hammam Boughrara est achevé en 1998. Il est situé à 10 Km au nord de Maghnia au niveau de la confluence de l'oued Tafna avec l'oued Mouillah. Il s'étend sur une superficie de 894 ha, à une latitude de  $34^{\circ}52'23''\text{N}$  et une longitude de  $1^{\circ}39'61''\text{W}$ . Il est caractérisé par une capacité totale de  $177\text{ Mm}^3$ . Le débit annuel moyen est de  $0.44\text{ m}^3/\text{s}$  (Taleb, 2004). Ce barrage est destiné, principalement à satisfaire les besoins d'alimentation en eau potable des villes d'Oran et de Maghnia et  $9\text{ hm}^3$  sont prévus pour la mise en valeur agricole de la moyenne et basse Tafna.

##### **Barrage El-Izdihar :**

Le barrage "El-Izdihar", achevé en 1989, est situé sur l'Oued Isser à deux kilomètres au Nord du village de Sidi Abdelli, à une latitude de  $35^{\circ}06'14.4''\text{N}$  et une longitude de  $1^{\circ}07'41.2''\text{W}$ . Le barrage s'étend sur une superficie de 669.15 Ha avec une capacité de  $110\text{ Mm}^3$ . Il présente un taux d'envasement annuel de  $0.6\text{ Hm}^3/\text{an}$ . Ce barrage délivre un débit minimum de  $0.12\text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (Bendaoud et al. 2020). Il est destiné initialement à l'irrigation des différents périmètres agricoles situés à l'aval et à l'alimentation en eau potable de la ville de Sidi Bel Abbés et toutes les agglomérations qui se trouvent dans ce couloir.

**Barrage de Meffrouch:**

Le barrage de Meffrouch construit en 1963, est situé sur le cours supérieur de l'oued Sekkak, à une altitude de 1108 m, à une latitude de 34°50'26.19''N et une longitude de 1°17'43.81''O. Sa capacité initiale est de 15 Mm<sup>3</sup> et il est destiné à l'alimentation en eau potable de la ville de Tlemcen et comme appoint aux irrigations locales.

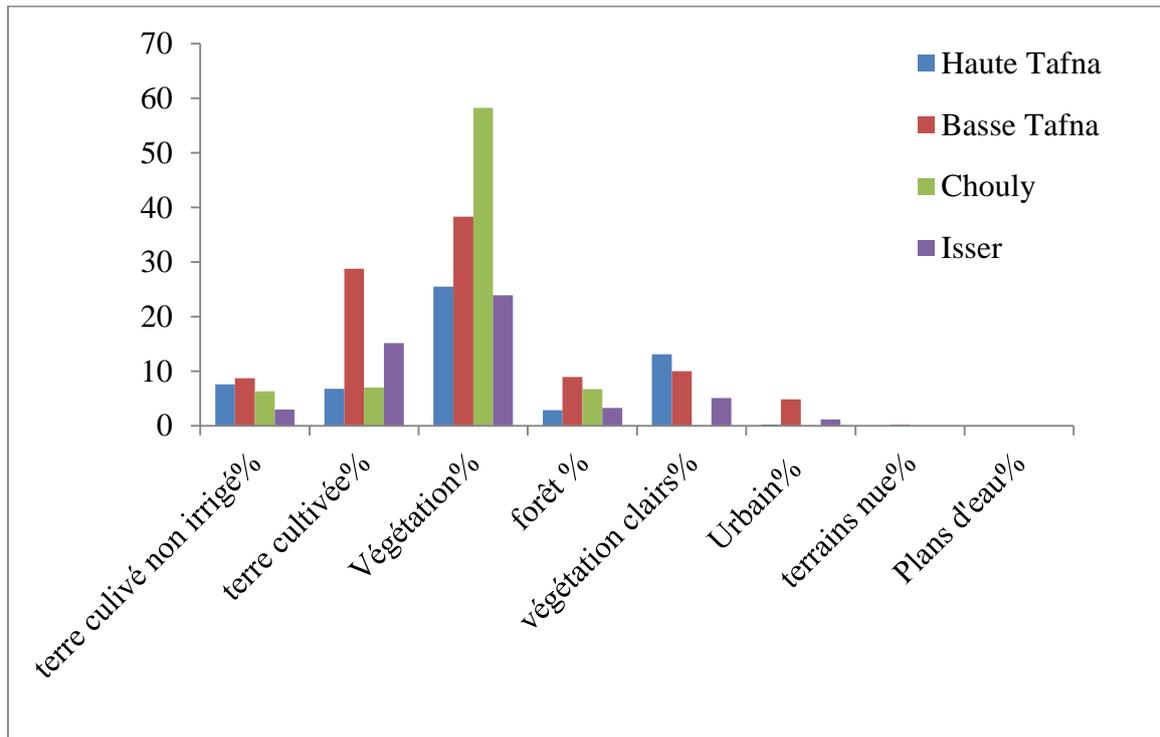
**Barrage de Sekkak :**

Le barrage de Sekkak, construit en 2005, est situé à environ 1 km du village d'Ain Youcef, à une altitude de 188 m, une latitude de 35°02'38.52''N et une longitude de 1°20'23.08''W. Il présente une capacité totale de 30 Mm<sup>3</sup>. Il est destiné à l'alimentation en eau potable de la ville de Tlemcen et l'irrigation de la plaine d'El Fehoul et celle de Hennaya.

**2.5 Occupation du sol:**

La haute Tafna et le sous bassin de l'Isser sont occupés par un couvert végétal maigre et discontinu, dominé par un couvert forestier dégradé en montagne (2%) et (3%) respectivement, protégeant mal le sol vis-à-vis de l'érosion hydrique, résultat d'une série de feux de forêts et de la faiblesse des précipitations. Les forêts, les maquis et les broussailles occupent pratiquement toute la bande des monts de Tlemcen dont les maquis recouvrent environ 40% de la surface totale du bassin versant (Taleb et *al.* 2004).

Au-dessus de 1200m d'altitude la végétation dominante est représentée par *Quercus ilex*, *Quercus suber* et *Pinus halepensis*. *Quercus suber* se rencontre sur des terrains riches en silice qui caractérisent la forêt d'Ahfir. Au-dessous de 1200 m, il y a quelques vestiges de *Quercus ilex*, *Chamaerops humilis* et *Tetraclinis articulata*. Les terrasses et le fond de la vallée de l'isser et Tafna, sont dominés par des terrains cultivés, représentés par la céréaliculture (170.000 ha), l'arboriculture (26 280 ha) et culture maraichère (7695 ha) (Zettam, 2018).



**Fig 9:** Occupation du sol de quelques sous bassins du bassin versant de la Tafna (Land-Use Map. 2017)

## 2.6 L'érosion :

Le processus d'érosion dans le bassin versant de la Tafna se manifeste en amont, par la dégradation des sols arables et en aval par le phénomène d'envasement des barrages. Il est marqué sur les jeunes sols alluviaux à prédominance marneuse ou argileuse, pauvre en matière organique, à la suite de la disparition de la couverture végétale et l'apparition des *Bad-lands*.

Les flux actuels dans les cours d'eau de la Tafna sont fortement influencés par les activités humaines. Ainsi, la modification de l'occupation du sol, par les changements des pratiques culturales, et surtout les céréales qui ont un développement végétatif insuffisant pour protéger le sol et aussi la déforestation par défrichage, incendies et surpâturage.

Dans le bassin versant de la Tafna, le transport des sédiments causé par l'érosion des pentes a été estimé à 600 t/jour dans la partie amont et à 3000 t/jour en aval (Zettam et al. 2017). La quantité des sédiments transportée dans la haute Tafna a été estimée à 97000 tonnes, soit une contribution de 80% de l'apport total moyen (Megnounif et al. 2007). Dans L'oued Sekkak, elle a été estimée à 170 t km<sup>-2</sup>an<sup>-1</sup> variant de 4 à 745 t km<sup>-2</sup>an<sup>-1</sup> (Bouanani et al, 2013) et dans la moyenne Tafna, les sédiments sont plus fortement chargés en sable, en limon et en argile (Taleb et al. 2008). Le transport des sédiments est influencé par le régime hydrologique, caractérisé dans cette zone par des conditions de crue et d'assèchement dues aux précipitations irrégulières. La Tafna transfère une quantité annuelle moyenne de 2942 t/an

de sédiment vers la mer entre 2003 et 2011, dont 90% des sédiments transportés sont stockés au niveau des barrages.

### **2.7 Activité anthropique :**

Le bassin versant de la Tafna est soumis à de fortes pressions anthropiques qui ont engendré une sévère dégradation des sols, de la couverture végétale et une grande influence sur les caractéristiques des systèmes fluviaux par leurs activités (Taleb *et al.* 2004). Les terres sont touchées par le phénomène d'érosion particulièrement dans les zones montagneuses. Zettam *et al.* 2017) a couplé les analyses réalisées *in situ* avec de la modélisation hydro-agro-environnementale à différentes échelles spatiales, et a estimé une quantité moyenne annuelle de 37-86 tN.an<sup>-1</sup> de nitrates transporté par les eaux superficielles de la Tafna vers la mer méditerranée. Ils ont montré aussi que les barrages de la Tafna stockent une quantité importante de nitrates variant entre 80 et 486 tN.an<sup>-1</sup>, traduisant une utilisation d'engrais par l'activité agricole.

D'autre part, les activités industrielles localisées particulièrement dans la région de Maghnia et la région de Chetouane sont responsable d'une contamination importante par les métaux lourds de l'eau et des sédiments (Benabdelkader *et al.* 2018)

L'amont du bassin versant de la Tafna montre un surpâturage élevé et des garrigues brûlées, avec des collines dénudées, et décapés par l'érosion (Mazour et Roose 2002).

### **2.8 Description des stations d'étude:**

L'étude a été réalisée sur dix stations sélectionnées le long de l'oued Tafna: T0, T1, T3, T8, T9, cours principal du bassin versant et ses affluents : C0, C1, C2 dans l'oued Chouly et I4 et I5 dans l'oued Isser. Les stations T0, T1, T3, C0, C1, C2 appartiennent à l'amont, la partie aval comprend T8, T9, I4, I5. Dans Chaque station, deux faciès sont échantillonnés, un seuil et une mouille distant de 100 m.

Les principales caractéristiques des stations sont présentées dans le tableau n°1.

**Tableau1** : Localisation et principales caractéristiques des oueds étudiées

	<b>Haute Tafna</b>	<b>Chouly</b>	<b>Isser</b>	<b>Basse Tafna</b>
<b>Altitude (m)</b>	1090 à 665	850 à 535	173 à 80	45 à 10
<b>Superficie du bassin versant (Km<sup>2</sup>)</b>	602	288.9	1140	7000
<b>Largeur moyenne de la section mouillée (m)</b>	5	4	9	18
<b>Profondeur d'eau min et max (cm)</b>	7-25	7-25	10-40	20- 300
<b>Precipitation (mm) (2011-2012)</b>	350	400	320	300
<b>Végétation</b>	- <i>Nerium oleander</i> , - <i>Mentha rotundifolia</i> , - <i>Potamogeton densus</i> , - <i>Populus alba</i> ,	- <i>Apium graveolens</i> , - <i>Nerium oleander</i> , - <i>Populus alba</i> ,	- <i>Nerium oleander</i> , - <i>Tamarix gallica</i> ,	- <i>Salix sp</i> , - <i>Juncus maritimus</i> , - <i>Tamarix gallica</i>



Photographie de la station C2



Photographie de la station C0



Photographie de la station T3 (mouille)

Photographie de la station T3 (seuil)



Photographie de la station T1 (seuil)



Photographie de la station T1 (mouille)



Photographie de la station I4 (seuil)



Photographie de la station T8



Photographie de la station T9

**Fig 10:** Photographies des différentes stations d'échantillonnage du bassin versant de la Tafna

## **Matériel et méthode**

## Chapitre 3 : Matériel et méthode

Ce chapitre comporte l'ensemble du matériel et des méthodes utilisées. Les différentes campagnes, le protocole d'échantillonnage et les paramètres hydrogéochimiques analysés sont abordés en détails: les mesures réalisées *in situ*, les analyses de l'eau et des sédiments réalisées au laboratoire ainsi que l'analyse statistique des données.

### 3.1 Echantillonnage:

Les caractéristiques sédimentaires (granulométrie, conductivité hydraulique (K) et vitesse d'écoulement hyporhéique (V)) de la zone hyporhéique et les variables environnementales (turbidité (TU), matière en suspension (SM), température (T), débit (Q) et oxygène dissous (DO) ont été mesurés dans chacune des dix stations de février 2013 à avril 2014, au cours de deux périodes hydrologiques contrastées: Les hautes eaux (HE) correspondent aux mois de février, mars, avril, novembre, décembre 2013, janvier, mars et avril 2014 et les basses eaux (ET) correspondent aux mois de mai, juin, août et octobre 2013.

Dans chaque station, deux catégories d'unité géomorphologiques ont été échantillonnées, un seuil et une mouille.

#### 3.1.1 Prélèvement des échantillons

##### 3.1.1.1 Milieu superficiel

Les échantillons d'eau de surface sont prélevés dans chaque station et à chaque campagne au centre du cours d'eau par simple remplissage de bouteilles en polyéthylène préalablement lavées avec l'eau de l'oued.

##### 3.1.1.2 Milieu hyporhéique :

L'eau hyporhéique et les sédiments ont été prélevés au niveau du seuil et de la mouille de chaque station et à chaque campagne. Un total de 114 échantillons d'eau et de 232 échantillons de sédiment ont été recueillis.

##### 3.1.1.2.1 Prélèvement des sédiments :

Les sédiments dans la zone hyporhéique ont été recueillis par la méthode du carottier à un seul tube (Williams et Hynes, 1974). Il s'agit d'un tube en métal de 130 cm de long avec une ouverture de 15 cm qui a été enfoncé dans le sédiment à une profondeur de 30 cm. À chaque station, et à chaque campagne, deux carottes de sédiments (poids moyen 8 kg) ont été prélevées, l'une dans le seuil et l'autre au niveau la mouille.

### 3.1.1.2.2 Prélèvement de l'eau hyporhéique :

L'eau hyporhéique (500 ml) a été recueillie à partir des mêmes points de prélèvement de sédiments en utilisant la technique du pompage Bou-Rouch (BOU et ROUCH 1967). Son principe consiste à pomper l'eau interstitielle à l'aide d'une pompe manuelle à piston, inspirée sur le système de BOU et ROUCH, avec une sonde d'une longueur de 1.30 cm dont l'extrémité perforée sur ses derniers centimètres est enfoncée dans les sédiments de façon que l'eau soit aspirée à 50 cm de profondeur jusqu'à 1.70 m en étiage.

### 3.1.2 Conservation des échantillons :

Les échantillons d'eau de surface et hyporhéique ont été prélevés dans des bouteilles en plastique et sont conservés à l'obscurité et à une température de 4°C dans une glacière refroidie avec de la glace et transportés au laboratoire pour mesurer la matière en suspension et la turbidité.

Les sédiments hyporhéiques prélevés sont mis dans des sachets en plastique numérotés, et transportés au laboratoire pour être séchés à l'air libre.

### 3.1.3 Mesures sur le terrain:

Quatre paramètres physico-chimiques : la température (°C), l'oxygène dissous (mg/l), le pH et la conductivité électrique ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) ont été mesurés sur des échantillons d'eau de surface et hyporhéique in situ en utilisant un multiparamètre HACH 340i SET.

Le gradient vertical hydraulique (VHG) entre la nappe et la rivière ou la différence du niveau d'eau dans le milieu superficiel et la zone hyporhéique, a été mesuré à chaque point (au niveau du seuil et mouille) et à un pas de temps mensuel en utilisant un manomètre différentiel. Le sens de circulation des eaux du sous-écoulement est évalué en mesurant la différence de pression entre l'eau qui circule librement et celle située sous la partie active du chenal. Nous comparons la hauteur de l'eau dans le piézomètre en observant le changement de résistance qui se produit dans une paire de tuyaux lorsque l'un est relié au piézomètre et l'autre placé au fond de l'oued. Le résultat est exprimé en centimètre (cm).

Lorsqu'il est négatif, il indique une infiltration d'eau de surface vers les sédiments (downwelling), lorsqu'il est positif, il indique une restitution d'eau interstitielle vers la surface upwelling (Baxter, 2000).

## 3.2 Mesures de laboratoire

### 3.2.1 Teneur en matière en suspension(MES)

Les teneurs en matière en suspension (MES) ont été obtenues par filtration de 1 L d'eau sur un filtre Whatman GF/F (porosité 0,45µm) préalablement pesé. Lorsque la filtration est terminée, le résidu est séché à 105°C et pesé de nouveau. La quantité de matières en suspension est estimée en mesurant le poids sec des particules récupérées. Elle est exprimée en mg/L

$$E = \frac{(A - P) \times 1000000}{V}$$

où

E : quantité de matières en suspension (mg/L) ;

A : Poids du filtre + solide (g) (après 105°C) ;

P : poids du filtre vierge (g) (avant 105°C) ;

V : volume d'échantillon utilisé (ml).



**Photo 1.** Appareillage nécessaire pour mesurer la quantité de matières en suspension



**Photo 2.** Résidu de matières en suspension avant le séchage

### 3.2.2 Turbidité:

La turbidité de l'eau est mesurée à l'aide d'un turbidimètre de laboratoire (Hach 2100N). Elle se calcule en mesurant l'absorption, par les particules en suspension, de la lumière transmise dans les eaux. Elle est exprimée en NTU.

### 3.2.3 Analyse granulométrique :

Les échantillons de sédiments ont été séchés à l'air libre avant tamisage mécanique à sec à travers un tamis de 2 mm de diamètre. Les éléments fins ( $\varnothing < 2$  mm) ont été séparés des éléments grossiers ( $\varnothing > 2$  mm).

#### ➤ Les éléments fins :

L'analyse granulométrique a été réalisée dans cette étude sur des particules dont le diamètre est  $< 2$  mm compte tenu de leur rôle essentiel dans les échanges eau-sédiments (Gayraud et *al.* 2002).

Cette analyse a été effectuée par la méthode de sédimentation (vitesse de sédimentation), qui permet de connaître la composition granulométrique des sédiments, exprimées en pourcentage de chaque fraction.

Après le tamisage, 60g de sédiments ont été pesés et placés dans une capsule en porcelaine numérotée. Une solution d'héxamétophosphate de sodium (un agent dispersant) a été ajoutée, soit 10ml pour 10g de sédiments. Cette suspension a été ensuite portée à une ébullition d'une heure sans omettre de l'agiter à l'aide d'une baguette de verre et veiller de combler le déficit en eau dû à l'évaporation. Les plus grosses particules (>0.16 mm) ont été retirées de l'échantillon après refroidissement par tamisage (passage du contenu sur un tamis de 0.16 mm), puis rincés sur le tamis à l'aide d'une pissette. Ensuite, - Transvaser le contenu du tamis dans une autre capsule numérotée et tarée, séchés à 125 °C pendant 24 heures puis pesés.

Les sédiments dont le diamètre est < 0.16 mm ont été analysés pour déterminer leur distribution granulométrique en utilisant la méthode de sédimentation. Cela consiste à transvaser le mélange ne contenant que les particules inférieures à 0.16mm dans l'éprouvette à sédimentation, à laquelle est ajoutée 1litre d'eau distillée.

La densité du mélange est mesurée à l'aide d'un densimètre à divers intervalles de temps : Les résultats sont obtenus par la lecture densimétrique après 30 s, 1mn, 2mn, 5mn, 15mn, 45mn, 2h et 20h. La température de la suspension est notée après la lecture de la densimétrique à 45 mn, à 2h et à 24h.

Les résultats, sont notés sur un tableau comprenant les rubriques de temps (t), de densité (D) et de température (°C).Pour compléter ce tableau il faut déterminer :

- La température corrigée : dt (voir l'abaque) (Annexe).
- La densité corrigé : C=D+dt.
- Déterminer le diamètre des particules d (sur l'abaque).

Cinq classes granulométriques ont été séparées, Argile (A) < 2µm, Limons fins (LF) 2-20µm,

Limons grossier (LG) 20-63µm, Sable fin (SF) 63µm-0.5mmet sable grossier (SG) 0.5-2mm.

A l'aide de diagramme de CASAGRANDE (1934), (Annexe), le pourcentage des cinq

fractions granulométriques des échantillons étudiés sont déterminés.

Le calcul du pourcentage de sable grossier ( $\sum\%SG$ )

$$\sum\%SG = \frac{gs}{G} \times 100$$

**G** : Prise d'essai.

**gs** : Sable après séchage.

Puis le calcul du pourcentage cumulé des autres particules :

$$\% = \frac{100}{G} \times \frac{S}{S-1} \times \Delta C$$

**G** : Prise d'essai

**S** : Poids spécifique réel qui est égale: 2.65

**ΔC**: Densité de la suspension dans un temps donné.



**Photo3.** L'ébullition de la suspension



**Photo4.** Phénomène de sédimentation

### 3.2.4 Teneur en matières organiques des sédiments par calcination $C_{MOC}$ :

Le taux de matière organique (%MO) est calculée en utilisant la méthode de calcination (AFNOR 1998) qui repose sur la différence de poids liée à la perte au feu d'un échantillon de sédiment (dont la granulométrie est inférieure à 2 mm) préalablement séché après calcination dans un four à moufle à une température de 550°C pendant trois heures. Le sédiment calciné une fois refroidit dans un dessiccateur est ensuite pesé. La fraction organique a été exprimée en pourcentage du poids total de l'échantillon du sédiment.

La première étape consiste à placer les creusets dans le four à une température comprise entre 450 °C et 500 °C pendant 1 h au moins, puis les laisser refroidir à l'intérieur d'un dessiccateur avant de les peser ( $m_0$ ).

Ensuite, la totalité du matériau a été séchée à 50 °C. Deux pesées séparées par un étuvage d'un intervalle de temps d'au moins 8 h sont effectuées après chacun des passages à l'étuve. Puis le contenu est passé sur un tamis de 2 mm.

Au moins deux prises d'essai, d'environ 50 g chacune sont prélevés et déposés dans deux creusets différents, qui seront pesés ( $m_1$ ). Les creusets sont placés dans le four à moufle pendant au moins 3 h à température comprise entre 450 °C et 500 °C. Après refroidissement, chaque creuset et son contenu sont pesés ( $m_2$ ).

La teneur en matières organiques de la fraction granulométrique inférieure à 2 mm est calculée à partir des pesées effectuées. C'est la moyenne arithmétique des ( $n = 3$ ) prises d'essai et est exprimée en pourcentage.

$$C_{\text{MOC}} = \frac{1}{n} \sum (m_1 - m_2) / (m_1 - m_0)$$

### 3.2.5 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique des sédiment du lit du cours d'eau ( $K$ ) est déterminée en évaluant la relation entre le taux d'infiltration, qui est la profondeur d'eau infiltrée par l'échantillon de sédiment en place pendant l'unité de temps et le gradient de charge hydraulique appliqué.

Les valeurs de  $K$  ont été estimées selon les techniques basées sur le principe de la loi de Darcy.  $K$  est mesuré par des essais en colonne d'infiltration (perméamètre) de longueur  $L$  et de section transversale  $S$  soumis à une différence de hauteur constante de  $\Delta H$  (fig11). La conductivité hydraulique des sédiments,  $K$ , peut être exprimée comme suit:

$$K = \frac{V}{I}$$

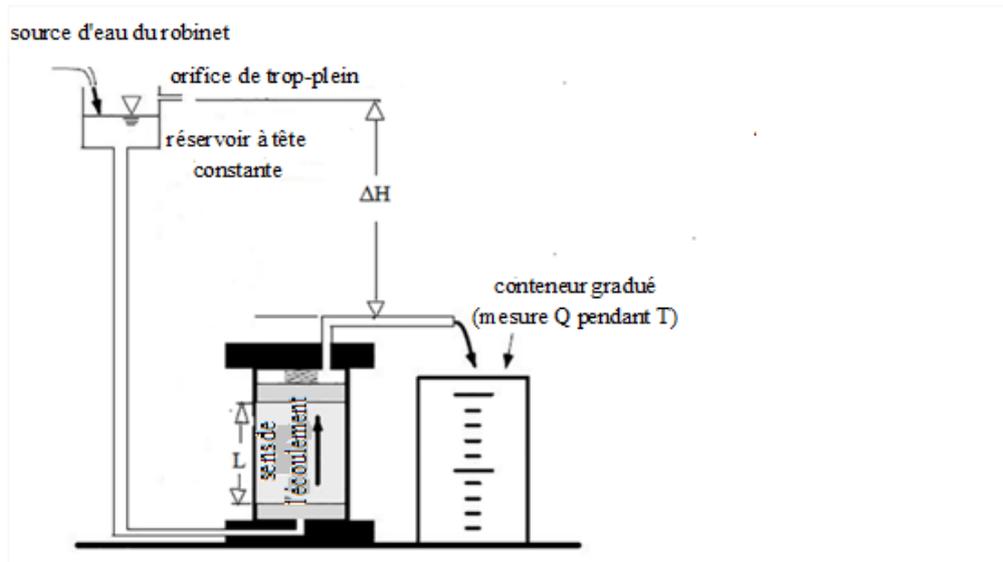
La vitesse d'écoulement  $V$  peut être exprimée en volume d'écoulement  $Q$  par unité de temps  $t$ .

Le rapport de  $\Delta H$  à  $L$  est défini comme le gradient hydraulique  $I$  : c'est la différence de charge hydraulique entre deux points d'un milieu poreux saturé, sur une même ligne de courant, par unité de distance, selon la ligne de courant. Il est défini par la relation suivante :

$$I = \frac{\Delta H}{L}$$

où  $\Delta H$  = différence de charge hydraulique

$l$  = la longueur de l'échantillon du sédiment à l'intérieur du perméamètre.



**Fig 11 :** Mesure de la conductivité hydraulique par la loi de Darcy (ASTM D2434)

Pour chaque échantillon de sédiments, l'estimation de la conductivité hydraulique a été réalisée au laboratoire selon le protocole suivant :

Dans un premier temps le perméamètre est pesé sans le système d'alimentation (masse =  $M_p$ ). Puis sont placés dans l'ordre à partir du fond du perméamètre une pierre poreuse et un papier filtre. Ensuite l'échantillon de sédiment est placé dans le moule en le compactant à l'aide du pilon prévu à cet effet. Le perméamètre avec l'échantillon est pesé (masse =  $M_{p+e}$ ), la longueur de l'échantillon ( $L$ ) est mesurée et la section de l'échantillon est calculée.

Dans un deuxième temps, un second papier filtre et la deuxième pierre poreuse sont placés sur l'échantillon en s'assurant de nettoyer et de bien positionner les joints d'étanchéité en caoutchouc.

La dernière étape consiste à refermer le perméamètre à l'aide des pinces et fixer le système d'approvisionnement d'eau au bas du perméamètre. La saturation de l'échantillon des sédiments se fera du bas vers le haut, avec de l'eau distillée en ouvrant la valve et en laissant circuler l'eau dans le perméamètre pendant environ une demi-heure. Une fois l'échantillon saturé la valve à la sortie est fermée.

Les résultats sont obtenus par la mesure de la différence de charge hydraulique dans chaque essai entre le niveau de l'eau dans le tube et le niveau de la sortie du perméamètre ( $\Delta H$ ). De plus, les paramètres  $S$ ,  $L$ , et  $\Delta H$  sont constants dans tous les essais.

L'essai est démarré par l'ouverture de la valve à la sortie et la lecture doit se faire sur un intervalle de temps : 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 et 8 minute. La valve à la sortie du perméamètre est

refermée et la masse d'eau récupérée en sortie est pesé ( $q$ ) pour en déterminer le volume  $Q$ . La température de l'eau dans le récipient est mesurée.

$$Q = \frac{q}{t}$$

Ainsi, avec plusieurs séquences de lecture  $q_1, q_2, q_3, \dots$  aux temps  $t_1, t_2, t_n, \dots$  il est possible de calculer plusieurs fois la vitesse d'écoulement ( $V$ ).

$$V = \frac{Q}{S}$$

En conséquence la valeur  $K$  pour de chaque essai sera calculée. On obtiendra donc la valeur moyenne de  $K$  de quatre essais consécutifs.

$$K = \frac{q * l}{t * S * \Delta H}$$

### 3.2.6 Traitement statistique des données:

#### 3.2.6.1 Analyses de variance et tests non paramétriques:

Des tests d'analyse de variance unidirectionnels (ANOVA 1, MINITAB) et des tests non-paramétriques (test de Kruskal-Wallis) ont été réalisés pour comparer la composition granulométrique des sédiments <2 mm et la conductivité hydraulique entre l'amont et l'aval, les seuils et les mouilles et entre les différentes périodes hydrologiques. La signification de tous les tests statistiques a été acceptée à  $p < 0,05$ . Les valeurs de  $K$  avec une grande différence entre le minimum et le maximum ont été log-transformées.

#### 3.2.6.2 Analyse en composantes principales (ACP):

L'ACP est une analyse qui construit de nouvelles variables, synthétiques non corrélées entre elles et de variance décroissante appelées composantes principales de manière à minimiser la perte d'information lors de la réduction de dimension à partir de combinaisons linéaires des variables initiales et fournit des représentations graphiques de  $P$  individus dans un espace de dimensions réduites en général dans 2 ou 3 dimensions, sachant que l'on part d'un espace à  $n$  dimensions,  $n$ 'étant le nombre de variables mesurées. Cette méthode permet de visualiser les relations entre variables ainsi que l'existence éventuelle de groupes d'individus et de groupes de variables.

Une analyse en composantes principales a été réalisée sur un ensemble de 180 relevés et 13 variables telles que la température (T), l'oxygène dissous (DO), la turbidité (TU), les matières en suspension (SM), le débit (Q), la conductivité hydraulique (K), la vitesse d'écoulement hyporheïque (V) et le pourcentage des cinq fractions granulométriques du sédiment, à savoir le sable grossier (C Sa), le sable fin (F Sa), le limon grossier (C Si), le limon fin (F Si) et l'argile (Cl).

Afin de stabiliser la variance et de normaliser leurs distributions, les variables ont subi une transformation logarithmique.

### **3.2.6.2.1 Analyse discriminante**

Cette analyse montre que le caractère discriminant d'une variable est liée à la relation entre la dispersion totale de cette variable et celle observée dans chaque groupe, en maximisant la dispersion des centres de gravité de ces groupes. Dans ce cas c'est la période hydrologique et le site qui ont été considérés comme groupes.

Dans cette étude nous avons complété l'ACP par l'analyse discriminante intergroupe (Between group PCA) afin de mettre en évidence l'évolution spatiale (effet site) et temporelle (effet dates) des principaux paramètres. Et ainsi mettre en évidence l'influence des variables environnementales sur K et par conséquent sur le colmatage de la zone hyporheïque.

### **Corrélation de Pearson :**

Le test de Pearson est un indice statistique qui exprime le degré et le sens (positif ou négatif) de la relation linéaire entre deux variables quantitatives, il peut prendre les valeurs « -1 » à « +1 » :

- Une valeur de +1 montre que les variables sont parfaitement linéaires liées par une relation de plus en plus croissante.
- Une valeur de -1 montre que les variables sont parfaitement linéaires liées par une relation décroissante.
- Une valeur de 0 montre que les variables ne sont pas linéaires entre elles.

Il est considéré comme forte corrélation si le coefficient de corrélation est supérieur à 0,8 et une faible corrélation si le coefficient de corrélation est inférieur à 0,5 (Held, 2010).

Ce test a été appliqué pour détecter la présence ou l'absence d'une relation linéaire entre les deux variables (fractions granulométriques et k). Il a été ensuite validé par un test de signification de la relation.

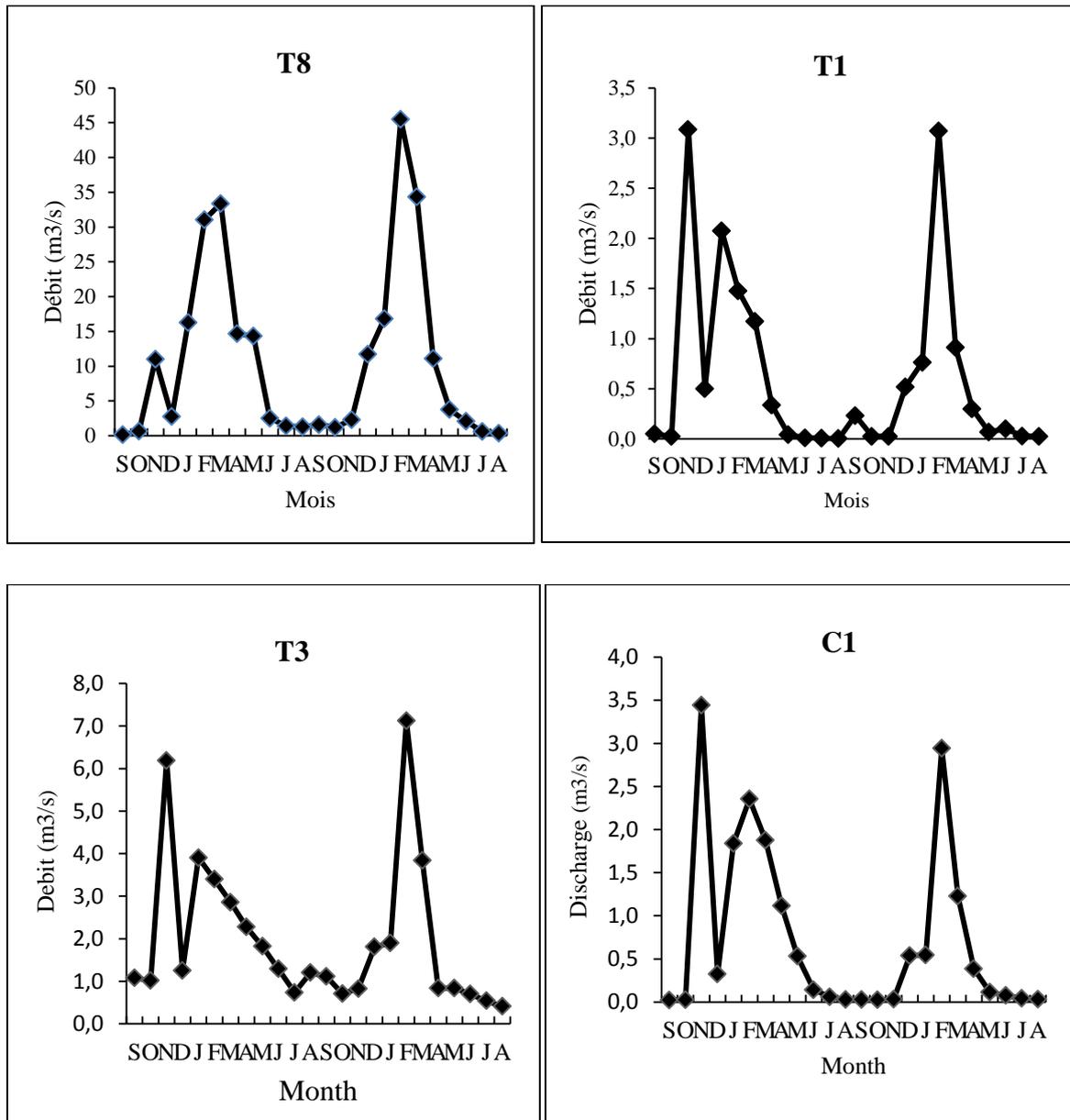
## **Résultats et interprétations**

## Chapitre 4 : résultats et interprétations

Ce chapitre a pour objectif l'identification des facteurs contrôlant la variabilité spatio-temporelle de la granulométrie des sédiments à l'échelle du bassin versant de la Tafna au cours de deux périodes hydrologiques. Il est composé d'une première partie qui traite la chimie des eaux hyporhéiques de la Tafna et ses affluents l'Isser et Chouly, suivie d'une deuxième partie consacrée au changement de la granulométrie des sédiments hyporhéiques et est constituée d'un article publié dans le journal *African journal of aquatic science*, et intitulé «Assessment of subsurface riverbed clogging by fine sediments in a semi-arid catchment of north-western Algeria». La troisième partie concerne la conductivité hydraulique du substrat des sites d'étude du bassin versant de la Tafna. Enfin, la quatrième partie s'intéresse sur les paramètres influençant la conductivité hydraulique.

### 4.1 Débit :

La figure 12 représente les variations des débits mensuels moyens pour 4 stations de jaugeage enregistrées au cours de la période septembre 2012 à août 2014. L'examen des courbes montre que la station aval de la Tafna (T8) enregistre les plus grands débits mensuels avec un maximum de  $45 \text{ m}^3/\text{s}$ . Alors que les plus faibles valeurs, sont observées au niveau de la haute Tafna (T1) et l'amont de l'oued Chouly (C1) avec les valeurs moyennes maximales de  $3.5 \text{ m}^3/\text{s}$ . Au cours de la période d'étude une montée rapide des eaux est observée en Novembre 2012, Janvier 2013 et Février 2014 en relation avec les fortes précipitations, suivi par une diminution du débit jusqu'à assèchement complet à partir de Mai à la station T1 et Juillet à la station C1. Le maintien d'un niveau d'eau à l'aval de la Tafna (T8) est lié aux lâchés d'eau du barrage de Hammam Boughrara.



**Fig 12:** Variation du débit mensuel moyen de la rivière Tafna aux quatre stations de jaugeage de septembre 2012 à août 2014 (ANRH)

#### 4.2 Qualité physico chimique de l'eau de surface et de l'eau hyporheique

Les variables environnementales comme la température (T), le potentiel d'hydrogène (pH), la conductivité électrique (CE), l'oxygène dissous (O<sub>2</sub>), les matières en suspension (MES) et la Turbidité (Tu) ont été mesurées au cours de deux périodes hydrologiques: Les hautes eaux de février 2013 à avril 2014 (février, mars, avril, novembre, décembre, janvier, mars, avril) et l'étiages de l'année 2013 correspond aux mois de Mai, Juin, Juillet, Août, Septembre et Octobre dans 06 stations d'amont (T0, T1, T3, C0, C1, C2) et 04 stations d'aval T8, T9, I4, I5.

### Température :

En eau de surface, les valeurs de la température diffèrent significativement entre l'amont et l'aval ( $p < 0.05$ ) (fig 14). La température moyenne des stations amont varie entre 13.7 °C pendant les hautes eaux et 18.3 °C en étiage. Alors qu'au niveau de l'aval, elle varie de 14.4 °C pendant les hautes eaux à 22.7 °C en étiage. Ceci s'explique par le fait que la température de l'eau est influencée par la température de l'air qui dépend des saisons, du climat régional et des caractéristiques des stations d'échantillonnage (altitude, pente, couvert végétal).

De même, la température de l'eau hyporhéique mesurée révèle une différence significative entre l'amont et l'aval du bassin versant de la Tafna ( $p < 0.001$ ) selon l'ANOVA 1 (fig 13). Elle varie de 7.9 à 25.9 °C. Elle est plus faible dans les stations d'amont comparée aux stations d'aval. Les températures maximales ont été notées pendant la période d'étiage.

### Potentiel d'hydrogène (pH) :

Le pH enregistré dans l'eau hyporhéique une différence hautement significative entre l'amont et l'aval du bassin versant ( $p = 0$ ). En amont, les valeurs moyennes oscillent entre 7.8 pendant les hautes eaux et 7.68 en étiage. Au niveau de l'aval, elles oscillent entre 7.83 et 8 (fig 13).

Dans l'eau de surface, les valeurs moyennes oscillent entre 7.8 à l'amont du bassin versant et 8.1 au niveau de l'aval quelque soit la saison ( $P < 0.01$ ) (fig 14). Les moyennes du pH sont supérieures à la neutralité ce qui reflète la nature géologique du substrat et du bassin versant traversé (Dussart, 1966; Bermond et Vuichard, 1973). L'augmentation de l'alcalinité des eaux de surface à l'aval serait liée à l'activité photosynthétique.

### Oxygène dissous :

Les teneurs moyennes en oxygène dissous enregistrées dans l'eau hyporhéique présentent une différence significative entre l'amont et l'aval ( $p < 0.005$ ) durant les hautes eaux (fig 13). Les stations amont sont bien oxygénées avec une moyenne de 7.03 mg/l que les stations aval 6.42 mg/l. En étiage, aucune différence significative n'a été enregistrée.

Sur le plan temporel, les concentrations moyennes ont diminué significativement entre les hautes eaux et les étiages, notamment au niveau des stations amont, où elles passent à 5.63 mg/l ( $p = 0$ ). En aval, elles passent de 6.42 mg/l pendant les hautes eaux à 5.49 mg/l en étiage.

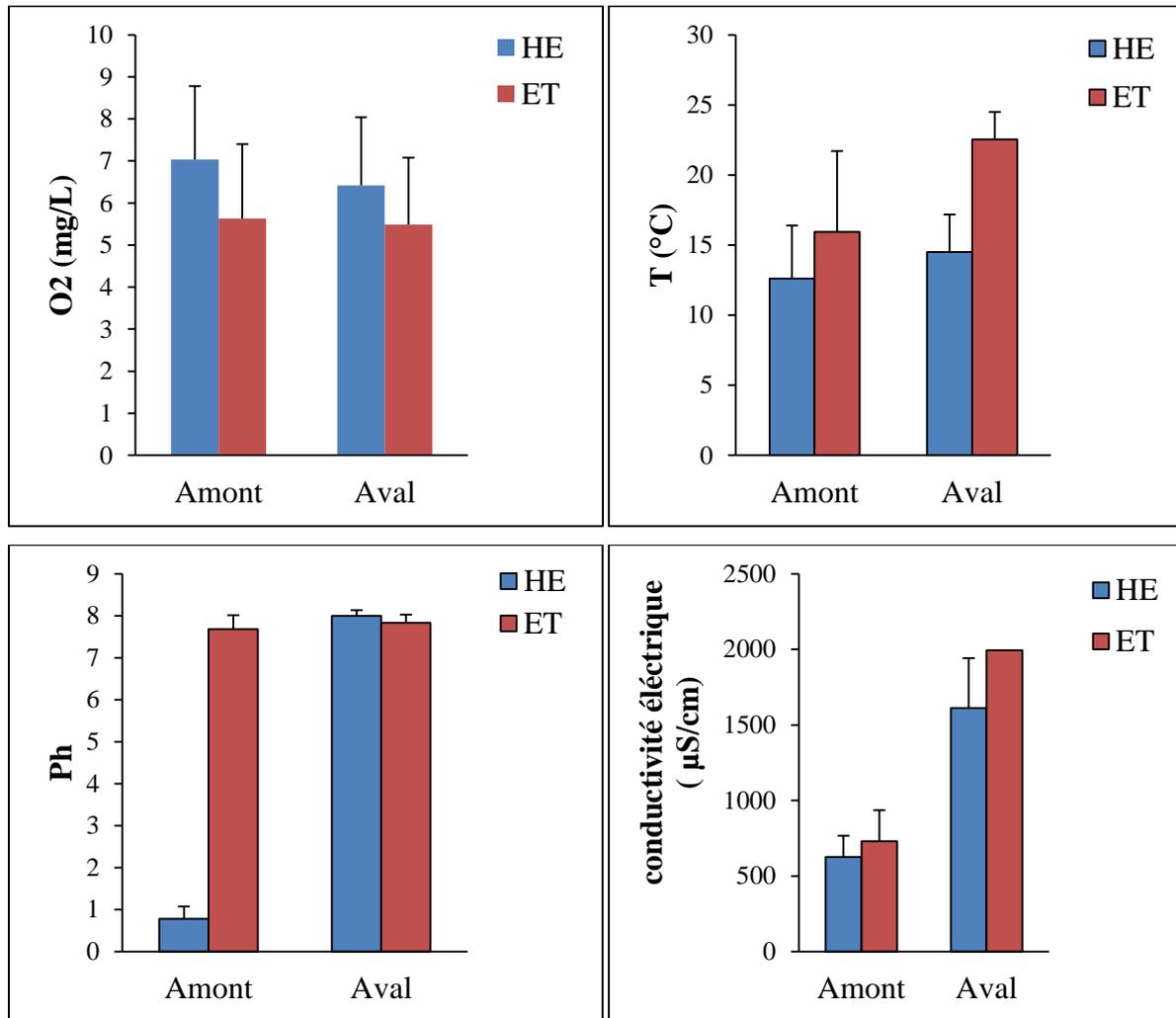
Les valeurs moyennes de l'oxygène dissous des eaux de surface (fig 14) varient significativement entre les périodes hydrologiques ( $p < 0.05$ ).

Les eaux de surface enregistrent des valeurs moyennes en O<sub>2</sub> de 9 mg/l durant les hautes eaux et de 8.19 mg/l au cours de l'été au niveau des stations situées à l'amont. Dans les stations aval, les concentrations moyennes sont de 8.8 mg/l et de 7.8 mg/l respectivement. Ce qui indique que les stations étudiées sont bien oxygénées surtout que les prélèvements sont diurnes (photosynthèse).

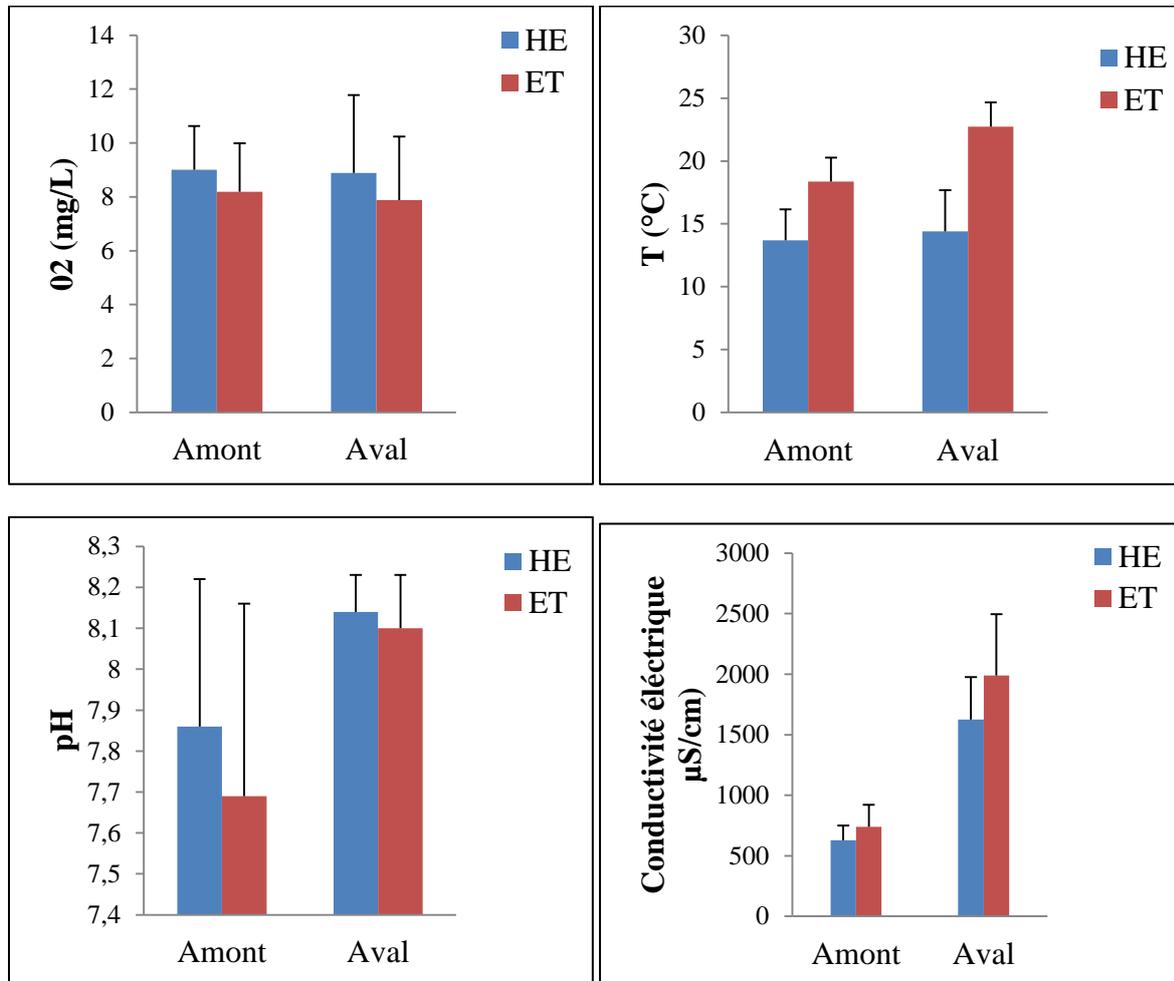
### **Conductivité électrique:**

La conductivité électrique de l'eau hyporhéique augmente significativement entre l'amont et l'aval du bassin versant ( $p=0$ ). Au niveau des stations d'amont les valeurs moyennes fluctuent entre 626.21  $\mu\text{s/cm}$  durant les hautes eaux et 731  $\mu\text{s/cm}$  en étiage, alors qu'au niveau des stations aval, les valeurs enregistrées sont respectivement de 1611.86  $\mu\text{s/cm}$  et 1993.84  $\mu\text{s/cm}$  ( $p<0.005$ ) (fig 13).

De même, l'eau de surface enregistre une différence significative entre l'amont et l'aval du bassin versant ( $p=0$ ) et entre les périodes hydrologiques ( $p<0.005$ ) (fig 14). Les valeurs moyennes mesurées des stations amont fluctuent entre 600  $\mu\text{s/cm}$  en hautes eaux et 700  $\mu\text{s/cm}$  en étiage. Au niveau de l'aval, elle est entre 1625  $\mu\text{s/cm}$  pendant les hautes eaux et 1988  $\mu\text{s/cm}$  en étiage. L'augmentation de la conductivité électrique des eaux superficielles des stations aval est liée d'une part à la nature dolomitique des terrains traversés qui favorise le processus déminéralisation et d'autre part à la pollution par la zone industrielle de la ville de Maghnia et de Tlemcen. Alors que les faibles valeurs observées durant les hautes eaux est le résultat d'une dilution par les précipitations.



**Fig 13:** Variations spatio-temporelles des valeurs moyennes ( $\pm$ SD) de la température, l'oxygène dissous, le pH et la conductivité électrique de l'eau hyporheïque (**HE** : Hautes eaux, **ET** : Etiage)

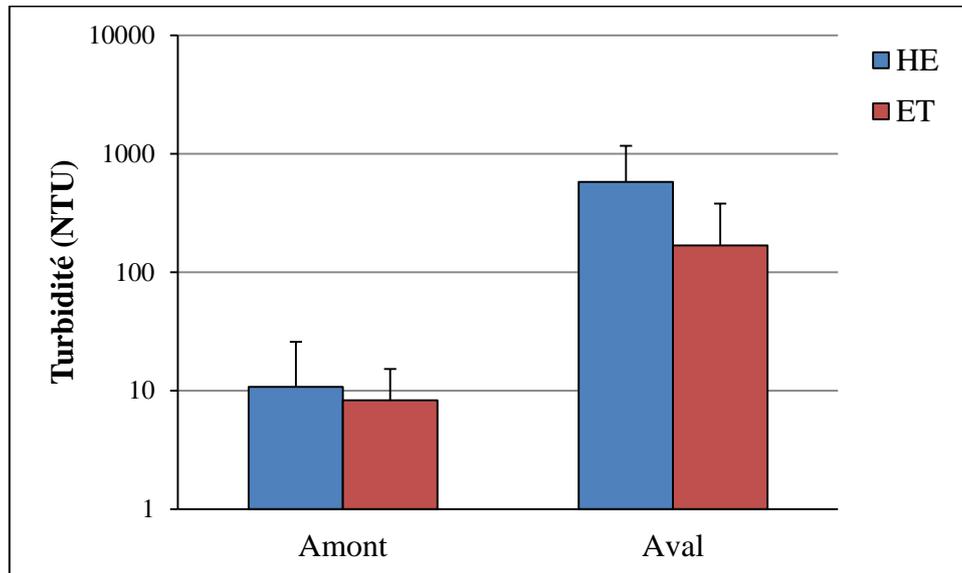


**Fig 14:** Variations spatio-temporelles des valeurs moyennes ( $\pm$ SD) de la température, l’oxygène dissous, le pH et la conductivité électrique de l’eau de surface (**HE** : Hautes eaux, **ET** : Étiage)

#### 4.3 Répartition spatio-temporelle de la turbidité selon un gradient amont-aval :

Les valeurs moyennes de la turbidité mesurées dans l’eau de surface (fig 15) révèlent une différence hautement significative entre l’amont et l’aval du bassin versant ( $p < 0.001$ ) selon l’Anova 1. Sur le plan temporel, les concentrations moyennes ont augmenté significativement ( $p < 0.05$ ) entre les hautes eaux et les étiages. Les valeurs moyennes minimales (10.73 NTU) sont celles des stations amont alors que les valeurs moyennes maximales sont celles enregistrées à l’aval (579,68 NTU).

Cette augmentation longitudinale est significative durant la période des hautes eaux, en relation avec les apports latéraux riches en sédiment par érosion des berges du bassin versant. Néanmoins, la turbidité de l’eau évolue sensiblement de l’amont vers l’aval car les conditions d’écoulement (turbulence, vitesse de courant) changent, ainsi que la pente, la nature des roches (Levêque 1996), et les paramètres morphométriques du bassin (Baba Hamed 2001). Ainsi, les particules très fines telles que les argiles et les limons, sont entraînées rapidement vers l’aval par un courant faible.

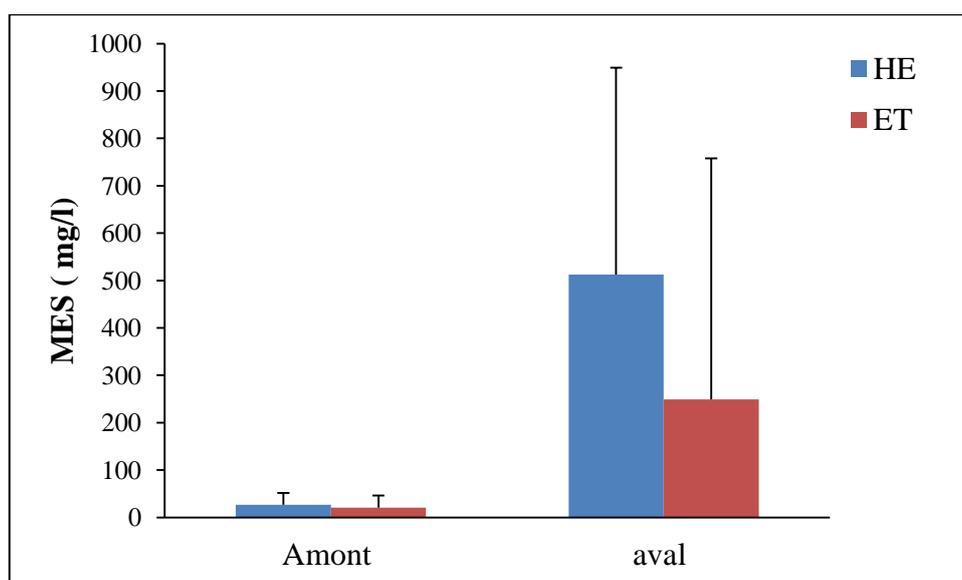


**Fig15:** Variation spatio-temporelles des valeurs moyennes ( $\pm$  SD) de la turbidité de l'eau de surface selon un gradient amont-aval, au cours des hautes eaux ( **HE**) et des étiages ( **ET**)

#### 4.4 Variabilité des Matières En Suspension

##### 4.4. 1 Variabilité des MES selon un gradient amont-aval

Dans l'eau de surface, les concentrations en MES sont significativement plus élevées aux stations aval comparées aux stations amonts ( $p < 0.05$ ) (fig 16). Elles atteignent une valeur moyenne de  $512.7 \pm 436.6$  mg/l) pendant les hautes eaux et ( $249.37 \pm 508.53$ mg/l) en étiage, contre  $26.97 \pm 24.93$  mg/l et  $20.45 \pm 25.9$  mg/l respectivement à l'amont. Le test d'Anova a révélé une réduction temporelle significative qui s'élève à 50% en aval ( $p < 0.05$ ) pendant les étiages, par l'effet de sédimentation des particules fines en relation avec une diminution saisonnière du débit (Hatch *et al.* 2010).

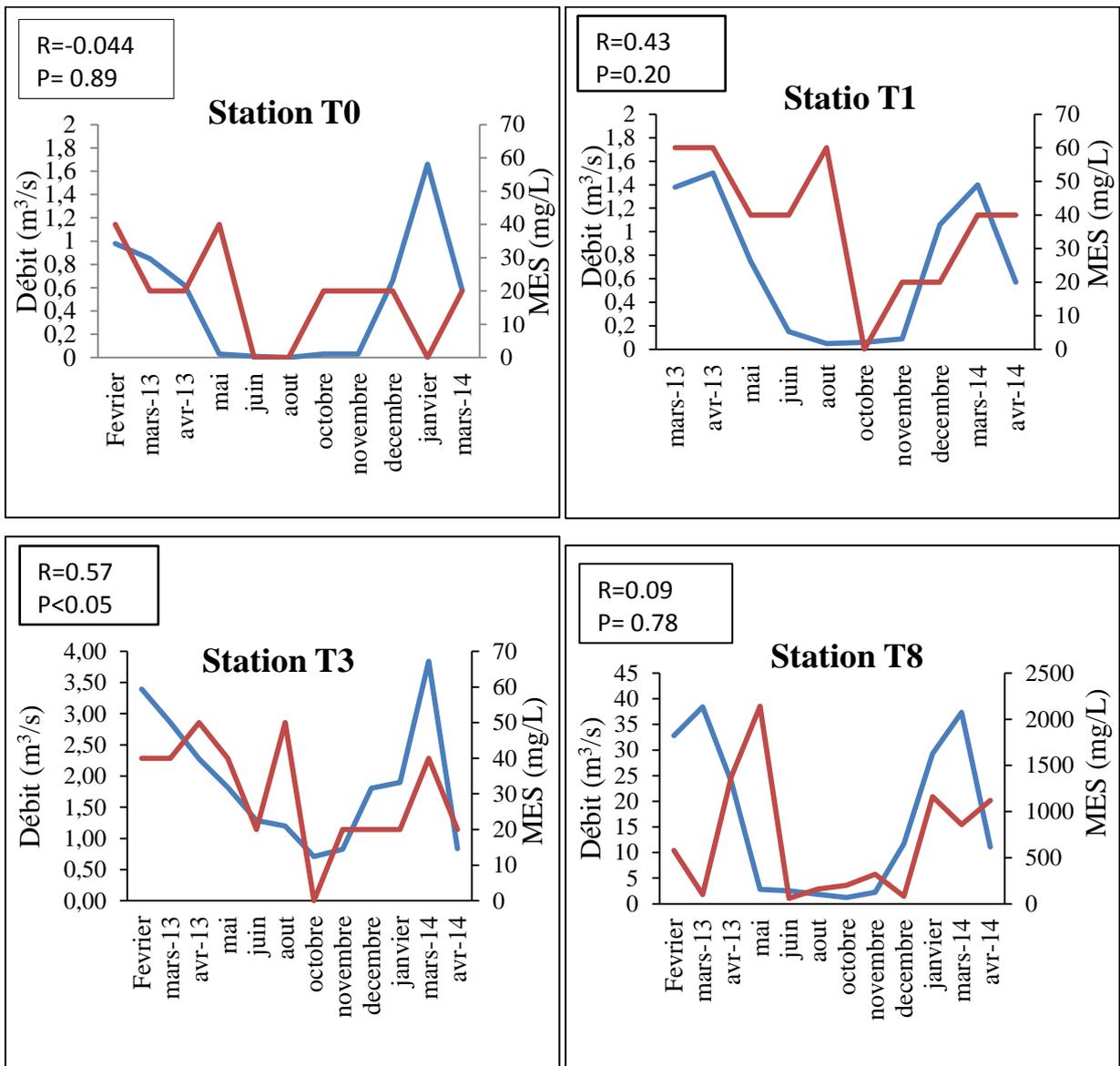


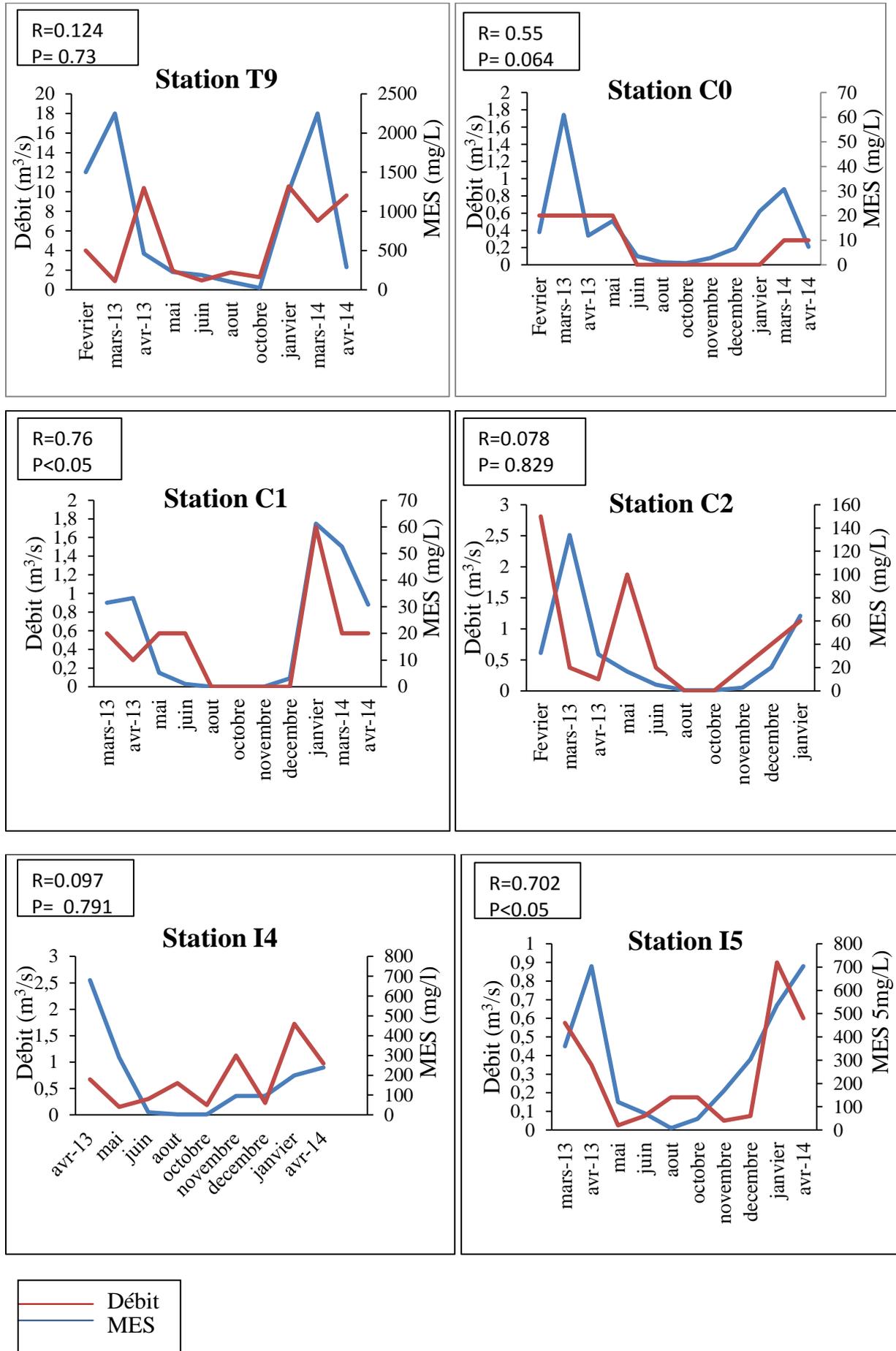
**Fig 16 :** Variations spatio-temporelles des MES de l'eau de surface (valeurs Moyennes  $\pm$  SD) selon un gradient amont-aval, au cours des hautes eaux ( **HE**) et des étiages ( **ET**)

4.4. 2 Variabilité des MES en fonction du débit :

L'évolution temporelle des teneurs en MES en fonction du débit dans les stations d'étude a permis de mettre en évidence une corrélation positive significative au niveau des stations T3, C1et I5 ( $p < 0.05$ ) avec ( $R > 0.57$ ). Alors que les stations T0, T1, T8, C2 et I4 n'enregistrent aucune corrélation significative (fig 17). La station C0 se distingue par une corrélation positive (55%), mais qui reste non significative. L'eau de cette station est la moins chargée en MES avec des teneurs moyenne de 8.33 mg/L. Alors que les teneurs moyenne maximales sont celles enregistrées à la station T8 (la plus chargée avec 680 mg/L).

Ces corrélations positives s'expliquent par la charge des eaux en matières en suspension, selon leurs conditions environnementales. En effet, le débit joue un rôle important dans le transport, et le dépôt des sédiments fins.





**Fig 17 :** Variabilité mensuelle des MES dans les stations étudiées (**HE**= hautes eaux, **ET**= étiage, **R** = coefficient de corrélation) en fonction du débit.

## 4.5 Distribution granulométrique des sédiments hyporhéiques

### 4.5.1 Variation spatio-temporelle des éléments grossiers ( $\varnothing > 2\text{mm}$ )

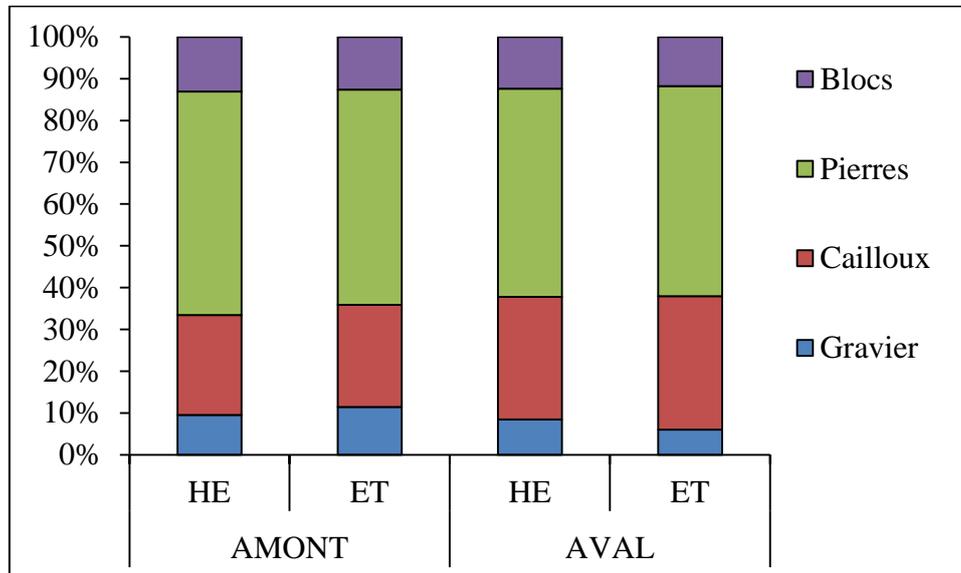
#### a) Variation amont/aval

La distribution des éléments grossiers ( $\varnothing > 2\text{mm}$ ) constituant le lit du cours d'eau des stations étudiées est contrôlée par l'écoulement qui produit une mosaïque de substrat très diversifiés, le sédiment du lit est très important pour la répartition de la faune aquatique car il met en évidence l'existence de nombreux habitats.

L'analyse des sédiments grossiers ( $\varnothing > 2\text{mm}$ ) dans la Tafna et ses affluents a montré que les pierres sont les éléments qui dominent avec un pourcentage qui dépassent 50% , alors que les cailloux et les blocs et les graviers représentent 26.7% ( $\pm 10.6$ ) ,12.6% ( $\pm 11$ ) et 9.03 ( $\pm 9.9$ ) .

A l'échelle amont aval, les éléments grossiers montre que le pourcentage des cailloux est plus est plus faible dans la partie amont et augmente significativement à l'aval ( $p=0.006$ ) (fig 18). La station T9 enregistre la proportion maximales de cailloux 50% alors que les proportions minimales ( $< 10\%$ ) sont enregistrées à la station T1. Quant aux graviers, ils sont relativement bien représentés dans les stations amont ( $10.44 \pm 13\%$ ) avec un maximum qui dépasse 50% en T3 et C2, par rapport aux stations aval avec un minimum de 2%.

Aucune différence n'est enregistrée pour les blocs où T1 enregistre le pourcentage maximal (55%).



**Fig18 :** Evolution spatio-temporelle des éléments grossiers ( $\varnothing > 2\text{mm}$ ) du lit du cours d'eau (HE : Hautes eaux, ET : Etiage)

**b) Variation des fractions granulométriques ( $\varnothing > 2\text{mm}$ ) (par sous bassin)**

**Graviers :**

Les deux sous bassins de Chouly et la Tafna sont plus chargés en graviers que le sous bassin d'Isser durant les étiages avec une moyenne de  $(10.75\% \pm 14.97\%)$  pour les stations de la Tafna et  $9.41\pm (14\%)$  pour les stations de Chouly. Aucune différence n'est observée durant le HE (fig 19).

**Cailloux :**

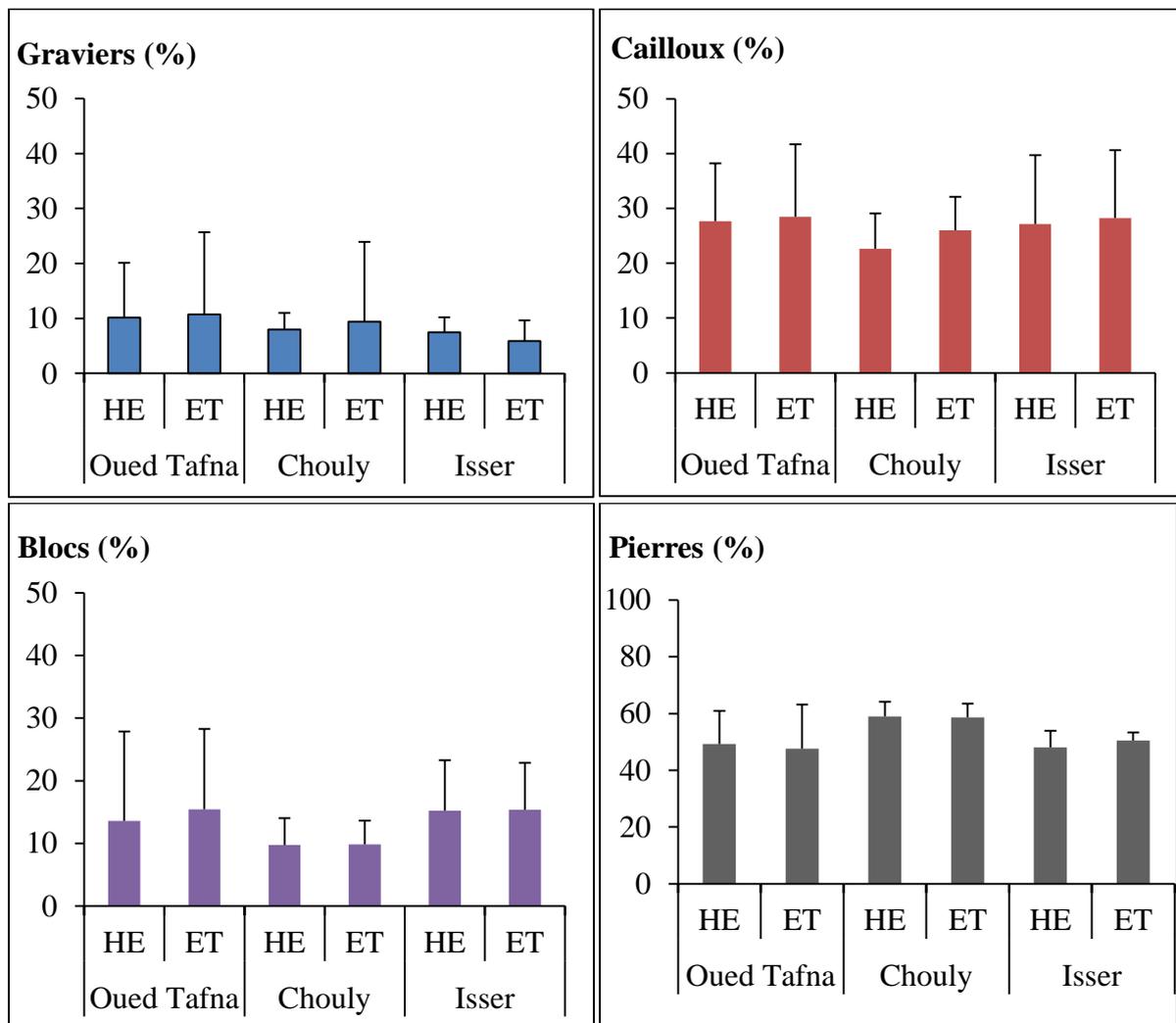
Les sous bassins de la tafna et Isser sont les plus caillouteux que le sous bassin de chouly durant les deux périodes hydrologique. Le pourcentage moyen dépasse 27% en HE et 28% en ET.

**Blocs :**

D'après la figure 19, un pourcentage de bloc relativement élevé est noté au niveau des sous bassins de la Tafna et Isser au cours des deux périodes hydrologiques, par rapport au sous bassin de Chouly.

**Pierres :**

Aucune différence significative n'a enregistré entre les sous bassins, la valeur moyenne minimal a enregistré au niveau de sous bassin de oued Tafna (47.65%) et la valeur maximal au niveau du sous bassin d'Isser (50.5%) en ET.



**Fig 19 :** Evolution spatio-temporelle des éléments grossiers ( $\varnothing > 2\text{mm}$ ) du lit du cours d'eau principal de la Tafna et ses affluents Isser et Chouly.

#### 4.5. 2 Evolution spatio-temporelle des fractions granulométriques ( $\varnothing < 2\text{mm}$ )

##### a) Evolution amont/aval

La composition granulométrique de la zone hyporhéique a été considérée selon une échelle amont aval du bassin versant et une échelle seuil/mouille de la station.

L'ensemble des échantillons de sédiments recueillis dans la Tafna et ses affluents est dominé par les sables qui dépassent 33%. Ils représentent en moyenne  $78 \pm 14.5\%$ , contre  $12.2 \pm 8.95\%$  pour les limons et  $8.1 \pm 5.5\%$  pour les argiles.

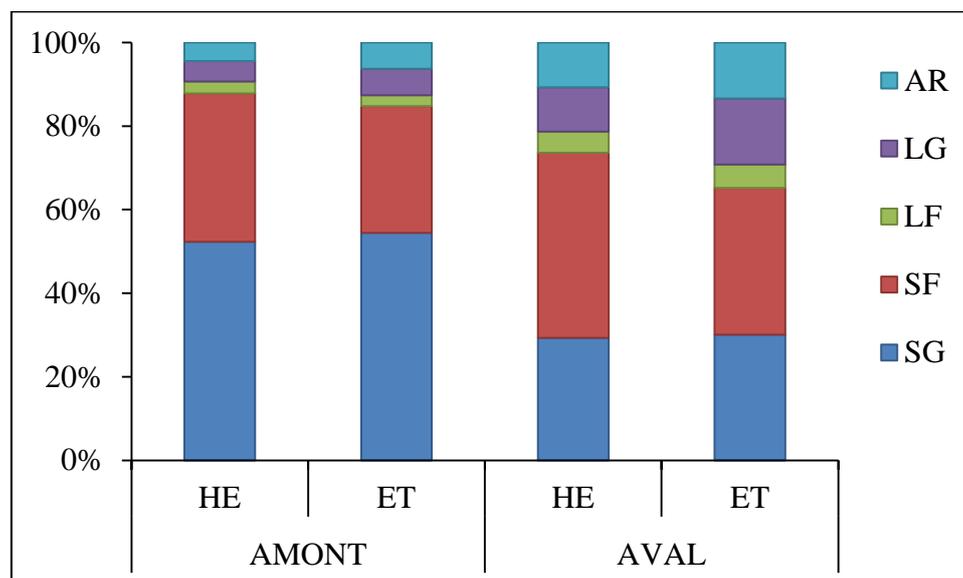
A l'échelle amont aval, les caractéristiques granulométriques en aval sont différentes des tronçons amonts, comme le montre la figure 20. Le pourcentage des argiles est plus faible dans la partie amont avec une moyenne de 5% et augmente significativement à l'aval pour atteindre 12% en moyenne ( $p=0$ ) (fig 20). Les stations T8 et T9 enregistrent les proportions

maximales d'argile (25 et 27% respectivement) alors que les proportions minimales atteignent 1% aux stations T0, T1, T3, C0, C1, C2.

De même, les limons (LF et LG) augmentent de l'amont vers l'aval. Leur proportion moyenne varie de moins de  $10 \pm 4\%$  à l'amont à  $17.5 \pm 10.5\%$  à l'aval. Les stations T9 et I5 enregistrent les teneurs maximales (48 et 50% respectivement). Notons que les limons grossiers sont deux à trois fois plus importants que les limons fins quelque soit la station.

Une valeur moyenne plus élevée du pourcentage des sables caractérise les station d'amont ( $86.67 \pm 6.43\%$ ). Cette valeur diminue significativement dans la zone aval ( $67.85 \pm 20.11\%$ ). Le taux maximum du sable fins dépasse 60% en C1 et C2 et les valeurs maximales du sable grossiers dépassent 95% en C0.

Durant les hautes eaux, l'amont est significativement plus chargé en sable grossier ( $p=0$ ). L'aval enregistre un taux significativement plus élevé en sable fin ( $p=0.041$ (Test ANOVA) et  $p=0.038$  (Test Kruskal-Wallis). Durant les étiages, les particules fines, particulièrement, Argiles et Limons Grossiers deviennent significativement plus importants à l'aval ( $p=0$ ).



**Fig 20** :Evolution spatio-temporelle des fractions granulométriques des sédiments hyporheique .(HE : Hautes eaux, ET : Etiage)

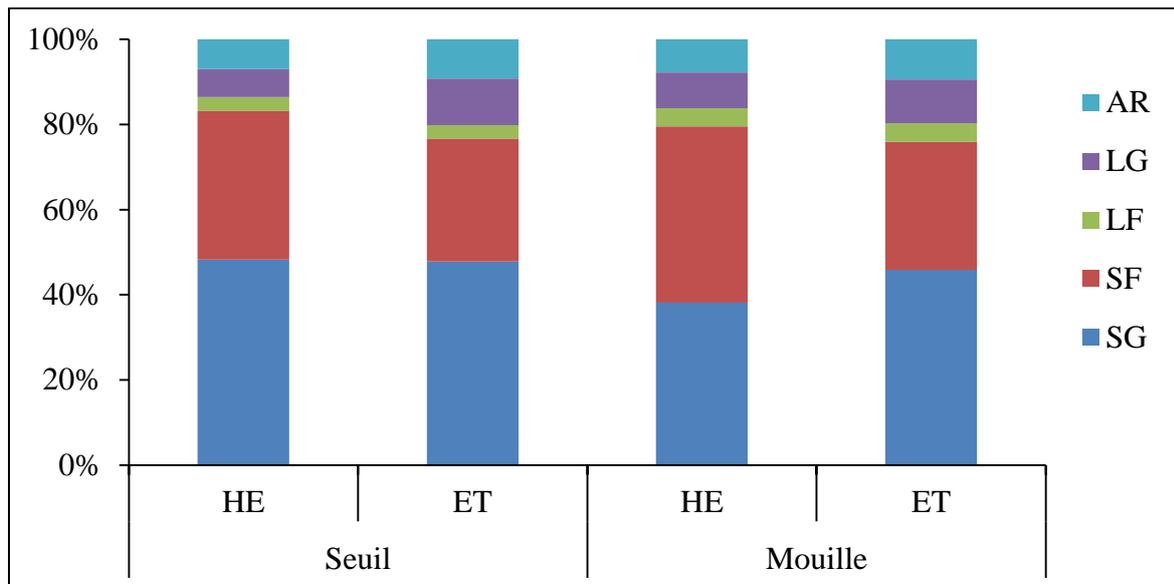
**b) Evolution Seuil-Mouille**

A l'échelle seuil / mouille, une hétérogénéité spatiale de la composition granulométrique des sédiments est notée (fig 21). La mouille est plus riche en argile que le seuil particulièrement dans les stations aval en étiage ( $14.71 \pm 7.08$ ). Le taux des limons fins est significativement plus important dans la mouille comparé au seuil durant la période des

hautes eaux ( $p=0.021$ ) dans les stations d'amont. La valeur maximale est notée durant l'étiage dans la station T9 (23%) .

Le pourcentage du sable fin est significativement plus élevé dans les mouilles en périodes des haute eaux où il atteint une valeur maximale de 59%. Aucune différence n'a été enregistrée durant l'étiage.

Les seuils sont significativement plus riches en sables grossiers que la mouille. Cette différence devient plus importante pendant les haute eaux ( $p < 0.05$ ).



**Fig 21:** Variabilité des fractions granulométriques des sédiments hyporhéique entre seuil et mouille du bassin versant de la Tafna . (**HE** : Hautes eaux, **ET** : Etiage)

*c) Evolution longitudinale des fractions granulométriques (par station) dans le cours d'eau principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly*

**Sable grossier :**

Dans le bassin versant de la Tafna, l'évolution du sable grossier en fonction de la morphologie du lit indique une différence significative entre les seuils et les mouilles de la station T1 ( $p= 0.014$ ) T9 ( $p= 0.001$ ) et I4 ( $p = 0.002$ )). Les seuils sont significativement plus riches en sables grossiers que la mouille, mais aucune différence significative n'a été obtenue entre les seuils et les mouilles de stations de T0, T8, I5 et Chouly (fig 22).

**Sable Fin :**

Le taux des sable fin est significativement plus important dans la mouille que le seuil particulièrement dans les stations T0 ( $24.56 \pm 31.81$ ) ,C0 ( $9.3 \pm 14.32$ ) et I4 ( $47.45 \pm 9.25$ ) ( $p= 0$ ). Cette différence est hautement significative pour la station I4 ( $p=0$ ). Alors que les

stations C2 et T9 enregistrent des valeurs légèrement plus élevées dans les seuils, comparées aux mouilles.

**Limon fin :**

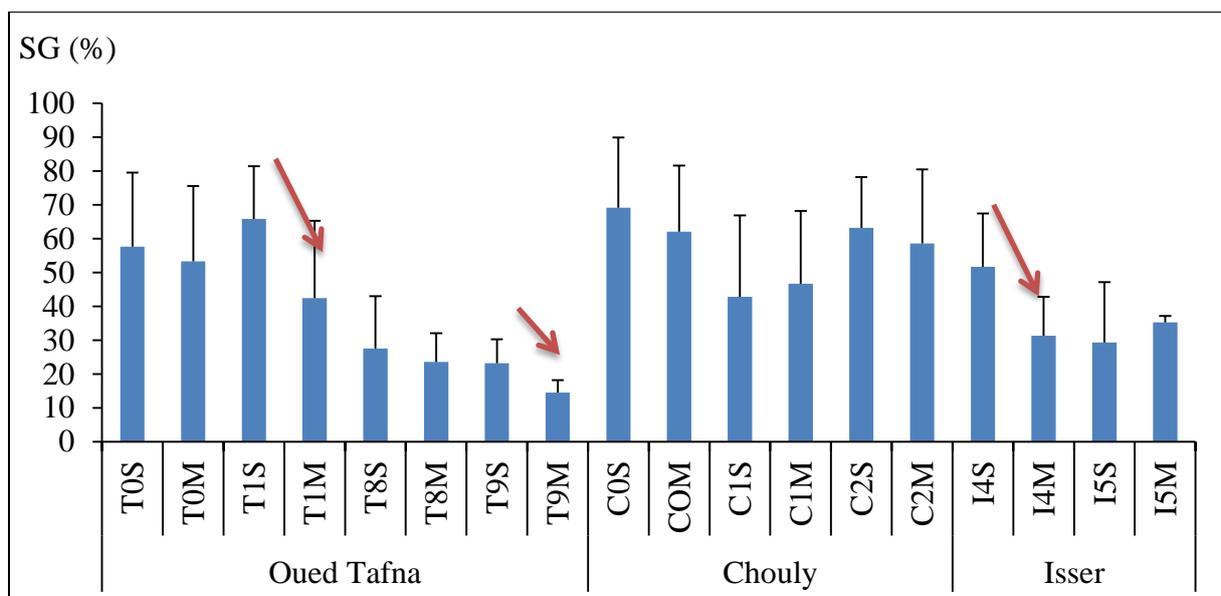
Le pourcentage du limon fin est significativement plus élevé dans les mouilles de la majorité des stations, en particulier de la station de T9 où il atteint une valeur maximale de 23% (p=0.003). Aucune différence n'a été enregistrée pour les autres stations .

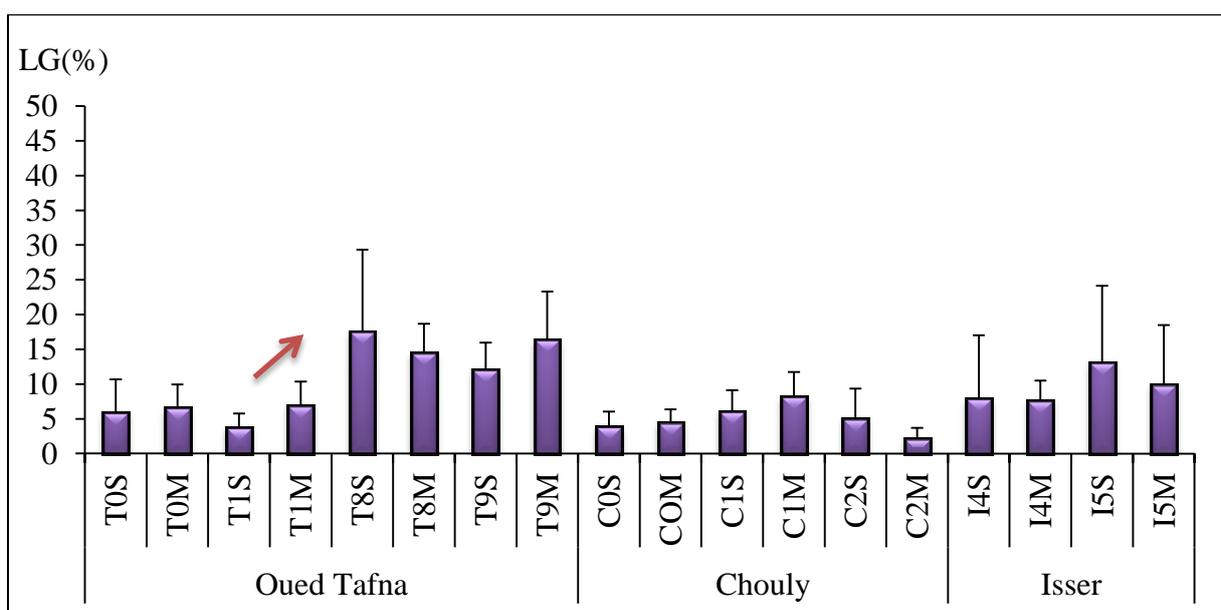
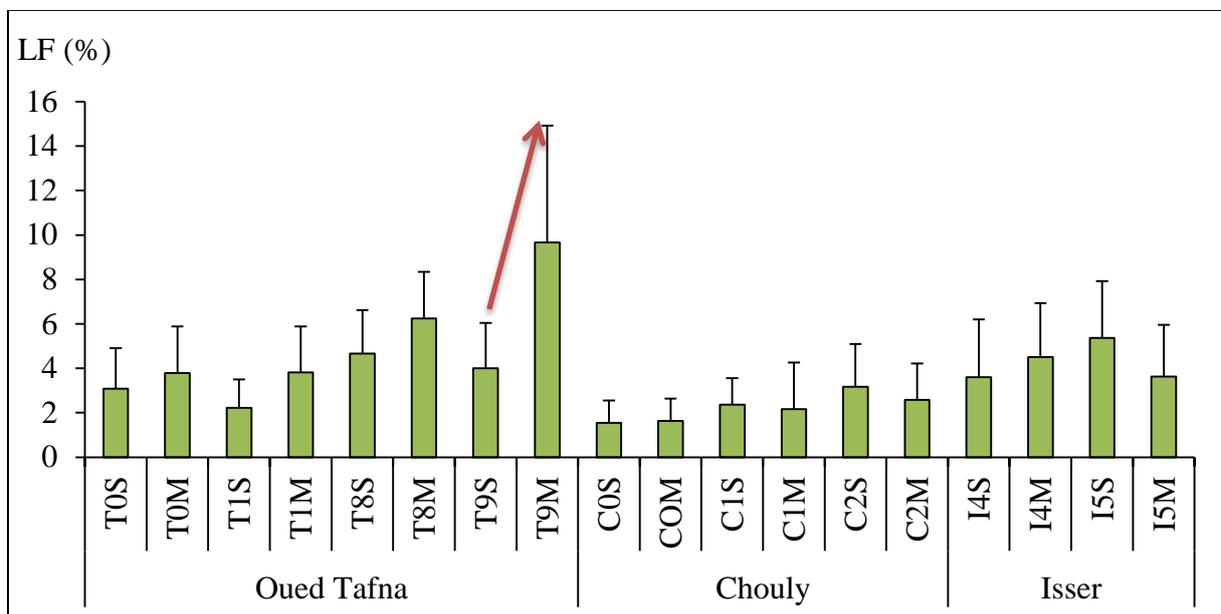
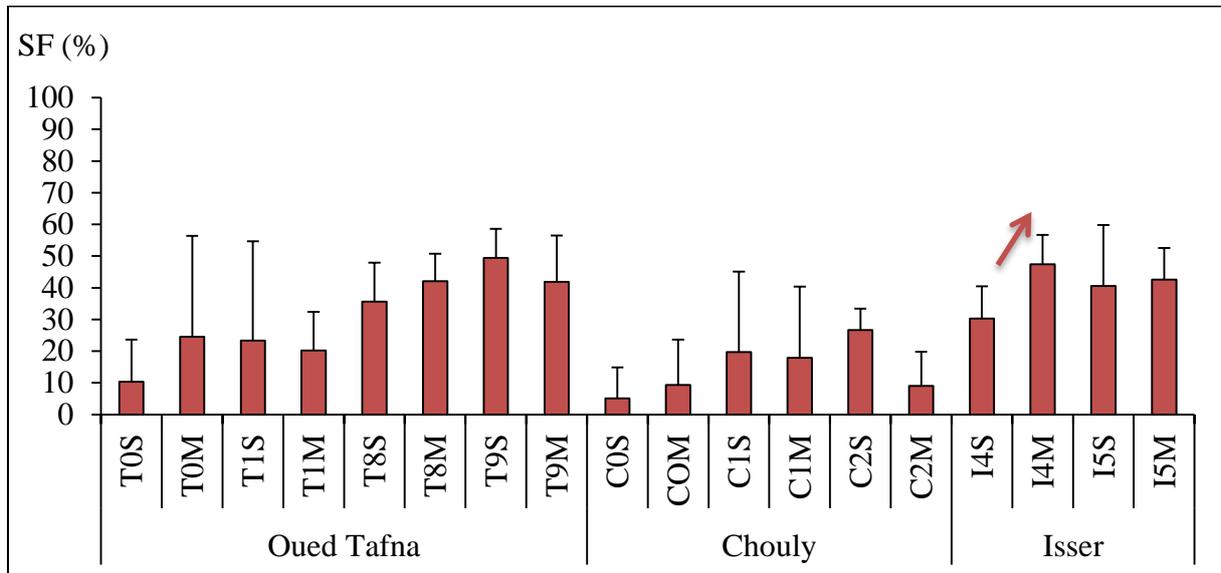
**Limon grossier :**

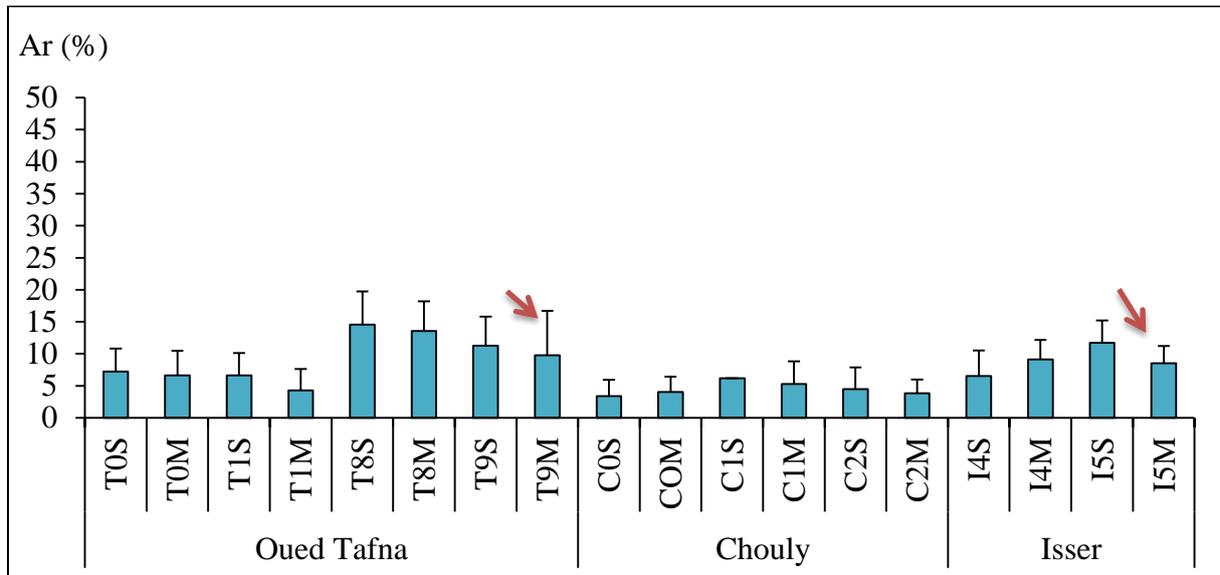
la figure 22 montre que le taux du limon grossier est relativement plus faible au niveau du seuil par rapport à mouille des stations de T1,T9, C0 et C1 avec une différence significative pour T1 (p<0.05) . Alors que les stations T8, C2 et I5 enregistrent des pourcentages plus élevés au niveau du seuil , meme si cela n'était pas statistiquement significatif. Notons que les valeurs moyennes maximales sont observées dans les sédiments de la T<sub>8</sub>S (17%) et la T<sub>9</sub> M (16%).

**Argile**

Comme le montre la figure 22, le pourcentage des argiles est plus faible dans les deux unités morphologiques des stations T0,T1, C0,C1 et C2 avec une moyenne de 5% , alors que les valeurs les plus élevées sont observées au niveau des stations T8 et T9 où les proportions maximales d'argile sont respectivement de 25 % et 27 % respectivement. Aucune différence significative n'a été enregistrée entre le seuil et la mouille excepté pour T9,I4 et I5 (p<0.05).





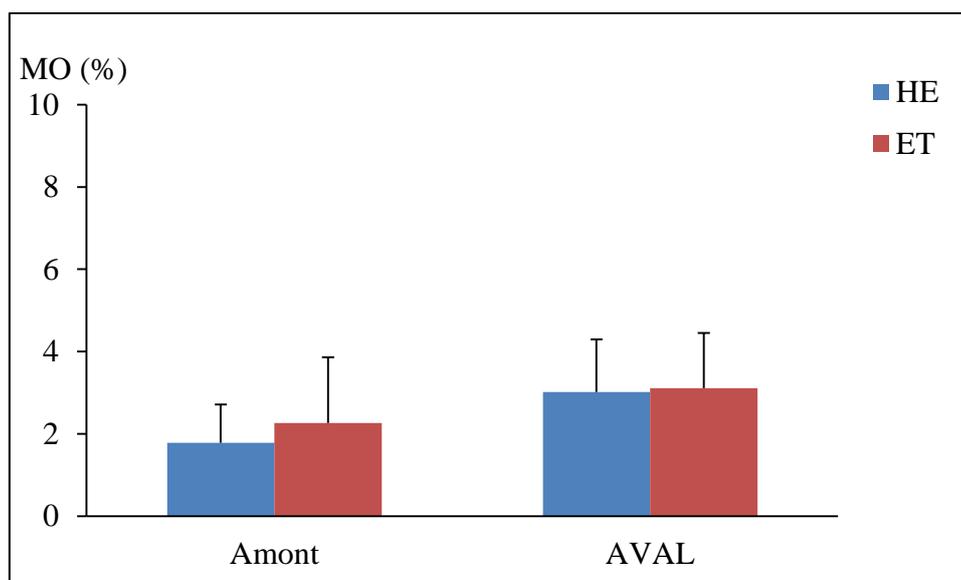


**Fig 22 :** Evolution longitudinale des fractions granulométriques dans le cours d'eau principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly.

#### 4.5.3 Répartition spatio-temporelle de la matière organique des sédiments :

##### a) selon un gradient amont-aval :

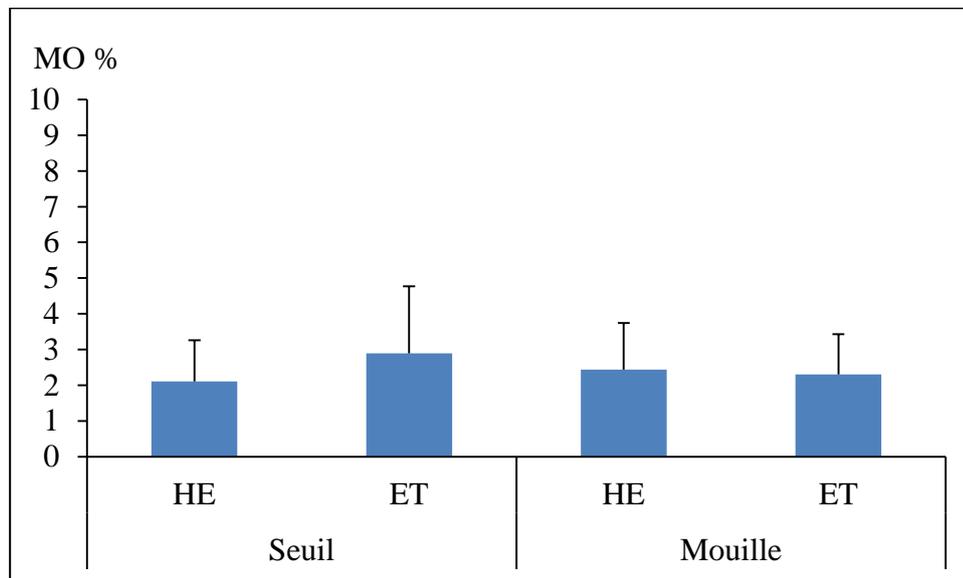
Les variations des teneurs de la matière organique dans les sédiments analysés, sont très importantes. Ils augmentent significativement ( $p = 0$ ) de l'amont vers l'aval (fig 23) et pendant la période des étiages ( $p < 0.05$ ). Les valeurs moyennes mesurées des stations amont fluctuent entre 1.78 % en HE et 2.26 % en ET. Au niveau des stations aval, elles varient de 3.02 à 3.11%. Cette augmentation de la matière organique coïncide avec celle des particules fines qui ont la capacité de la piéger (matière colloïdale).



**Fig 23 :** Evolution spatio-temporelles de la matière organique dans le bassin versant de la Tafna selon un gradient amont-aval (**HE**= hautes eaux, **ET**= étiage).

**b) Evolution Seuil-Mouille**

A l'échelle seuil / mouille, les variations de la matière organique des sédiments analysés sont homogène (fig 24) durant les deux périodes hydrologiques, on ne relève pas des différences significative, mais on peut remarquer que le pourcentage de MO augmente au niveau du seuil durant les en étiages avec une valeur moyenne maximale de 2.89%.



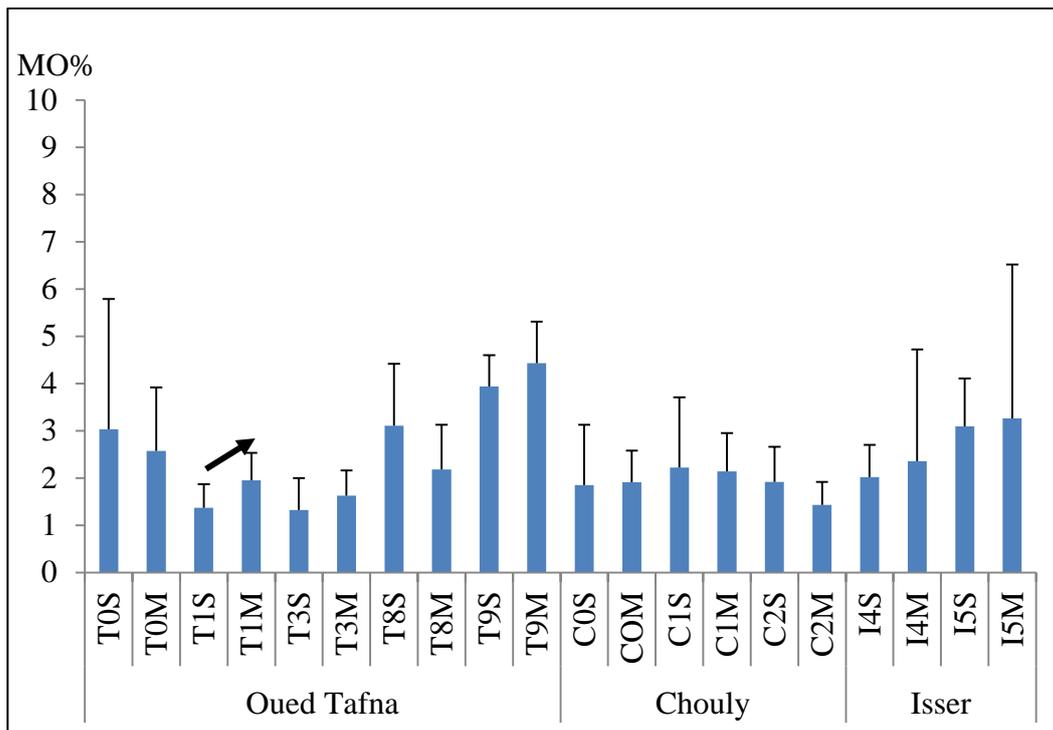
**Fig 24:**Variabilité de la matière organique des sédiments hyporheique entre seuil et mouille du bassin versant de la Tafna. (**HE** : Hautes eaux, **ET** : Etiage)

**c) Evolution longitudinale de la matière organique des sédiments (par station) dans le cours d'eau principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly :**

D'après la figure 25, les stations T8, T9 et I5 sont les plus riches en matière organique avec une moyenne de 3.11% au niveau des seuils et 2.18% au niveau des mouilles en T8. Au niveau de la station de T9, elle varie de 3.94% au niveau des seuils et 4.43% au niveau des mouilles. L'augmentation de la matière organique des sédiments de ces stations est liée d'une part au taux de recouvrement végétal qui est constant et d'autre part, la rupture de la pente à ces niveaux par les obstacles qui permet le dépôt.

Globalement les mouilles sont relativement plus riche que les seuils, en particulier au niveau des stations aval. Toutefois seul T1 enregistre une différence significative ( $P < 0.05$ )

La distribution de la matière organique entre les autres stations ne présente pas de différence significative, néanmoins on observe un pourcentage important au niveau de la station de T0.



**Fig 25 :** Evolution longitudinale de la matière organique dans le cours d'eau principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly.

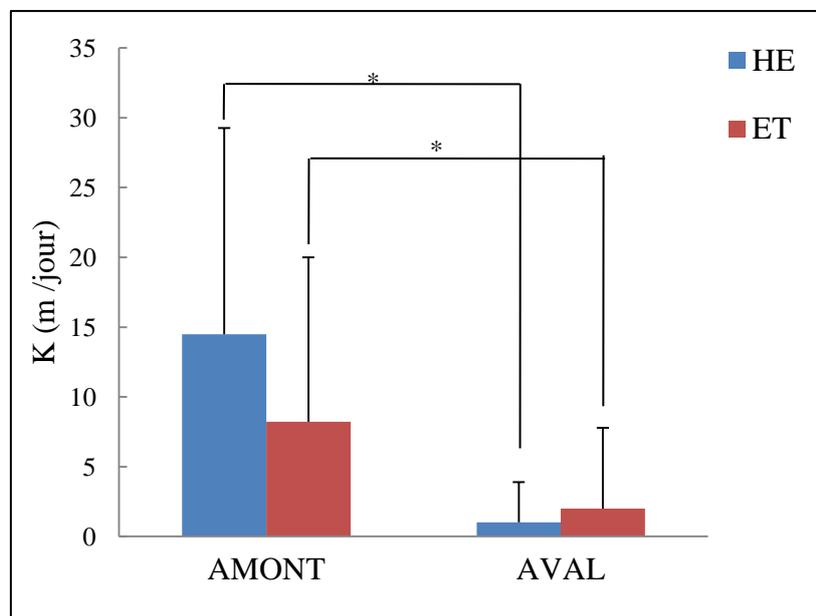
## 4-6 Evolution spatio-temporelle de la conductivité hydraulique

### 4.6.1 A l'échelle du bassin versant

Les valeurs de la conductivité hydraulique des sédiments du lit mesurées pour les dix stations sont en moyenne de  $7.12 \pm 11.9$  m/jour. Elles sont comprises entre un minimum de  $5.58 \cdot 10^{-5}$  m/jour au niveau de la station T9 à un maximum de 69.72 m/ jour au niveau de la station C2.

Dans l'ensemble, les conductivités hydrauliques les plus élevées sont mesurées en amont avec une moyenne de  $11.65 \pm 13.83$  m/jour, alors que les plus faibles valeurs sont en aval du bassin versant ( $1.39 \pm 4.41$  m/jour) (fig 26). Cette différence est significative quelque soit la période hydrologique ( $p < 0.05$ ). Durant les hautes eaux, la valeur moyenne atteint  $14.5 \pm 14.8$  m/jour à l'amont, trois fois plus importante que celle observée à l'aval ( $2.90 \pm 1$  m/jour) ( $p = 0.001$ ). De même, en période d'étiage, une différence significative de K est noté entre l'amont ( $8.13 \pm 11.77$  m/jour) et l'aval, ( $1.88 \pm 5.8$  m/jour) ( $p = 0.001$ ) (Test Kruskal- Walais).

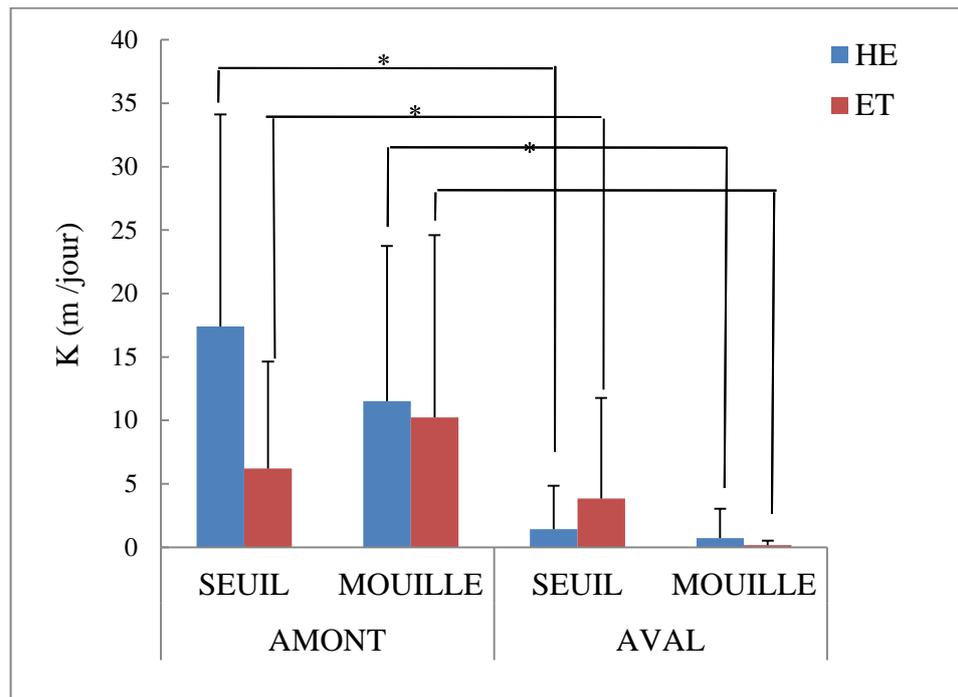
Au niveau des stations amont, la conductivité hydraulique est significativement plus élevée en période de débit élevé comparée à la période de faible débit. Les stations aval, n'enregistrent aucune différence significative.



**Fig 26** : Répartition spatio-temporelle (amont-aval) de la conductivité hydraulique au cours de deux conditions hydrologiques. HE, hautes eaux; ET, Etiage; \* : La différence entre l'amont et l'aval est significative à  $\alpha = 0.05$ .

#### 4.6.2 à l'échelle seuil-mouille

Globalement K montre de plus grandes plages de variation entre les deux faciès durant la période des hautes eaux (fig 27). Les valeurs moyennes de la conductivité hydraulique enregistrées sont de k seuil de  $17.5 \pm 16.7$  m/jour et K mouille de  $11.5 \pm 12.23$  m/jour au niveau de la zone amont. Et de k seuil  $1.33 \pm 3.45$  m/jour et K mouille  $0.65 \pm 0.086$  m/jour au niveau de la zone aval. Durant la période d'étiage, K diffère significativement entre seuil et mouille pour les stations avals (K seuil  $3.6 \pm 7.95$  m/jour et K mouille  $0.2 \pm 0.33$  m/jour), alors que pour les stations amonts, aucune différence significative n'a été enregistrée.



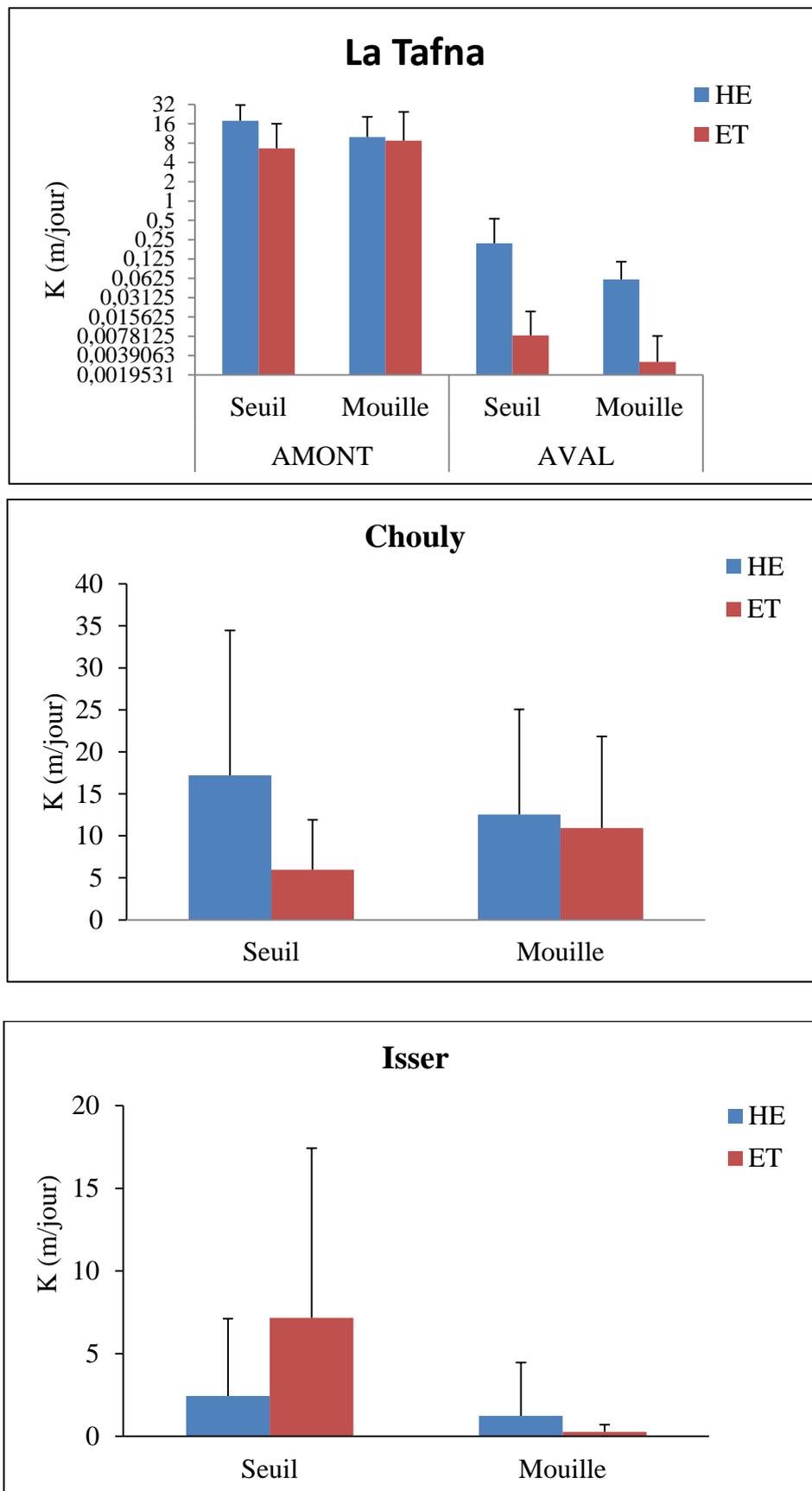
**Fig 27** : Répartition spatio-temporelle de la conductivité hydraulique. HE, hautes eaux; ET, Etiage; différence entre seuil amont et seuil aval et entre mouille amont et mouille aval significative à  $\alpha = 0.05$

#### 4.6.3 Evolution spatio-temporelle de la conductivité hydraulique dans les sous bassins

Dans le sous bassin de la Tafna, une différence significative des valeurs de K est enregistrée entre le seuil des stations amont et celui des stations aval durant la période des étiages avec respectivement  $6.61 \pm 9.42$  m/jour et  $0.0080 \pm 0.011$  m/jour ( $p=0.006$ ) (fig 28). Durant la période des hautes eaux, ce sont les valeurs des mouilles qui diffèrent significativement entre l'amont et l'aval avec K amont  $9.94 \pm 10.6$  m/jour et K aval  $0.06 \pm 0.05$  m/jour ( $p = 0.034$ ).

Aucune différence significative n'a été enregistrée entre les seuils et les mouilles des sous bassins de Chouly et Isser. La valeur moyenne maximale a été enregistrée au niveau des seuils de

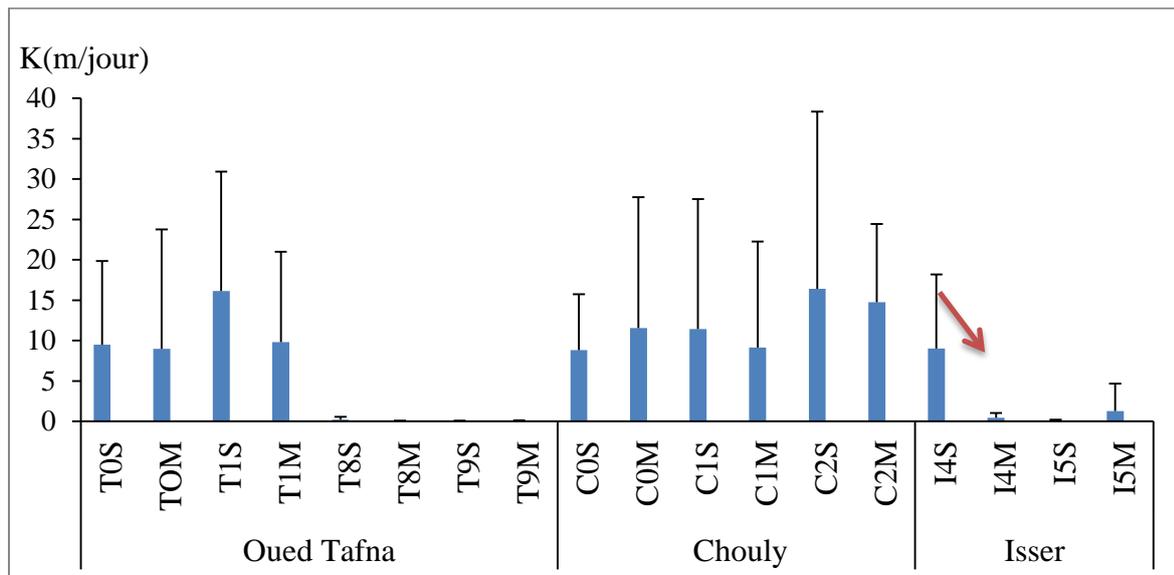
sous bassin de Chouly (17.22 m/jour) en HE et la valeur minimal au niveau des mouilles du sous bassin d'Isser (0.27 m/jour) en ET.



**Fig 28:** Répartition spatio-temporelle de la conductivité hydraulique dans les 3 sous bassin. HE, hautes eaux; ET, basses eaux; différence significative à  $\alpha = 0.05$

#### 4.6.4 Evolution longitudinale de la conductivité hydraulique (par station) dans le cours d'eau principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly

A l'échelle de station, les stations I4 et T8 montrent une différence significative entre seuil et mouille ( $p < 0.05$ ) comme le montre la figure 29. La conductivité hydraulique est plus faible dans les mouilles que les seuils. Pour la station de I4 ( $K$  seuil  $9.008 \pm 9.19$  m/jour et  $K$  mouille  $0.44 \pm 0.57$  m/jour), alors que pour la station de T8 ( $K$  seuil =  $0.21 \pm 0.34$  m/jour et  $K$  aval  $0.025 \pm 0.039$  m/jour).



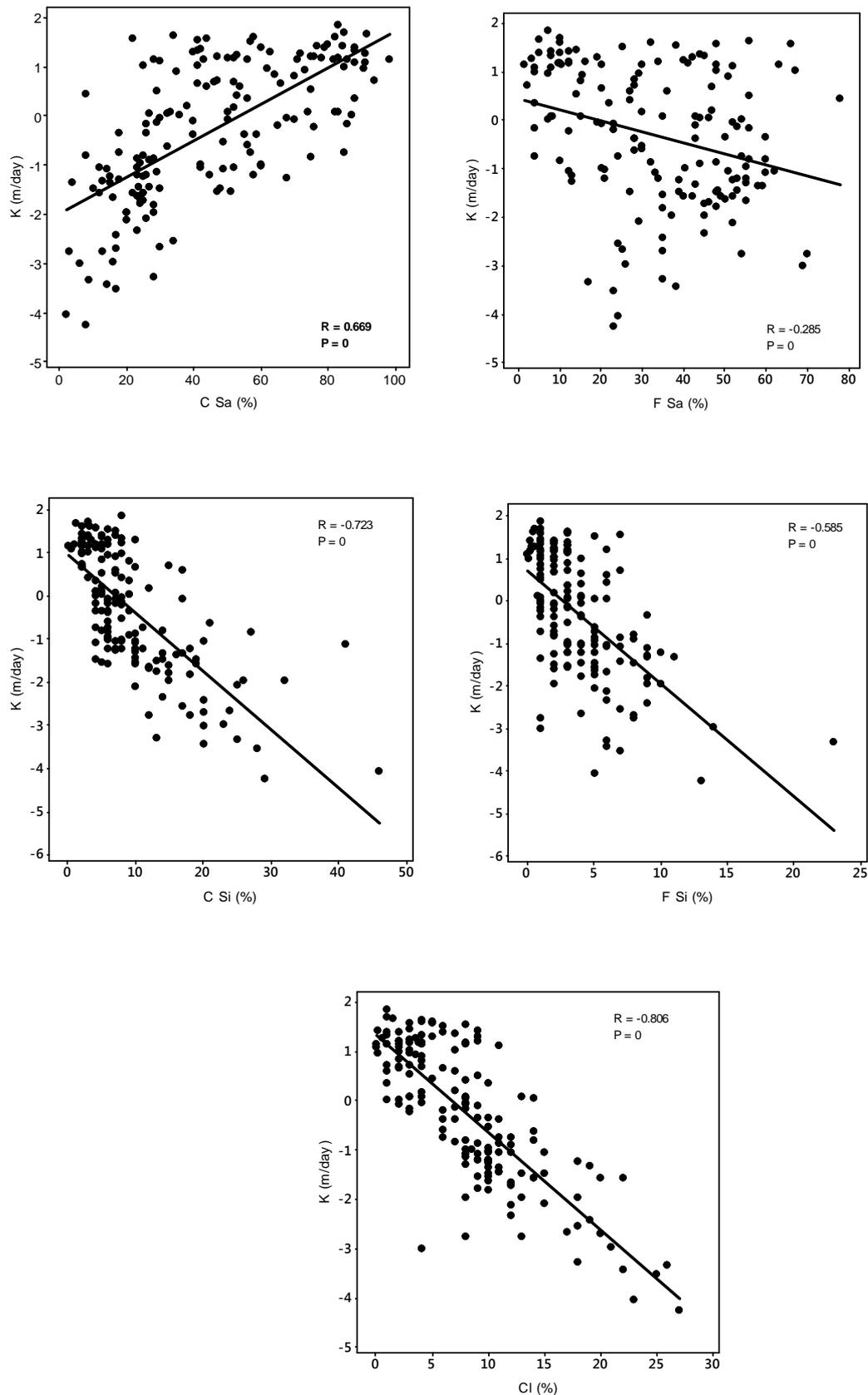
**Fig 29 :** Evolution longitudinale de la conductivité hydraulique dans le cours d'eau principal la Tafna et ses affluents Isser et Chouly. Significative à  $\alpha = 0.05$

#### 4.6.5 Corrélation entre la conductivité hydraulique et les fractions granulométrique

Les coefficients de corrélation calculés en utilisant les résultats de la composition granulométrique des sédiments hyporhéiques et les valeurs de la conductivité hydraulique indiquent une corrélation significative entre  $K$  et le pourcentage des différentes classes granulométriques à un niveau de signification très élevé. Les résultats sont présentés dans la figure 30 et le tableau n° 2.

La conductivité hydraulique est corrélée négativement avec l'Argile, le Limon Fin et le Limon Grossier, à un niveau de signification inférieur à 0.05, alors qu'elle est modérément corrélée positivement avec le SG ( $R > 0.36$ ,  $p = 0$ ). Aucune corrélation n'a été notée pour le sable fin. La valeur inférieure de  $K$  ( $56 \cdot 10^{-6}$  m/jour) correspond aux taux élevés d'argile et de limon grossier, avec des pourcentages de 27 % et 29 % respectivement.

Lorsque les corrélations entre la conductivité hydraulique et la granulométrie sont prises en compte à l'échelle seuil/mouille, les corrélations les plus fortes sont enregistrées entre  $K$  et Ar au niveau des mouilles ( $R = -0.82$ ,  $p = 0$ ), comme le montre le tableau n° 2.



**Fig 30 :** Correlation entre  $K$  (m/jour) et les différentes fractions granulométriques à l'échelle amont /aval. Csa (sable grossier), F Sa ( sable fin), CSi ( limon grossier) , FSi (limon fin), CL (argile) .  $R$ = coefficient de corrélation.

**Tableau 2:** Corrélation entre log10 K (m/jour) et le taux des particules granulométriques (%) des stations amonts, des stations aval, des seuils et des mouilles .

K(m/day) %	AMONT		AVAL		SEUIL		MOUILLE	
	P	R	P	R	P	R	P	R
Ar	0	-0.602	0	-0.749	0	-0.792	0	-0.823
LF	0.035	-0.428	0	-0.453	0	-0.519	0	-0.655
LG	0	-0.443	0	-0.696	0	-0.721	0	-0.739
SG	0	0.360	0	0.652	0	0.692	0	0.645
SF	0.050	-0.207	0.035	0.266	0,002	-0.337	0.052	-0.217

#### 4.7 Analyse mutivariée : Les paramètres influençant la conductivité hydraulique

##### 4.7.1 Analyse en composantes principales (ACP)

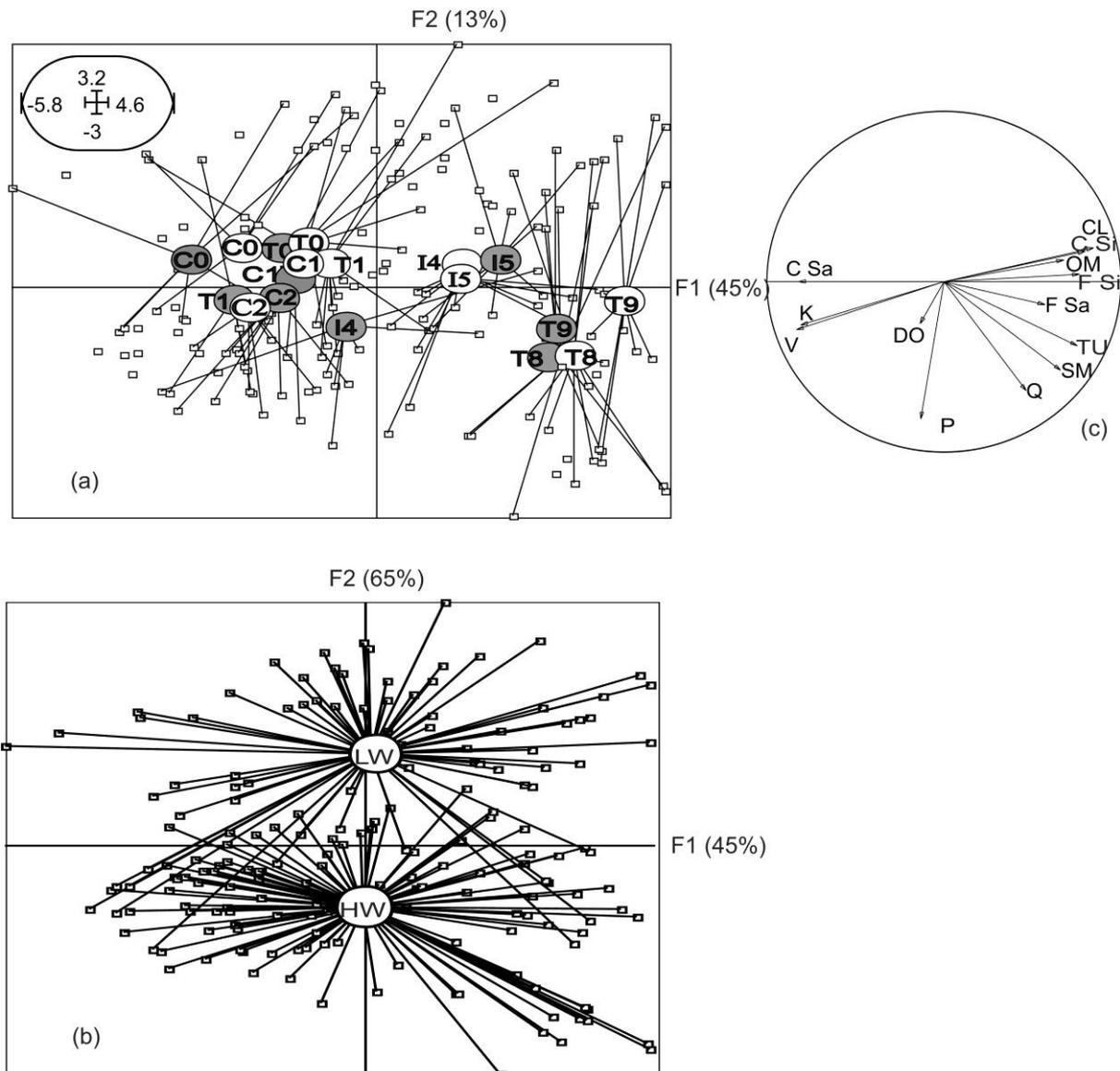
L'Analyse en Composantes Principales montre une variabilité importante dans la structure des sédiments du secteur d'étude. En effet, 60 % de la variance est expliquée dans le plan 1-2 avec une contribution de plus de 45% pour l'axe 1 et de plus de 13% pour l'axe 2 (fig31).

L'axe 1 prend en compte Ar, LG, LF, TU avec une corrélation positive, et K, V avec une corrélation négative. Les argiles ont la plus forte contribution dans la première composante principale et se situent à l'opposé de la conductivité hydraulique et la vitesse d'écoulement hyporhéique, cela explique qu'il existe une anti-corrélation entre les particules fines et la perméabilité. Cet axe représente donc un facteur de diagnostic lié principalement à l'intensité des éléments fins apportés par le ruissellement et l'érosion, opposant les stations situées à l'amont du bassin versant (C<sub>0</sub>, C<sub>1</sub>, T<sub>0</sub>, T<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>) à forte perméabilité, aux stations d'aval (T<sub>8</sub>, T<sub>9</sub>, I<sub>4</sub>, I<sub>5</sub>) riche en éléments fins. Ceci indique un gradient de sédimentation croissant de l'amont vers l'aval.

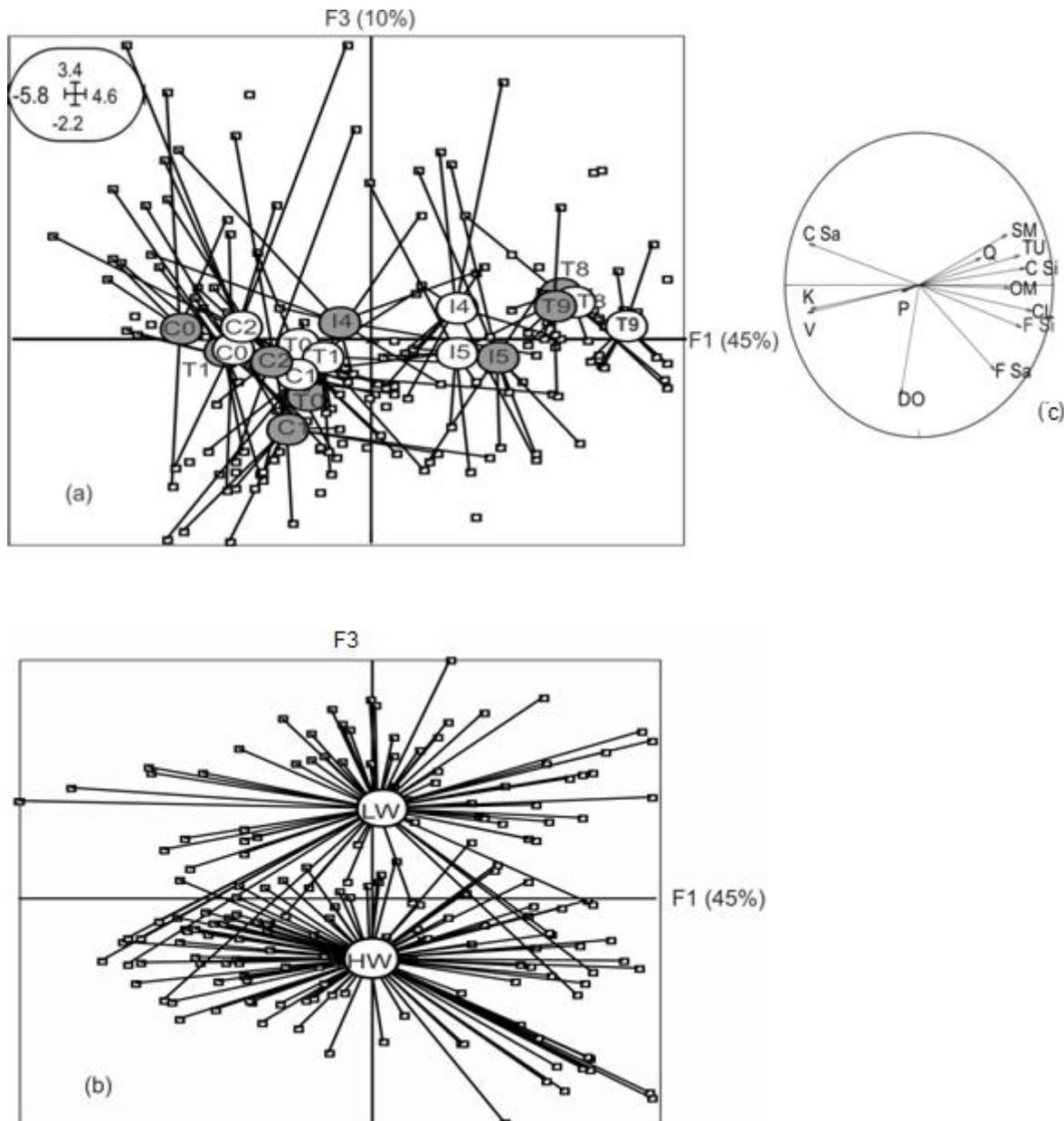
Le deuxième axe est exclusivement défini par les précipitations, variable représentant la seule contribution non négligeable (65%). Il traduit l'effet temporel, en opposant les deux épisodes hydrologiques, hautes eaux et étiage.

La représentation graphique dans le plan 1-3 (l'axe 3 pèse pour 10 %) sépare les stations à faible échange hydrique entre la zone hyporhéique et l'eau de surface, matérialisé sur l'axe 3

par un faible taux d'oxygène au niveau des stations T8, T9 et I4 (fig 32). À l'opposé, les seuils des stations situées à l'amont sont caractérisés par une forte oxygénation, en particulier les seuils de T0 et C1.



**Fig 31:** (a) Ordination des stations à l'aide de l'analyse en composantes principales dans le plan F1-F2. Cercle gris =Seuil, cercle blanc=mouille ; (b) Évolution temporelle par rapport aux périodes hydrologiques : Haute eaux (HW) , Etiage (LW) ; (c) cercle de corrélation: Sable grossier (C Sa), Sable Fin (FSa), Limon Grossier (C Si), Limon Fin (F Si), Argile (CL), Oxygène dissous (DO), matière organique (OM), pluviométrie (P), débit (Q), turbidité (TU), Matière en suspension (SM), conductivité hydraulique (K), vitesse d'écoulement hyporheïque (V).



**Fig 32:** (a) Ordination des stations à l'aide de l'analyse en composantes principales dans le plan F1-F3. Cercle gris = Seuil, cercle blanc=mouille ; (b)Évolution temporelle par rapport aux périodes hydrologiques : Haute eaux (HW), Etiage (LW) ; (c) cercle de corrélation: Sable grossier (C Sa), Sable Fin (FSa), Limon Grossier (C Si), Limon Fin (F Si), Argile (CL), Oxygène dissous (DO), matière organique (OM), pluviométrie (P), débit (Q), turbidité (TU), Matière en suspension (SM), conductivité hydraulique (K), vitesse d'écoulement hyporheïque (V).

#### 4.7.2 Analyse discriminante

ACP intra-groupe (the within-group correspondence analysis) montre la distribution des stations échantillonnées sur le plan 1-2. Ce plan explique 50% de la variabilité totale avec 30% pour le premier axe.

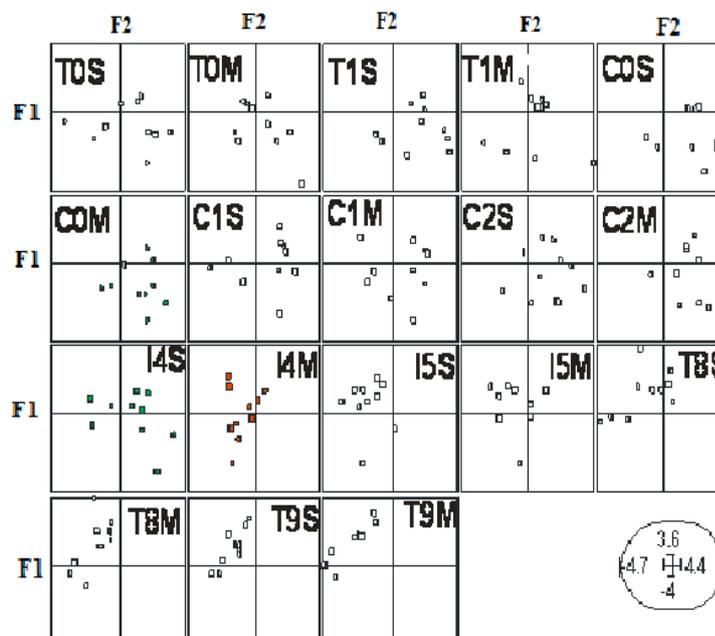
Les stations d'études sont réparties sur l'axe en fonction des taux d'argile des sédiments et de la vitesse d'écoulement hyporheïque qui contribuent pour plus de 50% à l'axe 1.

A l'échelle locale, l'axe 1 distingue deux types de stations. Les stations où la mouille se distingue du seuil. Il s'agit de la station I4 et dans une moindre mesure la station T1. Les stations dont le seuil ne s'oppose pas à la mouille. IL s'agit des stations T8, T9, I5, C2, C1, C0 et T0 (fig 33, 34).

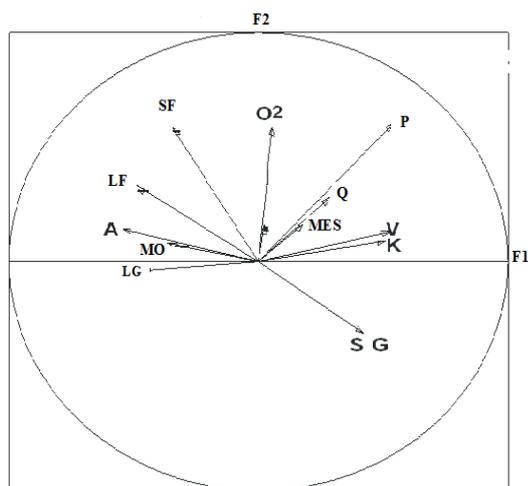
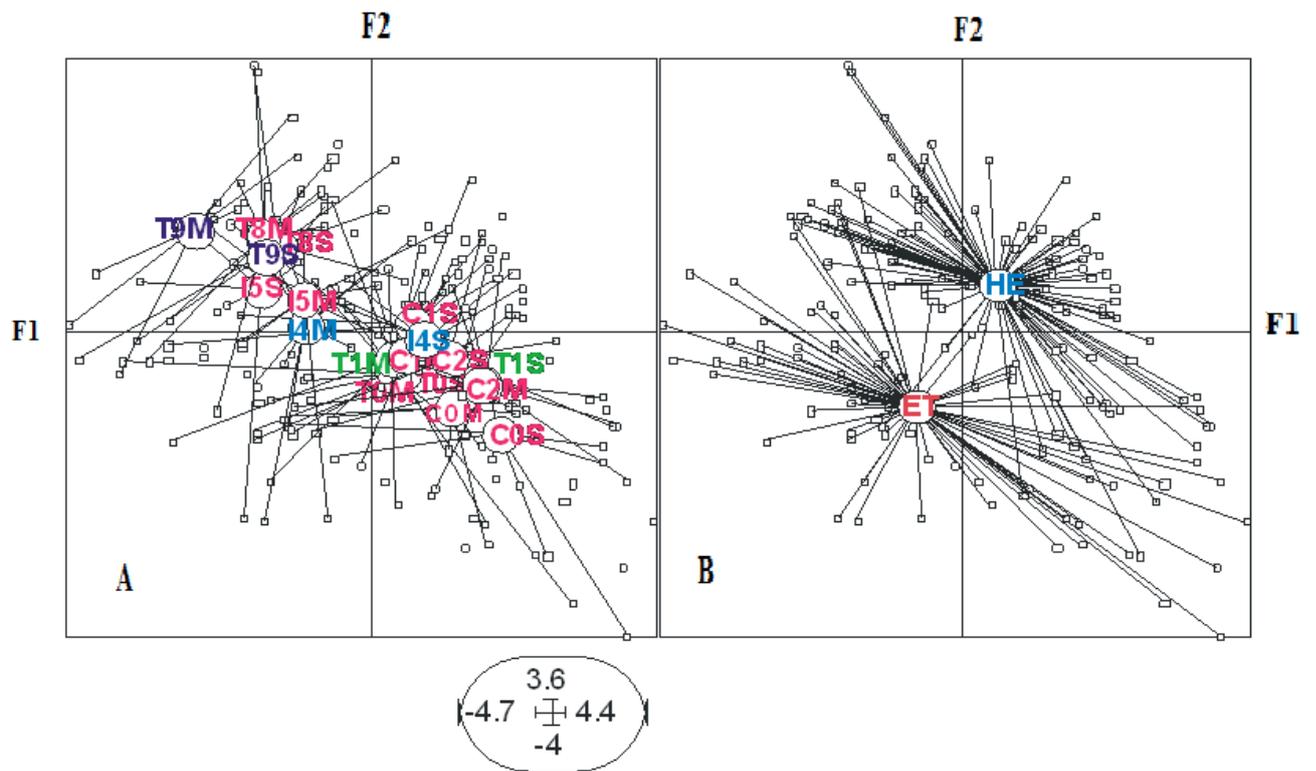
A l'échelle amont-aval, les stations T<sub>8</sub>S, T<sub>8</sub>M, T<sub>9</sub>S, T<sub>9</sub>M, I<sub>5</sub>M, I<sub>4</sub>M, sont situés sur la partie négative du premier axe, traduisant des faibles échanges hydriques de l'eau de la Tafna aval lié à l'envasement du lit des oueds par les particules fines ( limon fin et argile). A l'opposé, les stations C<sub>0</sub>S, C<sub>0</sub>M, T<sub>0</sub>S, T<sub>0</sub>M, T<sub>1</sub>M, T<sub>1</sub>S, C<sub>2</sub>S, C<sub>2</sub>M, I<sub>4</sub>S sont moins chargées en particules fines induisant une connectivité hydraulique verticale plus importante.

L'ACP intra-groupe montre aussi un effet temporel. Durant les hautes eaux toutes les stations d'amont sont situées sur la partie positive du premier axe, avec des échanges d'eau plus importants ce qui permet une bonne oxygénation des sédiments. Ceci est à mettre en relation avec la dominante de la fraction sableuse en amont qui permet une vitesse d'écoulement hyporhéique au sein des sédiments du lit. Ce qui n'est pas valable pour les stations d'aval qui seraient très colmatées par les particules fines telles que T8 et T9.

Durant l'étiage, les échanges sont plus faibles et les stations d'aval de la Tafna T<sub>8</sub>, T<sub>9</sub>, I<sub>4</sub> et I<sub>5</sub> sont déplacées vers les valeurs négatives le long du premier axe. Ces sites sont plus riches en limon et argile qui sont déposés au fil du temps dans le lit du cours d'eau.



**Fig 33 :** Analyse discriminante. Projection des relevés factoriels sur le plan F1-F2, de l'ACP intra-groupe. A : effet spatiale



**Fig 34:** ACP intra-groupe. Projection des relevés dans le plan F1-F2, A : effet spatiale S= seuil, M=mouille, B : effet temporel (périodes hydrologiques) HE= hautes eaux, ET= étiage

## **Discussion générale**

## Discussion générale

Cette étude a été menée à grande échelle dans le bassin versant de la Tafna, au nord-ouest de l'Algérie, situé dans un environnement semi-aride, sur une distance de 170 km de la source à l'exutoire. Différentes régions de la zone hyporhéique sont affectées par l'accumulation des éléments fins qui empêche les échanges entre l'eau de surface et l'eau souterraine. Les sédiments des stations d'amonts T0, T1, T3, C0, C1, sont très riches en sable grossier alors que les stations d'aval C2, I4, I5, T8 et T9 sont plus riche en limon et argile notamment en étiage. Les particules très fines telles que les argiles et les limons sont rapidement entraîné vers l'aval par un courant faible, et que les particules grossières ne sont transportées que par un courant fort (Taleb, 2004). Dans la zone amont, les cours d'eau sont étroits et généralement de forte pente et malgré le faible débit, les processus d'érosion sont intenses en raison d'un fort courant.

Les valeurs de K du lit de 163 échantillons analysés dans les quatre sous-bassins varient entre 0.000056 m/jour et 69.72 m/jour. La valeur de K mesurée la plus élevée dans la partie amont du bassin versant a été obtenu pour Chouly et la plage de conductivité hydraulique la plus basse a été mesurée dans l'aval Tafna. La teneur en particules fines (diamètre < 0,064 mm; argile et limon fin) à moins de 30 cm de la zone hyporhéique varie de 0.2 à 49 %. 70 % des sites de prélèvement ont une proportion supérieure à 15%, dont l'Isser et la Basse Tafna. Ce résultat est cohérent avec l'hypothèse selon laquelle la conductivité hydraulique du lit est liée à la distribution granulométrique et est contrôlé par les particules fines, tel que rapporté par Descloux et *al.* (2010), Sebok et *al.* (2015), Wu et *al.* (2015) et Stewardson et *al.* (2016). Par conséquent, la variabilité des valeurs de la conductivité hydraulique reflète leur hétérogénéité spatio-temporelle dans la zone hyporhéique qui s'explique par la distribution granulométrique

L'analyse dans la présente étude révèle une corrélation négative de K avec Cl, FSi et C Si et une relation positive avec CSa. Le sable fin (FSa) n'a eu aucune influence sur la conductivité hydraulique, tandis que les argiles et le limon fin ont la plus forte corrélation avec les valeurs de K. En accord avec ces résultats, Ryan et Packman (2006) ont observé que la conductivité hydraulique dans deux cours d'eau est réduite d'un facteur de deux lorsque la teneur en limon-argile des sédiments fins passe de 6.3 à 25 %. De même Winter et *al.* (1998) ont montré que les cours d'eau qui s'écoulent sur des substratums à particules grossières sont mieux alimentés par les eaux souterraines (K élevée), dont la contribution aux eaux de surface peut atteindre 90%.

A l'échelle du bassin versant, le pourcentage de sable grossier est très élevé, permettant l'échange d'eau pendant les hautes eaux au niveau de l'oued Chouly et dans la Haute Tafna. Les pourcentage sélevés de particules grossières en amont et de particules fines en aval pourraient être reliés aux changements de vitesse et de pente du courant, avec des processus d'érosion intenses en amont dus aux courants forts. McKenzie-Smith et *al.* (2006) ont montré qu'un événement de fort débit produit une augmentation des sables et une diminution de la fraction d'argiles avec seulement des particules grossières déposées dans la zone, tandis que les particules fines continuent de s'écouler en aval (Khullar et *al.*, 2013) où la diminution du débit provoque la sédimentation et l'infiltration de particules fines dans la zone hyporheique, notamment en période d'étiage (Schindler et *al.* 2013). Les sédiments des stations du bassin versant en aval sont caractérisés par un pourcentage plus élevé de limon et d'argile comparé aux stations situées en amont. Plus loin des têtes de bassin, le diamètre des particules diminue. Au fur et à mesure que la pente s'aplatissait en aval, les conditions favorisent le transport et le dépôt de sédiments fins. Les processus de sédimentation deviennent également plus important en relation avec l'érosion (Hatch, 2010).

Par ailleurs, la zone aval du bassin versant est dominée par des roches tendres à modérément tendres, principalement des argiles et des marnes miocènes qui s'érodent facilement en période de hautes eaux (El Mimouni et *al.* 2010). Selon Boulton et *al.* (1997), la charge de sédiments fins entrant dans les rivières dépend fortement de l'érosion du bassin versant.

L'aval de l'oued Tafna a une valeur moyenne de  $K$  de seulement  $1.39 \pm 4.41$  m/jour, indiquant un colmatage des sédiments selon Claver (2001). La conductivité hydraulique est faible dans les deux conditions hydrologiques en raison de l'accumulation relativement importante de limon et d'argile. Khullar et *al.* (2013) et Schindler et *al.* (2014) discutent du dépôt de ces sédiments fins sur les lits des cours d'eau au fil du temps, avec une accumulation pendant des périodes relativement longues induisant une diminution spectaculaire de la conductivité hydraulique. Une diminution de dix fois de  $K$  a été observée le long de la rivière Pajaro aux États-Unis en relation avec une diminution saisonnière du débit (Hatch et *al.* 2010). Notons que selon Claver (2001) et Smith (2005)  $K$  estimée à  $10^{-2}$  m/s représente un début de colmatage des sédiments qui devient important avec des valeurs de  $K$  estimée à  $10^{-9}$  m/s. Ces résultats correspondent à des valeurs mesurés dans les stations T8 et T9 ( $K=10^{-9}$  m/s)

À l'échelle station, les valeurs moyennes de  $K$  du lit du seuil et de la mouille varient de  $8.5 \cdot 10^{-5}$  à 69.72 m/jour et de  $5.5 \cdot 10^{-5}$  à 46.22 m/jour. En général, le sable grossier domine

dans les rapides et le sable fin domine dans les mouilles, à l'exception de haute Tafna où le sable fin domine à la fois dans les sites des rapides et des mouilles. Pendant la période des hautes eaux, une différence a été observée aux stations amont, où les seuils sont plus riches en sable (CSa+Fsa) lorsque la vitesse et la turbulence de l'eau sont à leur maximum dans cette zone, comme suggéré par Graham (1990), tandis que les mouilles sont plus riches en limons. Cependant, les seuils en amont sont plus riches en sables grossiers que les seuils en aval, induisant une conductivité hydraulique plus élevée. En aval, celle-ci varie entre 0.01 m/ jour et 14.68 m/ jour.

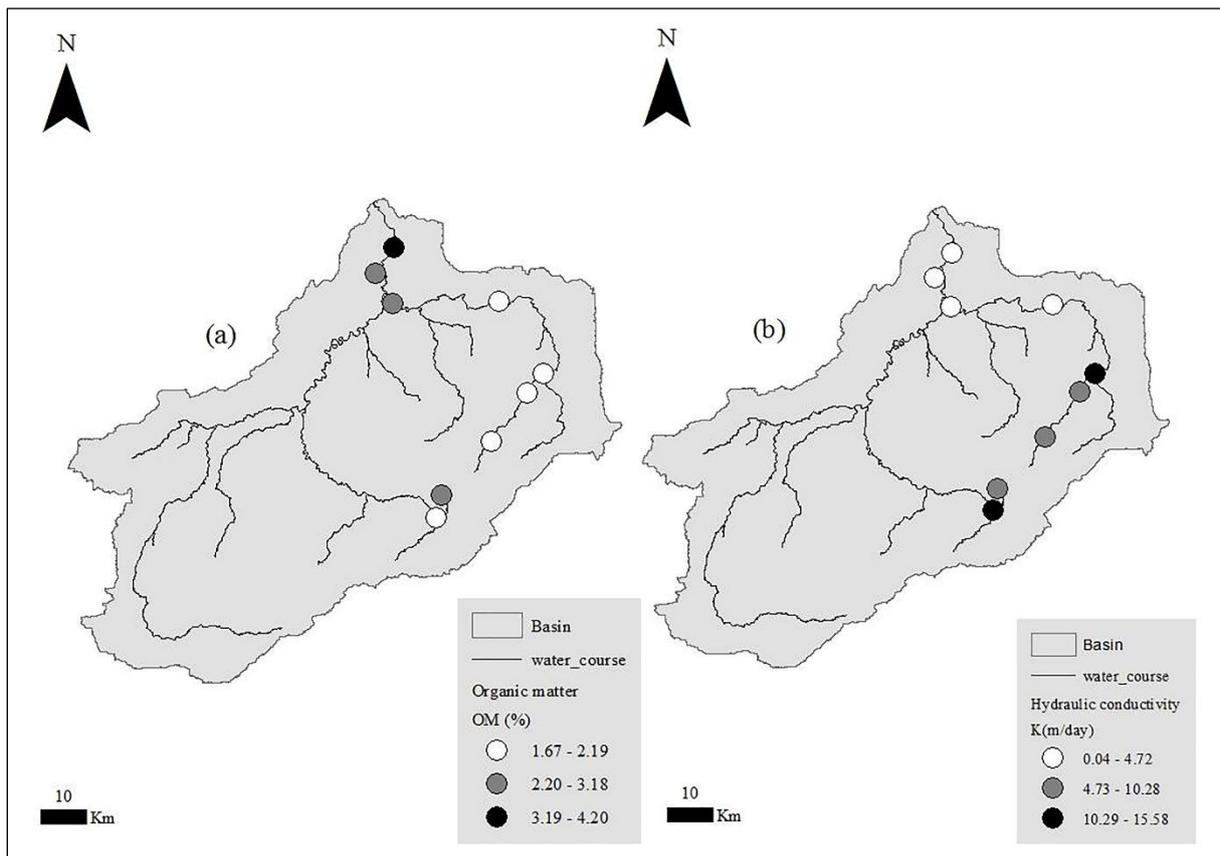
En période d'étiage, les valeurs de K enregistrées sur les sites de l'Isser sont trois fois plus élevées qu'en période de hautes eaux. Ces résultats peuvent s'expliquer par l'influence des vidanges de fond du réservoir d'El Izdihar, situé à 10 km en amont de cette zone, où les lâchers d'eau du barrage se produisent principalement aux mois de mai et juin (avec une moyenne de 1.35 m<sup>3</sup>/s et 0.39 m<sup>3</sup>/s respectivement) augmentant la charge sédimentaire des stations I4 et I5 situés en aval du barrage. La durée de ce type de lâchers est susceptible de repositionner non seulement la couche superficielle des sédiments, mais une couche de plusieurs dizaines de centimètres, remodelant tout ou partie de la zone hyporhéique, ce qui peut affecter les particules formant le lit de l'oued. En accord avec Descloux et *al.* (2010), les stations situées juste en aval sont susceptibles de prendre des résultats différents. En effet, les valeurs de la conductivité sont 3 fois plus élevées en étiage ( $K_{\text{seuil}}=6.91\text{ m/jour}$ ) que pendant les hautes eaux ( $K_{\text{seuil}}=2.59\text{ m/jour}$ ). Une partie des sédiments stockés derrière les barrages a été remobilisée pendant la période de débit élevé (Zettam et *al.* 2017), lorsque l'eau du barrage libère le fond, chargé en matière en suspension (Benabdelkader et *al.* 2018), provoquant une diminution de K à l'aval. L'eau turbide libérée par le barrage peut contribuer à obstruer les sédiments du lit du cours d'eau où les dépôts de particules fines produisent de faibles conductivités hydrauliques.

Les faibles valeurs de la conductivité hydraulique en aval sont non seulement liées à l'enrichissement des sédiments en argiles et limons, mais aussi à la matière organique qui contribue au colmatage des sédiments hyporhéiques. Dans cette étude, le taux de MO est significativement élevé dans les stations d'aval et est corrélé négativement avec K. Son accumulation altère la porosité et la conductivité hydraulique (Bretschko et Leichtfried, 1989). Le pourcentage de la MO atteint un maximum de 10% dans le bassin versant de la Tafna, en accord avec ceux enregistrés par Capenhout et *al.* (2013) dans le bassin de la Haine.

Les stations aval sont plus riches en matière organique comparant aux stations amont car les sédiments les plus fins permettent de piéger les matières organiques fines, ce qui les

associe généralement à une forte teneur en matière organique (Leichtfried, 1991) qui stimule la croissance du biofilm (Claret et Fontvieille, 1997). Cette richesse est liée probablement d'une part au taux de recouvrement végétal qui est constant et d'autre part aux sources anthropiques. Leur taux est lié au développement d'un biofilm de surface constitués principalement d'algues et de bactéries et qui aggrave le phénomène (Zhao et *al.* 2009). Schindler et *al.* 2012 confirme que la concentration en matière organique du sédiment fin infiltré accru pendant la période des basses eaux. Dans les stations T8, T9, I5 et I4 la conductivité hydraulique est corrélée négativement avec la MO se traduisant par le phénomène de colmatage.

Ceci est caractéristique du colmatage des sédiments (Schälchli 1992). Calver (2001) a montré que la conductivité hydraulique des sédiments variait entre 864 m /jour (peu colmaté) et  $864 \times 10^{-7}$  m /jour (très colmaté). Ces résultats sont en accord avec ceux enregistrés aux stations T8 et T9 ( $864 \times 10^{-7}$  m /jour), indiquant colmatage important (Fig35).



**Fig 35:** Carte des zones colmatées du bassin versant de la rivière Tafna : (a) matière organique et (b) conductivité hydraulique.

## **Conclusion générale**

**Conclusion générale**

Le colmatage des sédiments hyporhéiques serait une menace pour le bon fonctionnement des écosystèmes d'eau courante en particulier leurs impacts sur processus biogéochimiques et biologique. Cette étude a mis en évidence les conséquences du changement dans la taille des sédiments sur la conductivité hydraulique ainsi que les variables contrôlant le colmatage de la zone hyporhéique.

En conclusion, les résultats qui ressortent de cette étude montrent que la composition granulométrique et la conductivité hydraulique présentent une grande variabilité spatio-temporelle et que la composition des sédiments influence fortement la conductivité hydraulique des sédiments du lit des cours d'eau.

Les faibles valeurs de K dans la partie aval du bassin versant reflète un taux élevé de particules fines. Par conséquent, les taux élevés en argiles dans les sédiments hyporhéiques représentent le principal facteur qui influence K en la réduisant considérablement.

La sédimentation et l'infiltration des Argiles et Limons dans les interstices sont causés par les faibles vitesses de courant et ils sont négativement corrélés avec K. On peut en conclure que la présence des argiles et des limons fins dans les sédiments hyporhéiques, contribuerait au colmatage des interstices en dépit de leur relatif faible pourcentage. Les valeurs de K diminuent et par conséquent la perméabilité est réduite.

Dans les mouilles, le colmatage est significativement plus important engendrant de faibles teneurs en oxygène dissous par rapport aux seuils.

L'accumulation de la matière organique dans les sédiments fins contribue de manière significative au colmatage de la zone hyporhéique dans les stations aval, diminuant ainsi la conductivité hydraulique, et donc l'échange d'eau à l'interface eau / sédiment est réduit.

Pendant les périodes des hautes eaux, l'échange d'eau est plus important entre l'eau de surface et la zone hyporhéique au niveau des stations amont, par rapport aux stations en aval, et où K est significativement corrélée positivement au sable grossier. L'augmentation de la taille des sédiments augmente la perméabilité et, par conséquent, la teneur en oxygène dans l'eau hyporhéique.

La station I4, située à l'aval du barrage El Izdehar est la plus colmatée. Ces résultats indiquent que la gestion des lâchers d'eau du barrage affectent la conductivité hydraulique.

Toutefois, les recherches futures de l'impact de la gestion des barrages seront nécessaires pour évaluer le degré du colmatage et pour bien comprendre l'ampleur de cet effet.

# **Bibliographie**

- AFNOR. 1998.** Sols: reconnaissance et essais; Détermination de la teneur pondérale en matières organiques d'un matériau. Méthode par calcination. Norme XP P 94-047.
- Baba Hamed K. 2001:** Contribution à l'étude hydrologique de trois sous bassins de la Tafna (de Mouillah et d'Isser), magister en climatologie, Thèse de magister, Oran.bed. *J. Fish. Res. Board Can.* 36: 204-210.
- Baxter, C.V., Hauer, F.R. 2000.** Geomorphology, hyporheic exchange, and selection of spawning habitat by bull trout (*Salvelinus confluentus*). *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 57: 1470–1481.
- Benabdelkader, A., Taleb, A., Probst, J. L., Belaidi, N., Probst, A. 2018.** Anthropogenic contribution and influencing factors on metal features in fluvial sediments from a semi-arid Mediterranean river basin (Tafna River, Algeria): A multi-indices approach. *Science of The Total Environment.* 626: 899-914.
- Bendaoud, A., Haddou, K., Taleb, A., Belaidi, N. 2020.** Assessment of subsurface riverbed clogging by fine sediments in a semi-arid watershed of north-western Algeria. *African journal of aquatic science.* 1-13.
- Bermond, R. et Vuichard. R. 1973.** Paramètres de la qualité de l'eau. Ministère de la protection de la nature et de l'environnement, Paris, France, 179 p.
- Blaschke, A.P., K.H. Steiner, R. Schmalfluss, D. Gutknecht, Sengschmitt, D. 2003.** Clogging processes in hyporheic interstices of an impounded river, the Danube at Vienna, Austria. *International Review of Hydrobiology.* 88, no 3–4: 397–413
- Bontoux, 1993.** Introduction à l'étude des eaux douces. Eaux usées. Eaux de boissons. Technique et Documentation, Lavoisier, Paris, 64 p.
- Bou C, Rouch R. 1967.** Un nouveau champ de recherches sur la faune aquatique souterraine. *C R Acad Sci* 265:369-370.
- Bouanani, A. 2004.** Hydrologie, transport solide et modélisation Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie), Thèse de Doctorat, Univ, Tlemcen: 250 p.
- Bouanani, A., Baba-Hamed, K., Fandi, W. 2013.** Production et transport des sédiments en suspension dans l'oued Sikkak (Tafna – nord-ouest Algérie). *Revue des sciences de l'eau /Journal of Water Science*, 26 (2):119–132.
- Boulton AJ, Scarsbrook MR, Quinn JM, Burrell, GP. 1997.** Land-use effects on the hyporheic ecology of five small streams near Hamilton, New Zealand. *New Zeland Journal of Marine and Freshwater Research.* 31: 609–622. <https://doi.org/10.1080/00288330.1997.9516793>.

- Bouزيد, S. 2008** : Etude de la dynamique du phosphore dans la Tafna, thèse de magister, université de Tlemcen. 139 p
- Bouزيد-Lagha, S. Belkheir, D. 2012.** Etude du phénomène d'eutrophisation dans le Barrage de Hammam Boughrara (Wilaya de Tlemcen, Algérie). *Hydrological Sciences Journal*, 57(1):186-201.
- Bravard , J.P., Petie, F. 2000.**Les cours d'eau: dynamique du système fluvial. Armand Colin/Masson, Paris. 222 p
- Bretschko G, Leichtfried M. 1989.** Distribution of organic matter and fauna in a second order alpine gravel stream (Ritrodat- Lunz area, Austria). *Verhandlungen des International en Vere inLimnologie* 23: 1333–1339.
- Brunke M, Gonser T. 1997.** The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Fresh water Biology* 37:1–33. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.1997.00143.x>.
- Brunke, M., 1999.** Colmation and depth filtration within streambeds: Retention of particles in hyporheic interstices. *Internat.Rev.Hydrobiol.*84, 99-117.
- Calver A. 2001.** Riverbed Permiabilities: Information from Pooled Data. *Ground Water* 39: 546–553. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2001.tb 02343.x>.
- Campenhout, J., Denis, A.-C., Hallot, E. & Houbrechts, G. 2013.** Flux des sédiments en suspension dans les rivières du bassin de la meuse : proposition d’une typologie régionale basée sur la dénudation spécifique des bassins versants. *BSGLg*, 61 :15-36.
- Capderrey C., Datry T., Douady C.,Claret C., Malard F. 2012.** Structuration de l’hyporhéos par les échanges nappe-rivière à large échelle spatiale dans les plaines alluviales, Hyporheic flowpaths at multiple spatial scales explain the distribution of the hyporheos in alluvial rivers . *RIVIERES EN TRESSES / BRAIDED RIVERS*.1-3
- CASAGRANDE A., 1934.** Die Ariometer-Methode zur Bestimmung der Kornverteilung von Boden und anderen Materialien. Springer, Berlin, 56 S. ASTM D2434
- Chen, X. 2000.** Measurement of streambed hydraulic conductivity and its anisotropy. *Environmental Geology* 39: 1317–1324. <https://doi.org/10.1007/s002540000172>.
- Claret C, Fontvieille D. 1997.** Characteristics of biofilm assemblages in two contrasted hydrodynamic and trophic contexts. *Microbial Ecology* 34: 49–57. <https://doi.org/10.1007/s002489900033>.
- Calver, A. 2001.** Riverbed permeabilities: information from pooled data. *Ground Water*,Vol.39,546-533.

**Danielopol, D.L. 1984.** Ecological investigations on the alluvial sediments on the Danube in the Vienna area - a phreatobiological project. *Verhandlungen der Internationale Vereinigung fu Èr theoretische und angewandte Limnologie.* 22, 1755-1761.

**Datry, T., Dole-Oliver, MJ., Marmonier, P., Claret, C., Perrin, JF., Lafont, JF., Breil, P. 2008.** La zone hyporhéique , une composante à ne pas négliger dans l'état des lieux et la restauration des cours d'eau. *Ingénieries - E A T.* 54, 3-18

**Descloux, S., Datry, T., Philippe, M., Marmonier, P. 2010.** Comparison of different techniques to assess surface and subsurface streambed colmation with fine sediments. *International Review of Hydrobiology.* 95, 520-540.

**DJEDIDI, N., HASSEN A. 1991.** Propriétés physiques des sols et pouvoir colmatant des eaux usées en fonction de leur degré de traitement. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.,* vol. XXVI (1), 3-10.

**Doretto A, Bona F, Piano E, Zanin I, Eandi AC, Fenoglio S. 2017.** Trophic availability buffers the detrimental effects of clogging in an alpine stream. *Science of the Total Environment* 592: 503–511.

**Dussart, B.H. 1966.** Copépodes de la phaune benthique du Léman ,*Vie et Milieu* .17 (1-B) : 283-302.

**El Mimouni, A., Daoudi, L., Saidi, M.E., Baiddah, A. 2010.** Comportement hydrologique et dynamique d'un bassin versant en milieu semi-aride: exemple du bassin versant du ksob (haut atlas occidental, Maroc). *Revista C & G.* 24 (1-2), 99-112.

**Gayraud ,S. 2001.** Les sédiments du lit des cours d'eau : quantification de leur influence sur les peuplements de macro-invertébrés par une approche multi-sites. Thèse de doctorat. 2-2015

**Gayraud S., Herouin, E., Philippe, M. 2001.** Colmatage minéral du lit des cours d'eau : revue bibliographique des mécanismes et des conséquences sur les habitats et les peuplements de macroinvertébrés. *Bull. Fr. Pêche Piscic.* 365/366, 339-355.

**Gayraud,S., Hérouin, E., Philippe, M. 2002.** Le colmatage minéral du lit des cours d'eau : revue bibliographique des mécanismes et des conséquences sur les habitats et les peuplements de macroinvertébrés.*Bull. Fr. Pêche Piscic.*346 : 339-355

**Geraldene, W., Seyed H., Mohajeri,M. R. 2017.** The pernicious problem of streambed colmation: a multi-disciplinary reflection on the mechanisms, causes, impacts, and management challenges. *WIREs Water.* <https://doi.org/10.1002/wat2.1231>.

- Ghenim, A., Seddini, A., Terfous, A. 2007.** Production et exportation des sédiments en suspension lors des événements de crue. Cas du bassin versant de l'Oued Mouilah. *Larhyss/Journal* ,6 :35-44.
- Graham AA. 1990.** Siltation of stone-surface periphyton in rivers by clay-sized particles from low concentrations in suspension. *Hydrobiologia* 199: 107–115. <https://doi.org/10.1007/>
- Hatch,C.E., Fisher,A.T., Ruehl, C.R, Stemler,G. 2010.** Spatial and temporal variations in streambed hydraulic conductivity quantified with time series thermal methods. *Journal of hydrology*, vol 389, 276-288.
- Held U. 2010 .**Pièges des corrélations : les coefficients de corrélation de Pearson et de Spearman. *Forum Med. Suisse*, 10 (38) : 652 - 653
- Jobson, H.E., Carey, W.P. 1989.** Interaction of fine sediments with alluvial streambeds. *Water Resources Research* 25: 135–140. <https://doi.org/10.1029/WR025i001p00135>.
- Jones, J.I., Murphy, J.F., Collins, A.L., Sear, D.A., Naden, P.S., Armitage, P.D. 2012.** The impact of fine sediment on macro-invertebrates. *River Research and Applications* .28: 1055–1071.<https://doi.org/10.1002/rra.1516>.
- Khullar NK, Kothyari UC, Ranga RAJU KG. 2013.** Study of deposition of fine sediment within the pores of a coarse sediment bed stream. *International Journal of Sediment Research*. 28: 210–219. [https://doi.org/10.1016/S1001-6279\(13\)60032-3](https://doi.org/10.1016/S1001-6279(13)60032-3).
- Korus ,Jesse T.,Wilhelm, P. Fraundorfer, Troy E. , Gilmore, Kelsey Karnik. 2020.** Transient streambed hydraulic conductivity in channel and bar environments, Loup River, Nebraska ». *Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.13777>
- Land-Use Map. 2017.** The European Space Agency. [[accessed 2017 March](http://due.esrin.esa.int/page_globcover.php)]. [http://due.esrin.esa.int/page\\_globcover.php](http://due.esrin.esa.int/page_globcover.php).
- Leichtfried, M. 1991.** POM in bed sediments of a gravel stream (Ritrodat-Lunz study area, Austria). *Verh. Int. Ver. Limnol.* 24:1921–25
- Levêque C., 1996 .**Ecosystèmes aquatiques, Edition Hachette, Paris . 158 p.
- Lu C., Chen X., Cheng C., Ou G. et Shu L. 201.**Horizontal hydraulic conductivity of shallow streambed sediments and comparison with the grain-size analysis results, *hydrological processes*. 26(3), 454–466, doi:10.1002/hyp.8143
- Mamoudou, M. 2008 :** Dynamique de transfert des matières organiques et inorganiques le long du continuum fluvial de la Garonne : Impact de la retenue de Malause, thèse de doctorat, université de Toulouse. agrosystèmes, écosystèmes et environnement. 198 p.

- Markus, L. M., Steinfield, C., Wigand, R. 2006.** Industry Wide Information Systems Standardization as Collective Action: The Case of the U.S. Residential Mortgage Industry,” *MIS Quarterly* (30: Special Issue), 439-465.
- Marmonier, P., Delettre, Y., Lefebvre, S., Guyon, J. & Boulton, A. J. 2004.** A simple technique using wooden stakes to estimate vertical patterns of interstitial oxygenation in the beds of rivers. *Arch. Hydrobiol.* 160: 133–143
- Mazour, M., Roose, E. 2002 .** Influence de la couverture végétale sur le ruissellement et l'érosion des sols sur parcelles d'érosion dans des bassins versants du nord-ouest de l'Algérie, *Bulletin du RESEAU. EROSION* , (21) : 320-330.
- McKenzie-Smith FJ, Bunn SE, House APN. 2006.** Habitat dynamics in the bed sediments of an intermittent upland stream. *Aquatic Sciences* 68: 86–99. <https://doi.org/10.1007/s00027-005-0780-7>.
- Megnounif, A., Terfous, A., Ghenaim, A., Poulet, J.B. 2007.** Key processes influencing erosion and sediment transport in a semi-arid Mediterranean area: the Upper Tafna catchment, Algeria. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, 52(6) :1271-1284.
- Milin ,M. 2020.** Organisation et similarité des communautés d'invertébrés benthiques et hyporhéiques le long d'un gradient croissant de colmatage interstitiel. Mémoire de Master - Université Claude Bernard, Lyon 1.
- Mouhri, A., Saleh, F., et Flipo, N. 2012.** Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière. Rapport PIREN-seine. 30 p.
- Nascimento, F. L., Boëchat, I. G., Teixeira, A. O., Gücker, B. 2012.** High variability in sediment characteristics of a neotropical stream impacted by surface mining and gully erosion. *Water Air and Soil Pollution*. 223, 389–398.
- Nield, D.A. 2008.** Connectivity and Effective Hydraulic Conductivity, *Transp. Porous Med.*, 74, 129–132, doi:10.1007/s11242-007- 9185-5.
- Nogaro G, Datry T, Blondin FM, Descloux S, Montuelle B. 2010.** Influence of streambed sediment clogging on microbial processes in the hyporheic zone. *Freshwater Biol* 55:1288–1302.
- Odong J. 2007.** Evaluation of Empirical for determination of hydraulic conductivity based on Grain-Size Analysis, université de géosciences, Chine of a stream. *Freshwat. Biol.* 4, 233-526.
- Packman AI. Ryan R.J., 2006.** Changes in streambed sediment characteristics and solute transport in the headwaters of Valley Creek, an urbanizing watershed. *J hydrol.* 323:74–91.

- Ramez, P. 1995.** Erosion et transport solide en rivière – tome 1 : Guide pour la compréhension des phénomènes. CEMAGREF, Série Gestion des milieux aquatiques n°8, 130 p.
- Ryan, R.J., Packman, A.I. 2006.** Changes in streambed sediment characteristics and solute transport in the headwaters of Valley Creek, an urbanizing watershed. *Journal of Hydrology*. 323(1–4): 74–91.
- Schalchli U., 1995.** Basic equations for siltation of riverbeds. *Hydraul.Energ ASCE*. 121:274-287.
- Schälchli U.1992.** The clogging of coarse gravel river beds by fine sediment. *Hydrobiologia* 235–236: 189–192. <https://doi.org/10.1007/BF00026211>.
- Schindler Wildhaber Y, Michel C, Epting J, Wildhaber RA, Huber E, Huggenberger P, Burkhardt-Holm P, Alewell C. 2014.** Effects of river morphology, hydraulic gradients, and sediment deposition on water exchange and oxygen dynamics in salmonid redds. *Science of the Total Environment* 470–471: 488–500. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.09.100>.
- Schindler Wildhaber, Y., Michel, C., Epting, T., Wildhaber, R.A., Huber, E., Huggenberger, P., Burkhardt-Holm, P., Alewell, C. 2013.** Effects of river morphology, hydraulic gradients, and sediment deposition on water exchange and oxygen dynamics in salmonid redds. *Science of the total environment*. 488:488-500
- Schindler Wildhaber, Y., Michel, C., Burkhardt-Holm, P., Banninger, D., Alewell, C. 2012.** Measurement of spatial and temporal fine sediment dynamics in a small river. *Hydrol . Earth Syst. Sci.* 1502: 1501-1515
- Sebok E, Duque C, Engesgaard P, Boegh E. 2015.** Spatial variability in streambed hydraulic conductivity of contrasting stream morphologies: channel bend and straight channel. *Hydrological Processes* .29(3), 458–472. <https://doi.org/10.1002/hyp.10170>.
- Smith, I. 2005.** Achieving readiness for organisational change. *Library Management*. 26(6/7), 408–412
- Stewardson, M.J., Datry, T., Lamouroux, N., Pella, H., Thommeret, N., Valette, L., Grant, S.B., 2016.** Variation in reach-scale hydraulic conductivity of streambeds. *Geomorphology*. 77:70-80
- Taleb A., 1992.** Etude expérimentale des effets des matières en suspension sur quelques organismes benthiques, Thèse de magistère, université de Tlemcen.

- Taleb, A. 2004.** Etude du fonctionnement de l'écosystème oued. Rôle du milieu hyporhéique dans l'évolution de la qualité des eaux en aval du barrage de Hammam Boughrara sur la Tafna. Thèse. Doc. Univ. Tlemcen. : 104 p.
- Taleb, A., Belaidi, N., Gagneur, J. 2004.** Water quality before and after dam building on a heavily polluted river in semi-arid Algeria. *River Research and Applications*, 20(8), 943-956.
- Taleb, A., Belaidi, N., Sánchez-Pérez., J.M., Vervier, P., Sauvage, S., Gagneur, J. 2008.** The role of the hyporheic zone in the nitrogen dynamic of a semi –arid gravel bed stream located downstream of a heavily polluted reservoir (Tafna wadi, Algeria). *River research and applications* 189 ,183-196
- Velickovic, B. 2005.** Colmation as one of the processes in interaction between the groundwater and surface water. *Facta Universitatis*, 3:165–172
- Williams D, Hynes HBN. 1974.** The occurrence of benthos deep in the substratum of a stream. *Fresh water Biology* 4:233-256.
- Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., Alley, W.M. 1998.** Groundwater and surface water: a single resource. United States Geological Survey Circular 1139.
- Wood P. & Armitage P.D. 1997.** Biological effects of fine sediment in the lotic environment. *Environmental Management*, 21: 203-217.
- Wu, G.D., Shu, L.C., Lu, C.P. & Chen, X.H. 2015.** The heterogeneity of 3-D vertical hydraulic conductivity in a streambed. *Hydrology Research*. 47 (1), 15-26.
- Xunhong, C. 2000 .** Measurement of streambed hydraulic conductivity and its anisotropy. *Environmental Geology*. 39 (12):1317-1324
- Zettam, A. 2018** Transfert des nitrates du bassin versant de la Tafna (Nord-Ouest de l'Algérie) vers la mer Méditerranée. Approche couplant mesures, modélisation et changement d'échelle vers les grands bassins versants Nord africains. Thèse. Doc. Univ.Toulouse. : 223p.
- Zettam, A., Taleb, A., Sauvage, S. Boithias L., Belaidi N., Sánchez-Pérez J. M. 2017.** Modeling hydrology and sediment transport in a semi-arid and anthropised catchment using the SWAT model: the case of the Tafna River (north-west Algeria). *Water*, 9: 216; doi: 10.3390/w 9030216 .
- Zhao L, Zhu W, Tong W. 2009.** Clogging processes caused by biofilm growth and organic particle accumulation in lab-scale vertical flow constructed wetlands. *Journal of Environmental Sciences (China)* 21: 750–757. [https://doi.org/10.1016/S1001-0742\(08\)62336-0](https://doi.org/10.1016/S1001-0742(08)62336-0).

**Zhou, Y. 2009.** Evaluation de la biodisponibilité des métaux dans les sédiments. Rapport d'étude. Agence de l'Eau Artois-Picardie et Université des Sciences et Technologies de Lille I, UMR Géosystèmes, 33 p.

# **Annexes**

1. viscosité dynamique du fluide (en  $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )

2. poids spécifique réel des particules

3. poids spécifique réel de  $\text{H}_2\text{O}$  (en  $\text{cm}^3$ )

4. vitesse de sédimentation (en  $\text{s}^{-1}$ )

5. diamètre des particules en mm

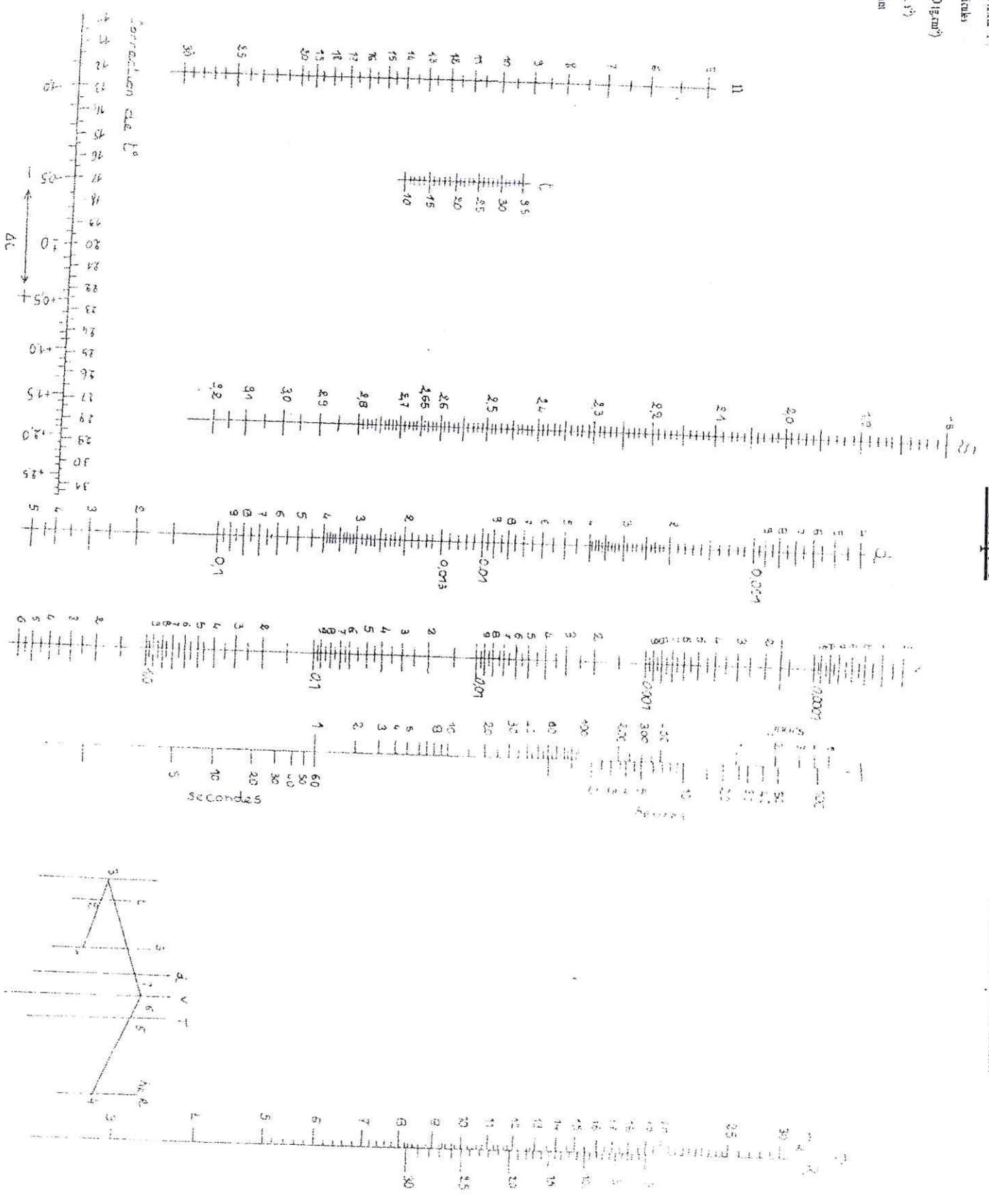
6. température (en  $^\circ\text{C}$ )

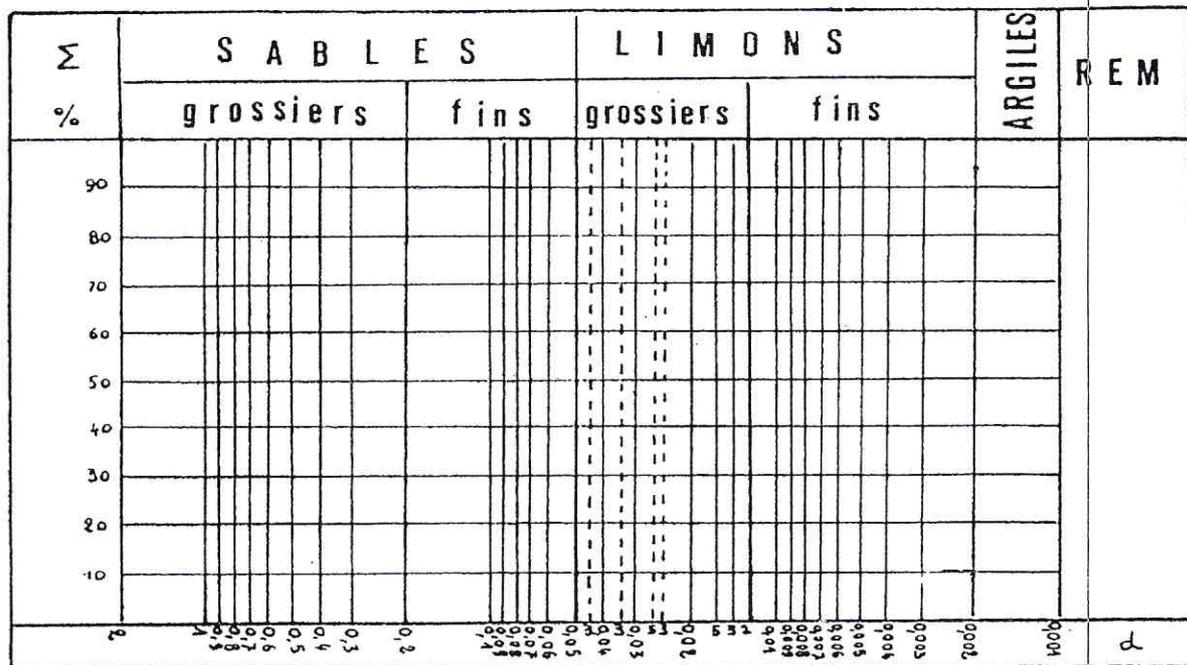
7. profondeur en cm

8. temps

# Abaque

Normalisation des 2e à 10e Solos





## Valorisation des travaux de thèse

---

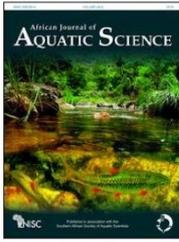
## Valorisation des travaux de thèse

**Bendaoud, A., Haddou, K., Taleb, A., Belaidi, N. 2020.** Assessment of subsurface riverbed clogging by fine sediments in a semi-arid watershed of north-western Algeria. *African journal of aquatic science*. 1-13

**Haddou, K., Bendaoud, A., Belaidi, N., Taleb, A. 2018 .** A large-scale study of hyporheic nitrate dynamics in a semi-arid catchment, the Tafna River, in Northwest Algeria. *Environmental Earth Sciences*. 7 : 520. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7673-2>

**Publication**

---



## Assessment of subsurface riverbed clogging by fine sediments in a semi-arid catchment of north-western Algeria

AM Bendaoud , KA Haddou , AM Taleb & NO Belaidi

To cite this article: AM Bendaoud , KA Haddou , AM Taleb & NO Belaidi (2020): Assessment of subsurface riverbed clogging by fine sediments in a semi-arid catchment of north-western Algeria, African Journal of Aquatic Science, DOI: [10.2989/16085914.2020.1719814](https://doi.org/10.2989/16085914.2020.1719814)

To link to this article: <https://doi.org/10.2989/16085914.2020.1719814>



Published online: 08 Nov 2020.



Submit your article to this journal [↗](#)



Article views: 2



View related articles [↗](#)



View Crossmark data [↗](#)

## Assessment of subsurface riverbed clogging by fine sediments in a semi-arid catchment of north-western Algeria

AM Bendaoud\*, KA Haddou, AM Taleb and NO Belaidi

Laboratoire d'Écologie et Gestion des Écosystèmes Naturels (LECGEN), University of Tlemcen, Tlemcen, Algeria  
\*Correspondence: [Aminabendaoud10@yahoo.fr](mailto:Aminabendaoud10@yahoo.fr)

In semi-arid regions, natural and anthropogenic disturbances increase the input of fine particles and their subsequent accumulation in streambeds sediment. The clogging of streambeds sediment is caused by the infiltration of fine particles at depth, reducing hydraulic conductivity (K) and hyporheic flow. Grain-size distribution and streambed vertical K were estimated using hyporheic sediment samples collected from ten stations in the Tafna River catchment during two hydrological periods of high and low water in order to investigate spatiotemporal variations and the variables influencing hydraulic conductivity. During the wet season, the upstream part of the catchment had significantly higher coarse sand content, with K measured to be three times greater than downstream. During low flow periods, there were significantly more fine particles (clay and silt) downstream, which were negatively correlated with K. Increases in clay and silt were the main cause of sediment clogging in the downstream part of catchment. However, within-group PCA showed that geomorphology had no significant influence on hyporheic sediment clogging. This study demonstrated that the process of streambed sediment clogging was influenced by the accumulation of fine particles and organic matter, which significantly contributed to the clogging of the downstream hyporheic zone, thus decreasing hydraulic conductivity despite prevailing geomorphology.

**Keywords:** geomorphology, grain-size, hydraulic conductivity, hyporheic zone, Tafna River

### Introduction

Erosion/sedimentation processes within catchments contribute to the functioning of hydrosystems, and the extent of soil erosion may be assessed using estimates of particle loads delivered to associated aquatic ecosystem (Stewardson et al. 2016). Deposition and fine particle accumulation on the river bed result in clogging leading to low sediment hydraulic conductivity (K) (Tonina et al. 2009). Hydraulic conductivity is defined as the ability to transmit subsurface flow taking into account the degree of porosity and inter-connectivity of pores (Tonina et al. 2009). Added to this, the infiltration of fine particles into streambed sediment at depth within a substrate composed of coarse material (Gayraud et al. 2001), results in a vertical gradient of fine sediments (Jobson and Carey 1989; Casas-Mulet et al. 2018) and a significant decrease in streambed K through a reduction in porosity (Hartwig and Borchardt 2015). According to Gayraud et al. (2002), the particle size responsible for hyporheic clogging is less than 0.063 mm and their depth penetration depends on the grain size distribution of bed sediment (Brunke 1999). Furthermore, the deposition and infiltration of fine sediments are often associated with organic material (Sear 1993) and their accumulation, particularly during prolonged low flow periods (Schindler et al. 2012).

Because clogging basically reduces K (Schälchli 1995; Zhao et al. 2009), a good way of estimating the level of clogging is to measure K, as reported by Datry et al. (2015).

The methods used by these authors were based on the measurement of the spatial variability of streambed

K on river reaches, which were chosen according to their clogging using sets of metallic mini-piezometers, equipped with a large plastic funnel fitted at the top and inserted at 25 cm depth.

Chen (2000) has demonstrated that surface-groundwater water exchanges occurs on a catchment scale and in geomorphological units. According to Casas-Mulet et al. (2018), the understanding of sediment transport mechanisms is important for the functioning of the ecosystem, particularly from a geomorphic context.

Sediment transport in rivers causes hyporheic exchange through mechanical mixing of the bed material (Tonina et al. 2009). The particles migrate downstream by eroding sediment from the upstream face of the bed form and depositing it on the downstream side, causing mechanical mixing that releases pore water from the eroding side of the bed form and traps river water on the depositing side. The riffle and pool sequence creates movements of water within the riverbed (Gayraud et al. 2001). Surface water infiltrates in deep facies upstream of the riffle (downwelling) and transits through the sediments (horizontal flow zone) before emerging downstream (upwelling). Consequently riffle-pool sequences alter the pressure pattern and result in areas of infiltration and exfiltration (Tonina et al. 2009). This influences the degree of clogging of the bottom of streams by the accumulation of particles in the interstices, which can rapidly reduce the rate of infiltration and exfiltration (Zhao et al. 2009).

According to (Schälchli 1992), pools store fine sediments and become clogged more rapidly than riffles. This clogging

is more important in the first 15 cm of the streambed, therefore limiting the penetration of particles beyond 50 cm, a fine sediment storage area (Brunke 1999).

There are many questions about the spatial and temporal dynamics of sediments in relation to hydraulic connectivity, whose interstitial flow (vertical and horizontal, or just vertical) exerts a strong influence on the amount of sediment deposition (Mathers and Wood 2016). One of the recurrent questions in hyporheic studies is the description of vertical changes in the physical and hydrological characteristics of streambed sediments (Marmonier et al. 2012). Although measurements of streambed conductivity have been reported from a broad range of stream types, there have been no studies in a semi-arid region, such as the Tafna River catchment in Algeria (a Mediterranean catchment), despite significant erosion recorded at catchment level. Here, sediment transport caused by slope erosion has been estimated at  $600 \text{ t d}^{-1}$  in the upstream part and  $3\,000 \text{ t d}^{-1}$  downstream (Zettam et al. 2017). In the middle of the catchment, riffle sediments are more heavily loaded with sand (75%) and pools are very rich in silt and clay (70%) (Taleb et al. 2008). Sediment transport is influenced by the hydrological regime, characterised in this area by flooding and drying conditions as a result of irregular precipitation. Furthermore, sediment would be retained by the dams, which accumulates more than  $27\,000 \text{ t y}^{-1}$  of sediment (Zettam et al. 2017).

Large quantities of sediment were retained mainly during flood events, representing 87%–95% of the annual sediment export, some of which would be transported downstream during the water release period particularly during flow release periods.

The aims of this study were to estimate the level of streambed clogging considering an upstream/downstream scale in the catchment and a riffle/pool sequence scale. Thus, its objectives were to: 1) describe changes in the grain size composition of hyporheic sediments, 2) quantify the spatiotemporal variability of vertical streambed hydraulic conductivity (K), and 3) identify which variables predict sediment clogging of hyporheic zones.

## Materials and methods

### Study site

This study was conducted in the Tafna River catchment located in north-western Algeria, which covers an area of approximately  $7\,245 \text{ km}^2$  (Figure 1). The main stream in this catchment, the Tafna River, originates at the southern slope of the Tlemcen Mountains at an altitude of  $1\,100 \text{ m}$  above sea level and flows into the Mediterranean Sea  $170 \text{ km}$  away. Geologically, the catchment is characterised by Jurassic soils and is mainly carbonate upstream. The downstream part is characterised by tertiary Miocene formations made up of marl and sandstone, with more recent deposits of quaternary composed of fine sediments (clays and silt) in the estuary.

The vegetation of the Tafna River catchment has been extensively degraded and cleared in the mountains by fire, extensive farming and endemic overgrazing, with cultivated land accounting for 27% of the surface catchment (Land-Use Map 2017). The terraces and valley floor

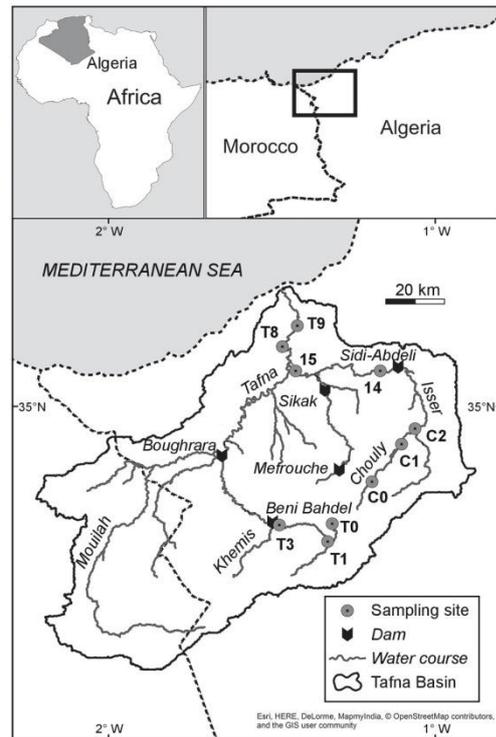


Figure 1: The Tafna River catchment and location of the study site

are occupied by cultivated land. The slopes are bare or covered by scrubland, characterised by degraded shrubby vegetation, favouring water by evaporation and acceleration of erosion. The most common vegetation type occurs above an altitude of  $1\,200 \text{ m}$  and comprises *Quercus ilex*, *Quercus suber*, *Pinus halepensis* and *Genista tricuspida*. Below  $1\,200 \text{ m}$ , there are some vestiges of *Quercus ilex*, *Chamaerops humilis* and *Tetraclinis articulata*. The plains are occupied by agriculture.

The water regime of Tafna River is influenced by the Mediterranean climate (with sub-humid to semi-arid influences) characterised by two hydrological period: a cold and rainy season from November to April (wet season), and a hot and dry period from May to October (dry season) (Belaidi et al. 2004). Mean annual rainfall for period 2000–2015 was  $331.5 \text{ mm}$  and mean annual discharge was  $2.20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  at the outlet. The average monthly interannual flow calculated for the period 2012–2014 varied from  $0.001 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in August to  $45.51 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in February (Figure 2).

The monthly mean temperature varied between  $11 \text{ }^\circ\text{C}$  (November–April) and  $27 \text{ }^\circ\text{C}$  (May–October).

The Tafna River catchment is characterised by a pronounced summer drought where the average width of

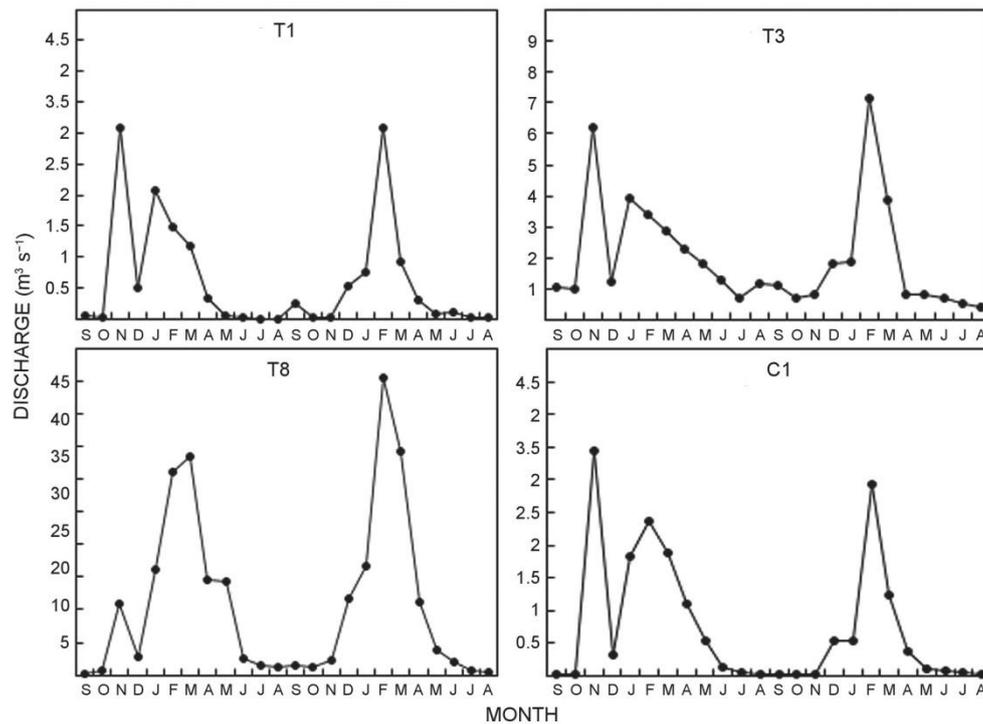


Figure 2: Variation of mean monthly discharge for the Tafna River at the four gauging stations from September 2012 to August 2014 (ANRH)

the wetted section is up to four times smaller in summer, particularly in the downstream part. This drying has been accentuated by the creation of five reservoirs along the main course, Beni Bahdel (66.5 million m<sup>3</sup>), Meffrouch (15 million m<sup>3</sup>), Hammam Bouhrara (177 million m<sup>3</sup>), Al Izzahar (Sidi-Abdeli) (110 million m<sup>3</sup>) and Sikkak (30 million m<sup>3</sup>) and its tributaries.

In total, ten stations were selected from the Tafna wadi, T0, T1, T3, T8 and T9, in the main stream of the catchment and its tributaries in the Chouly wadi, C0, C1 and C2, and I4 and I5 in the Isser wadi. The downstream sites are T8, T9, I4 and I5; whereas stations T0, T1, T3, C0, C1 and C2 are the upstream sites (Figure 1).

#### Sediment sampling and grain size analysis

The sediment characteristics (particle size and hydraulic conductivity) of the hyporheic zone and environmental variables, such as turbidity (NTU), suspended matter (SM), temperature (T), hyporheic flow velocity (V), discharge (Q), dissolved oxygen (DO) and organic matter (OM) were measured in the riffles (swift, shallow water) and pools (slow currents, greater depth) of each of these ten stations during two contrasting hydrological periods: high water (February, March, April, November, December, January, March, April) and low water (May, June, August, October)

from February 2013 to April 2014. They were sampled over a 100 m section representing a sequence namely riffle and then pool.

The sediments in the hyporheic zone were collected by what is known as the single-tube method (Williams and Hynes 1974), using a tube core sampler 130 cm long with a 15 cm opening. At each station, two sediment cores (average weight 8 kg) were taken at a depth of 30 cm, one from the riffle and one from the pool. In addition, the surface water velocities and the water depth were measured in the riffle and the pool (Table 1).

The samples were dried prior to mechanical dry sieving through a 2 mm diameter sieve. The fine particles ( $\varnothing < 2$  mm) were separated from the coarse particles ( $\varnothing > 2$  mm). Given their essential role in the clogging phenomenon, additional characterization of the fraction  $< 2$  mm was carried out.

The recovered amount was weighed. Five fractions were separated: coarse sand (C Sa) (500–2 000  $\mu\text{m}$ ), fine sand (F Sa) (63–500  $\mu\text{m}$ ), coarse silt (C Si) (20–63  $\mu\text{m}$ ), fine silt (F Si) (2–20  $\mu\text{m}$ ) and clay (Cl) ( $< 2$   $\mu\text{m}$ ) using the sedimentation method (settling speed), the purpose of which is to determine the weight distribution of the particle size.

The organic matter (OM) of the sediment was determined as the loss of mass of a previously dried sample after

**Table 1:** Mean values of water depth and current velocity in riffle and pool of the ten stations, during study period

Stations		T0	T1	T3	C0	C1	C2	I4	I5	T8	T9
Water depth (cm)	Riffle	9	10	15	8	7	21	24	26	29	34
	Pool	16	17	45	14	10	28	60	63	175	190
Water velocity (m/s)	Riffle	0.76	0.99	0.76	0.44	0.46	0.85	1.03	0.95	1.08	1.11
	Pool	0.35	0.78	0.50	0.32	0.35	0.7	0.29	0.26	0.34	0.61

calcination in an oven at a temperature of 550 °C for three hours (AFNOR 1998). Each fraction was expressed as a percentage of the total weight of the sediment.

#### Hydraulic conductivity

Streambed hydraulic conductivity (K) values were determined using a laboratory permeameter from *in situ* coring to evaluate the relationship between infiltration rate, which is the water depth infiltrated by the soil sample in place during the time unit, and the hydraulic load gradient applied. Darcy's Law describing the flow of fluid through a porous medium was used to calculate hydraulic conductivity:  $K = V \times I$ , with:  $I = \Delta H/L$ ;  $V = Q/S$ ;  $Q = q/T$ , where K is the hydraulic conductivity ( $\text{cm s}^{-1}$ ); V = flow velocity ( $\text{cm s}^{-1}$ ); I = hydraulic gradient;  $\Delta H$  = loss of charge (cm); L = length of the sample (cm); Q = flow ( $\text{cm}^3 \text{s}^{-1}$ ); S = section of the sample ( $\text{cm}^2$ ); q = the amount of water collected ( $\text{cm}^3$ ) and T = time (s). Afterwards, the units (centimetre (cm), second (s), of K were converted to (metre (m) and day).

#### Hyporheic and surface water sampling

Hyporheic water (500 ml) was collected from the same sediment sampling points at a depth of 30 cm in the streambed sediment using the Bou-Rouch pump (Bou and Rouch 1967). Temperature, dissolved oxygen, pH and electrical conductivity were measured in water samples *in situ* using a multiparameter meter (WTW 3310). Surface water samples were also collected in bottles and transported to the laboratory to measure using a Hach laboratory turbidimeter. The suspended matter (SM) content was obtained by filtration of 1L of water on a Whatman GF/F filter (0.45  $\mu\text{m}$  porosity) and estimated by measuring the dry weight of the recovered particles.

#### Statistical analysis

One-way analysis of variance tests (ANOVA, MINITAB software) were performed to compare the particle size of sediment <2 mm and hydraulic conductivity in the upstream and downstream parts, riffles and pools, and different hydrological periods. Significance for all the statistical tests was accepted at  $p < 0.05$ . Values of K with a large difference between minimum and maximum were  $\log_{10}$ -transformed. Proportion data of OM were *arcsine*-transformed.

A multivariate procedure included sample ordination by principal component analysis (PCA) and discriminant analysis in order to highlight the spatial evolution of the main parameters according to flow characteristics. This was undertaken to evaluate the influence of environmental variables on K before dataprocessing. Variables presenting large fluctuations were  $\log_{10}$ -transformed. ADE-4 software was used for multivariate analyses (Thioulouse et al. 1997).

## Results

#### Stream water characteristics

Hyporheic water temperature varied from 7.9 to 25.9 °C and averaged ( $\pm$  SD)  $16.31 \pm 3.95$  °C. It was lower in water upstream, compared with downstream ( $F_{(1,192)} = 11.01$ ,  $p = 0.001$ ), and differ between riffle and pool ( $F_{(1,192)} = 5.57$ ,  $p = 0.020$ ) (Table 2). Dissolved oxygen (DO) concentrations were low at all sampling stations ( $6.41 \pm 1.74 \text{ mg l}^{-1}$ ). The lowest values were recorded in hyporheic samples from the pools ( $F_{(1,216)} = 11.65$ ,  $p = 0.001$ ) at downstream stations ( $F_{(1,193)} = 6.49$ ,  $p = 0.012$ ). Sediment organic matter contents did not differ between the pool and riffle hyporheic sediments. The percentage of OM varied from 0.3% to 11%. The highest values were recorded in the downstream samples ( $F_{(1,218)} = 29.97$ ,  $p < 0.05$ ). TU was significantly higher ( $F_{(1,99)} = 35.12$ ,  $p < 0.05$ ) in downstream surface water than upstream surface water, and hyporheic flow velocity was significantly lower ( $F_{(1,159)} = 29.55$ ,  $p < 0.05$ ) at downstream sites than at upstream sites. Hyporheic sediments had a lower flow velocity at pool facies.

#### Particle size distribution (<2 mm)

The grain-size composition of the hyporheic zone was considered on an upstream/downstream scale in the catchment and on a riffle/pool scale.

Grain-size analysis showed that sand particles dominated in all sediment samples collected in the Tafna River catchment, and exceeded a minimum of 33%. Station C0 recorded the largest sand fraction (99.7%), with an average of  $78 \pm 14.5\%$ , compared with  $12.2 \pm 8.95\%$  for silts and  $8.1 \pm 5.5\%$  for clays.

On the upstream/downstream scale, the clays content averaged  $5 \pm 3.4\%$  in the upstream part and increased significantly downstream ( $12 \pm 5.5\%$  on average) ( $F_{(1,159)} = 105.9$ ,  $p < 0.05$ ). The T8 and T9 stations recorded the maximum proportions of clay (25% and 27%, respectively), whereas the minimum proportions were 1% at upstream stations.

The average proportion of silts (F Si and C Si) was less than ( $10 \pm 4\%$ ) in the upstream section. In the downstream section, stations T9 and I5 recorded the maximum proportions of the silts (48 and 50%, respectively). It should be noted that the proportion of coarse silt was two to three times greater than that of fine silt, irrespective of the station.

Sands had an average proportion of  $86.67 \pm 6.43\%$  in the upstream zone. This proportion decreased significantly in the downstream zone, falling to  $67.85 \pm 20.11\%$  ( $F_{(1,208)} = 88.5$ ,  $p < 0.05$ ). The F Sa values were 60% in C1 and C2, whereas the maximum C Sa values exceeded 95% in C0.

During periods of high water, there was significantly more C Sa upstream ( $F_{(1,204)} = 64.34$ ,  $p < 0.05$ ), whereas

**Table 2:** Mean ( $\pm$  1 SD) Values of physico-chemical parameters at upstream, downstream, riffle and pool

Parameter	Catchment area	Upstream	Downstream	Riffle	Pool
Temperature (C °)					
Mean	16.38	15.53	17.38	16.36	16.4
SD	3.95	3.13	4.59	4.05	3.88
<i>n</i>	195	106	89	96	99
DO (mg <sup>-1</sup> )					
Mean	6.41	6.73	6.09	6.85	6.045
SD	1.74	1.75	1.66	1.61	1.76
<i>n</i>	197	108	89	97	100
Sediment organic matter (%)					
Mean	2.50	2.05	3.06	2.52	2.48
SD	1.40	1.31	1.29	1.59	1.27
<i>n</i>	206	115	91	102	104
Turbidity (NTU)					
Mean	211.250	9.47	438.62	–	–
SD	420.408	14.04	532.34	–	–
<i>n</i>	102	55	47	–	–
Hyporheic flow velocity (m d <sup>-1</sup> )					
Mean	59.03	91.75	17.67	71.99	45.66
SD	92.70	103.25	55.07	144.22	77.99
<i>n</i>	163	90	73	81	82

Mean = average value for the study, SD = standard deviation, *n* = number of samples

downstream a significantly higher percentage of F Si ( $F_{(1,204)} = 37.83, p < 0.05$ ) was recorded. During periods of low water, there were significantly more fine particles downstream, particularly clays ( $F_{(1,204)} = 34.23, p < 0.05$ ) and silts (Figure 3).

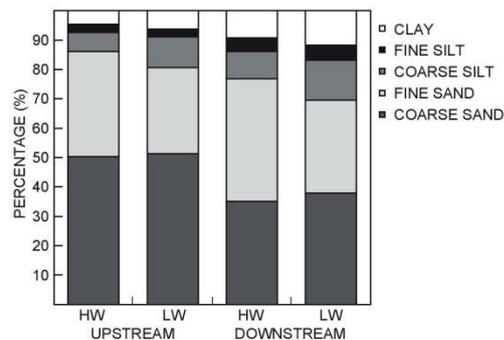
At the riffle/pool scale, spatial heterogeneity in the sediment size composition was identified. Figure 4 illustrates how the pools were richer in fine silt than the riffles ( $F_{(1,204)} = 7.49, p = 0.007$ ). This difference was not significant in the downstream stations during periods of low water for CL ( $13.37 \pm 7.09$ ) ( $F_{(1,29)} = 1.15, p = 0.291$ ) in contrast to at the upstream stations during the periods of high water for F Si ( $F_{(1,72)} = 5.46, p = 0.021$ ). The maximum value of 23% was noted during low water in the pool at station T9.

Fine sand was significantly higher in the pools during high water, reaching a maximum of 59%. However, no difference was recorded during the low water period. The riffle was significantly richer in coarse sand than the pool and this difference became greater during periods of high water ( $F_{(1,129)} = 6.23, p = 0.014$ ).

#### Spatio-temporal distribution of hydraulic conductivity

The average hydraulic conductivity for 162 samples was  $7.12 \pm 11.9 \text{ m d}^{-1}$ , varying from a minimum of  $5.58 \times 10^{-5} \text{ m d}^{-1}$  at station T9 to a maximum of  $69.72 \text{ m d}^{-1}$  at station C2.

The results showed a spatial variation between upstream and downstream, as shown in Figure 5. Higher hydraulic conductivities were measured upstream ( $11.65 \pm 13.83 \text{ m d}^{-1}$ ) than in the downstream part of the catchment ( $1.39 \pm 4.41 \text{ m d}^{-1}$ ). This difference was significant during the high water period ( $F_{(1,87)} = 32.14, p < 0.05$ ), where the mean value reached  $14.5 \pm 14.8 \text{ m d}^{-1}$  upstream, which was three times greater than downstream ( $2.90 \pm 1.00 \text{ m d}^{-1}$ ). During

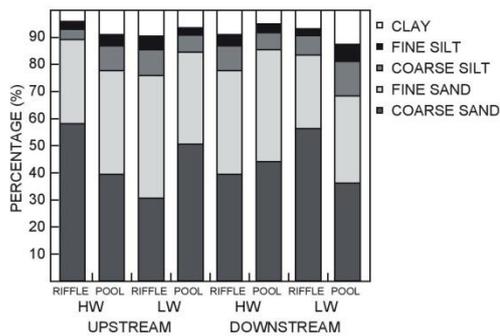


**Figure 3:** Mean percentage particle size of hyporheic sediment upstream and downstream of Tafna catchment during the two hydrological conditions: high flow period (HW) and low flow period (LW)

the low water period, there was a significant difference in hydraulic conductivity between upstream and downstream ( $8.13 \pm 11.77 \text{ m d}^{-1}$  and  $1.88 \pm 5.8 \text{ m d}^{-1}$ , respectively,  $F_{(1,89)} = 7.53, p = 0.008$ ).

In upstream sampling sites, hydraulic conductivity was significantly higher in the high flow than in the low flow period; where, no significant difference was observed downstream.

At reach scale, hydraulic conductivity (K) generally showed a greater variation between the riffle and pool during the high flow periods (Figure 6). Upstream, the K (mean) at the riffle was  $17.5 \pm 16.7 \text{ m d}^{-1}$  and the pool was  $11.5 \pm 12.23 \text{ m d}^{-1}$ . Downstream, the K (mean) at the riffle was  $1.33 \pm 3.45 \text{ m d}^{-1}$  and the pool was  $0.65 \pm 0.086 \text{ m d}^{-1}$ .



**Figure 4:** Mean percentage particle size of riffle/pool hyporheic sediment during the two hydrological conditions: high water (HW) and low water (LW)

During the low flow period,  $K$  differed significantly between the riffle and pool for downstream stations with  $K$  (mean) of  $3.6 \pm 7.95 \text{ m d}^{-1}$  and  $0.2 \pm 0.33 \text{ m d}^{-1}$ , respectively; whereas no differences were recorded for the upstream zone.

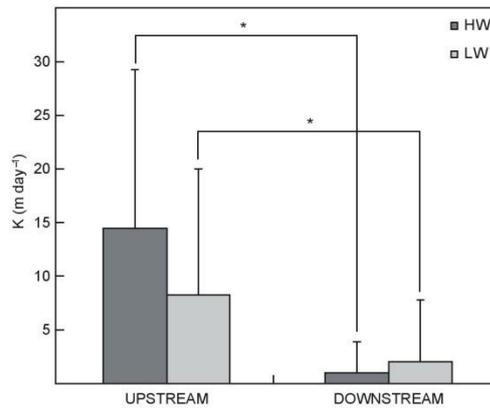
#### Relationship between $K$ and the percentage of fine particles

The correlation coefficients calculated using grain size composition of the hyporheic sediments and streambed hydraulic conductivity indicated a significant correlation between  $K$  and the proportion of the different grain classes (Figure 7;  $p < 0.05$ ). Fine particles, such as clay and coarse silt, showed a significant negative correlation with  $K$  ( $r > 0.72$ ,  $p < 0.05$ ), whereas coarse sand showed a significant positive correlation with  $K$  ( $r = 0.669$ ,  $p < 0.05$ ). This correlation remained relatively low for fine sand. The lower  $K$  value ( $56 \times 10^{-5} \text{ m d}^{-1}$ ) corresponded to the high rates of clay and coarse silt, with percentages of 27% and 29%, respectively.

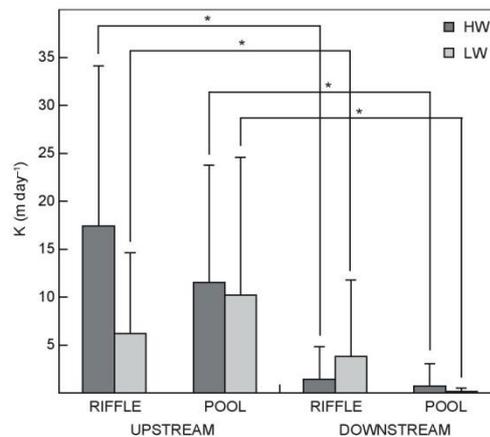
#### Variables controlling clogging streambed sediment

A principal component analysis was conducted on 180 samples and 13 variables, such as T, DO, NTU, SM, Q, K and V, and the five fractions of sediment (C Sa, F Sa, C Si, F Si and Cl). Figure 8 showed a significant variability in the structure of hyporheic sediments in the study area. Indeed, 60% of the variance was explained in the 1–2 plane, with a contribution of more than 45% for Axis 1 and more than 13% for Axis 2.

Axis 1 took into account two groups of opposing variables: Cl (clay), C Si (coarse silt), F Si (fine silt), TU and OM with a positive contribution, and K, V with a negative contribution. The clays had the highest positive contribution in the first main component. The high percentage of fine particles, particularly clay and organic matter, characterised low permeability and less porous habitats (low value of  $K$ ). Axis 1 was an axis of the gradient degree of clogging, mainly related to the intensity of the inorganic and organic fine particles introduced by runoff and erosion, in contrast to the stations situated in the downstream part of catchment (T8, T9, I4 and I5), which were richer in fine particles and OM, particularly in the pools at the upstream stations (C0,



**Figure 5:** Mean (+SD) values of hydraulic conductivity ( $K$ ) at upstream and downstream during the two hydrological conditions: high water (HW) and low water (LW). \*Difference significant at  $p \leq 0.05$



**Figure 6:** Mean (+SD) values of hydraulic conductivity at riffle-pool sequence: high water (HW) and low water (LW). \* Difference significant at  $p \leq 0.05$

C1, T0, T1 and C2) with a high permeability and low organic matter content. This indicated that the sedimentation gradient increased from upstream to downstream.

The second axis was exclusively defined by precipitation, the variable representing the only significant contribution of 65%. It reflected the temporal effect by contrasting the two hydrological episodes: high water and low water. According to plane 1–3, Axis 3 (contributing 10%) represented a low oxygen level at stations T8, T9 and I4, which had the lowest  $K$  (Figure 9). In contrast, the upstream stations, such as stations T0 and C1, were characterised by high oxygenation with consistently high  $K$ .

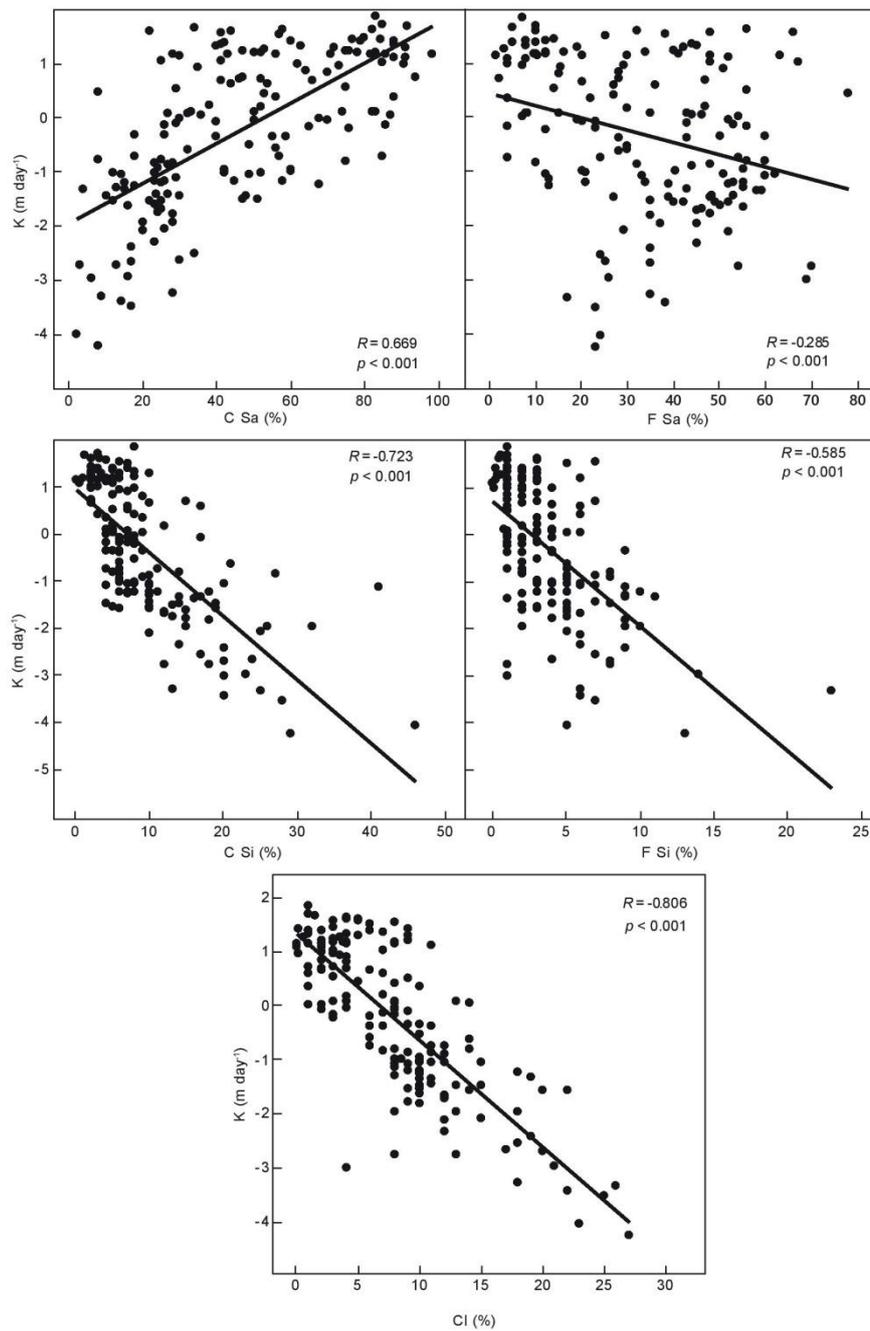
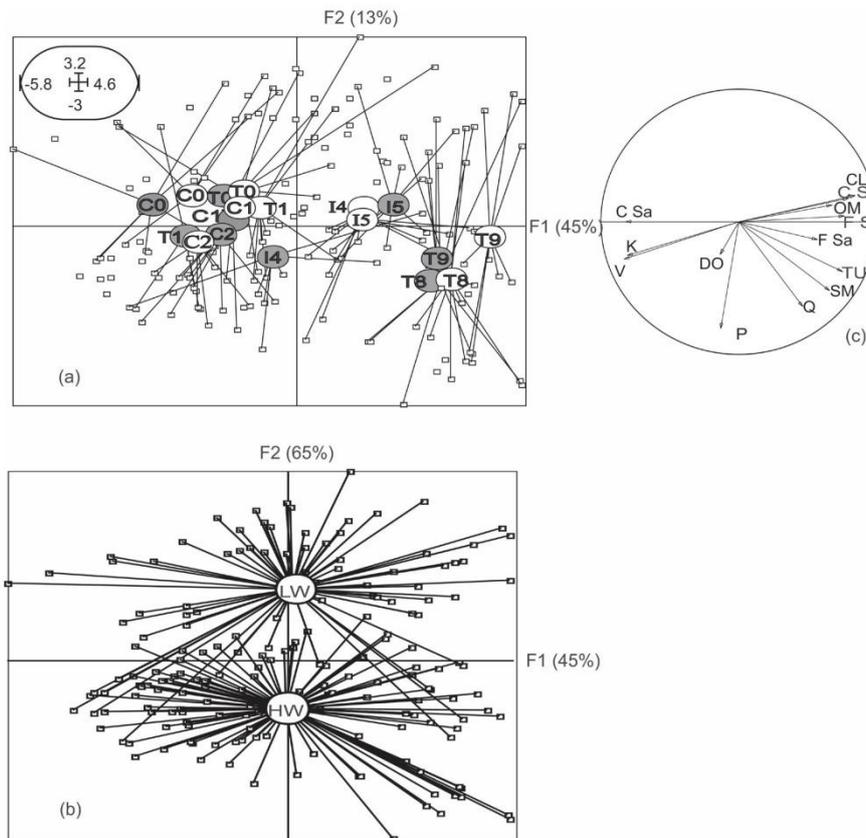


Figure 7: Correlation between  $\log_{10}K$  ( $\text{m d}^{-1}$ ) and particle size percentage (%) on the upstream–downstream scale.  $R$  = correlation coefficients



**Figure 8:** (a) Ordination of stations using principal component analysis in the F1–F2 factor plane. Grey circle = riffle, white circle = pool; (b) Temporal evolution in relation to hydrological periods: high water (HW), low water (LW); (c) Correlation circle: coarse sand (C Sa), fine sand (FSa), coarse silt (C Si), fine silt (F Si), clay (CL), dissolved oxygen (DO), organic matter (OM), pluviometry (P), discharge (Q), turbidity (TU), suspended matter (SM), hydraulic conductivity (K), hyporheic flow velocity (V)

The within-group analysis (Figure 10) shows the distribution of the study sites on the F1–F2 map (contributing 55%). The first axis with 45% of variability separated the majority of stations where geomorphology had no influence on clogging, such as at T8, T9, C2, C1, C0, T0 and T1, whereas station I4 exhibited signs that geomorphology did affect clogging.

### Discussion

Through filtration, fine sediments significantly constrain interstitial flow and, therefore, reduce the functioning of the hyporheic zone (Boulton et al. 1998; Marmonier et al. 2012). In the Tafna River catchment area, the fine particle content (diameter <0.064 mm; clay and fine silt) within 30 cm of the hyporheic zone varied from 0.2 to 49%.

Seven stations, including downstream stations I4, I5, T8 and T9, had fine particles (clay and silt) with a proportion greater than 15%. A high proportion of fine particles have been reported in the Rhone River (70%) by Descloux et al. (2013). Ryan and Packman (2006) have shown that hydraulic conductivity in two streams is reduced by a factor of two when the clay and silt content of the fine sediments increased from 6.3 to 25%. In the Tafna wadi, a high mean value of K was noted, whereas hyporheic sediments were less charged with fine particles. A high K value was recorded in sediments rich in coarse sand and poor in silt and clay, indicating a better exchange between surface waters and the hyporheic zone (Song et al. 2017). Indeed, hydraulic conductivity may be related to the grain-size distribution (Descloux et al. 2010; Sebok et al. 2015; Wu et al. 2016; Stewardson et al. 2016). In the current study, a decrease in hydraulic conductivity was



deposited in the area, whereas fine particles continue to flow downstream (Khullar et al. 2013) involving very important sedimentation and infiltration of fine particles, especially during the low water period. The sediments of the downstream catchment stations were characterised by a higher percentage of silt and clay than upstream. Farther away from the heads of the catchment, the diameter of the particles decreased and when the slope decreased to zero, transport conditions were limited to fine sediments, favouring deposition conditions. Sedimentation processes also become more predominant in relation to erosion (Hatch 2010). Effectively, the downstream zone of the Tafna River catchment is dominated by tender to moderately soft rock, mainly clay and Miocene marls that are easily eroded during wet season (El Mimouni et al. 2010). According to Boulton et al. (1997), the load of fine sediments entering the rivers depends greatly on erosion in the catchment.

The lower part of the Tafna River has a mean  $K$  value of just  $1.39 \pm 4.41 \text{ m d}^{-1}$ , indicating a clogging sediment. The hydraulic conductivity was low during the two hydrological periods in relation to the relatively large accumulation of silt and clay. Khullar et al. (2013) and Schindler et al. (2014) discuss the deposit of these fine sediments on streambeds over time, with an accumulation during relatively long periods inducing a dramatic reduction in hydraulic conductivity (Navel et al. 2011; Ranjbar et al. 2017). Indeed, several studies have shown that the sedimentation of fine particles on streambeds will influence porosity (Gayraud et al. 2002), which decreases with deposition of fine sediment on the gravel bed (Khullar et al. 2013).

This is characteristic of the clogging of sediments (Schälchli 1992). Calver (2001) showed that the hydraulic conductivity of sediments varied between  $864 \text{ m d}^{-1}$  (minimally clogged) and  $864 \times 10^{-7} \text{ m d}^{-1}$  (very clogged). These results are in agreement with those recorded at the T8 and T9 stations ( $864 \times 10^{-7} \text{ m d}^{-1}$ ), indicating considerable clogging (Figure 11).

Figure 11 shows organic matter that levels were significantly higher at downstream stations than at upstream stations. This contributed to the clogging of hyporheic sediments, because finer particles are able to trap more organic matter and stimulate biofilm growth (Claret and Fontvieille 1997). The percentage of OM reached a maximum of 10% in the bed sediments of the study area. It is inversely correlated with hydraulic conductivity, because its accumulation in sediments alters porosity (Bretschko and Leichtfried 1989; Cannavo et al. 2010). The infiltration rate decreases rapidly (Zhao et al. 2009), inducing low hydraulic conductivity (Brunke and Gonser 1997). This is related to a reduction in interstice volume (Nivala et al. 2012) by a higher biomass content (Zhao et al. 2009), which may cause clogging of bed sediment (Nguyen 2000). Tanner et al. (1998) found that the accumulation of OM has considerable potential to cause clogging, because of the ability of bacterial exopolymers and humic compounds to form highly hydrated, low-density, gel-like sludges. Moreover, the infiltration of silt and clay particles with a high OM content, which reduces  $K$  and clogs the streambed sediment (Schindler Wildhaber et al. 2014), caused a decrease in DO in hyporheic samples from the pools at downstream stations. Boulton et al. (1997) also identified this relationship between

large amounts of fine interstitial sediments, low hyporheic dissolved oxygen and permeability reduction, resulting in a decrease in water exchange between the hyporheic and surface water (Brunke and Gonser 1997), consequently creating anoxic environments (Mori et al. 2017).

The effect of the riffle pool sequence of the streambed sediment on the clogging process was less significant than the upstream–downstream variations, according to the PCA analysis. Generally, coarse sand dominated in the riffles and fine sand dominated in the pools (Wadeson 1994).

During high flow periods, a difference was observed at the upstream stations, where the pools were richer in silts when water velocity and turbulence are minimal (Graham 1990), whereas the riffles were richer in sand where water velocity and turbulence were at their maximum. Levy et al. (2011) have shown that the upper, moving part of the sediments is affected by high flows. Indeed, the upstream riffles were richer in coarse sand (>50 %) and less loaded with fine particles (clay, silt 10%), compared with the downstream riffles (35% coarse sand and 26% fine particles) during the high water period, inducing a higher permeability at the upstream riffles ( $K$  varied between  $0.42 \text{ m d}^{-1}$  and  $69.72 \text{ m d}^{-1}$ ). Downstream, it varied between  $0.01 \text{ m d}^{-1}$  and  $14.68 \text{ m d}^{-1}$ . According to Descloux et al. (2010), percentages of fine sediment >20 % result in very low or zero hydraulic conductivity.

During low flow periods, the results recorded were different in the downstream part, with the riffles (areas not conducive to sedimentation) being richer in coarse silt and clay, compared with riffles of the upstream site of the Tafna catchment. In the riffles, the  $K$  values were three times higher in low water flows ( $K_{\text{riffle}} = 6.91 \pm 10.26 \text{ m day}^{-1}$ ) than in high water flows ( $K_{\text{riffle}} = 2.59 \pm 4.33 \text{ m day}^{-1}$ ) at stations I4 and I5 located downstream El Izdihar dam. These results can be explained by the influence of the draining of this reservoir. In fact, some of the sediment accumulated in the reservoir was resuspended during the dam water release, to the detriment of downstream ecosystems, which were greatly disturbed by the massive arrival of sediments (Pearson et al. 2011; Zettam et al. 2017).

The pools of the downstream stations were richer in silt and clay with very low values of hydraulic conductivity of between  $0.01 \text{ m d}^{-1}$  and  $10.36 \text{ m d}^{-1}$  during high flow periods and between  $5.18 \times 10^{-5} \text{ m d}^{-1}$  at  $0.86 \text{ m d}^{-1}$  during low flow periods. The pools of the upstream stations, which were less rich in silt and clay, had  $K$  between  $0.18 \text{ m d}^{-1}$  and  $11.23 \text{ m d}^{-1}$  during the high water period. Hydraulic conductivity was significantly lower in relation to the greater infiltration of fine particles into the sediments, facilitated by the reduction in the current velocity (Schindler Wildhaber et al. 2014). A tenfold decrease in  $K$  has been observed along the Pajaro River in the United States in relation to a seasonal decrease in flow (Hatch et al. 2010).

According to the within-group PCA analysis, the significance of streambed sediment clogging in relation to geomorphology was recorded only in the downstream river reach, in particular at station I4 located downstream of the dam reservoir, where the average value of  $K$  recorded in the riffle was ten times greater than in the pool. Dam release of turbid water can contribute to clogging streambed sediment, such as pools, where fine particles deposits

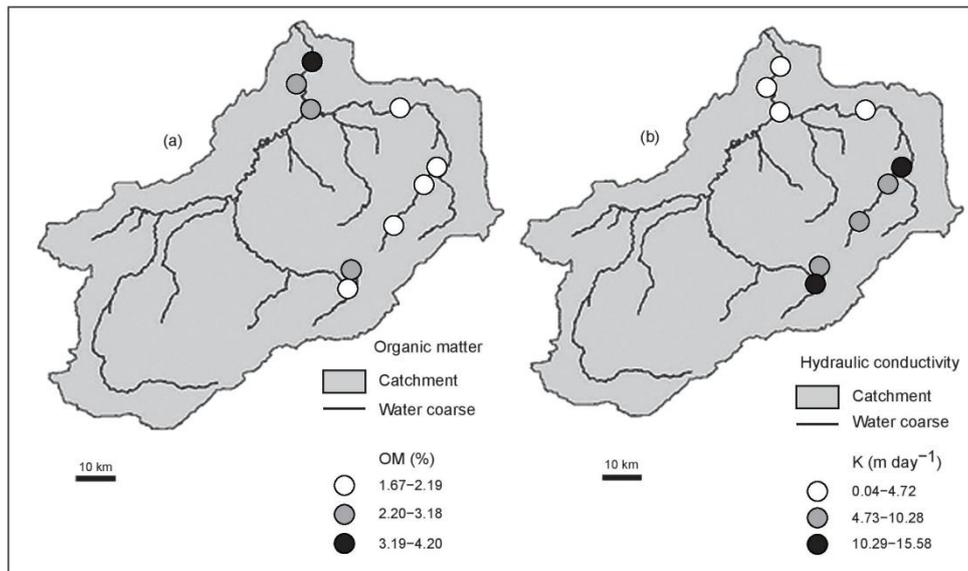


Figure 11: Map of the clogged areas of the Tafna River catchment: (a) organic matter and (b) hydraulic conductivity

yield low hydraulic conductivities. In the majority of study sites, stream geomorphology had no significant influence on hyporheic sediment clogging. The spatial distribution of  $K$  at stream riffles was relatively homogeneous related to regional variations in streambed characteristics, such as sedimentary structure, which is controlled by deposition and erosion processes. These processes were influenced by time and a spatially varied river flow in arid regions, according to Tooth (2000), in part the particularly extreme temporal and spatial variability of rainfall, runoff and sediment transport.

### Conclusions

Although the mechanisms of clogging and its ecological consequences are well understood, such as their direct impacts on the hyporheic chemical and biological environment (Jones et al. 2012) and macroinvertebrate composition (Doretto et al. 2017), little is known about the ecological consequences of change in sediment grain size on hydraulic conductivity and variable controlling the clogging in the hyporheic zone.

The determination of particle size composition and hydraulic conductivity showed that sediment composition strongly influences streambed sediment  $K$ . In particular there was a significant distinction between the  $K$  values of coarse and fine sediments. The low  $K$  values in the downstream part of the catchment reflected the decrease in sediment size. Therefore, the clays content in hyporheic sediments is the main factor to significantly reduce hydraulic conductivity.

The sedimentation and infiltration of these fine particles within the interstices caused by the low current velocities induced sediments clogged and the reduction of hydraulic conductivity, which was negatively correlated with clay and silt. The hyporheic sediments of the pools where the clays increased significantly were clogged and had low oxygen content compared with the riffle. The accumulation of OM in the fine sediment contributed significantly to the clogging of the downstream hyporheic zone by pore infiltration, consequently decreasing hydraulic conductivity, and therefore water exchange at the water/sediment interface was reduced.

During the high flow periods, water exchange was greater between the surface water and the hyporheic zone at the upstream sites, compared with the downstream stations, and was significantly correlated to the dominance of coarse sand. The increase in sediment size increased the permeability and, therefore, oxygen content in the hyporheic water. Downstream stations, namely T8, T9 and I4, were most clogged by fine particles.

These results indicate that management of water release from the dam affect the hydraulic conductivity, but additional studies on the topic are required to fully understand the magnitude of this effect.

**Acknowledgements** — We are grateful to the National Agency of Hydrologic Resources (ANRH) for supplying discharge data. This project was funded by Algeria's General Direction of Scientific Research and Technological Development (DGRSDT). We would also like to warmly thank Amine Zettam who helped in card making. The authors would like to thank the anonymous reviewers for their constructive comments that have greatly improved this manuscript.

## References

- AFNOR. 1998. Sols: reconnaissance et essais; détermination de la teneur pondérale en matières organiques d'un matériau. Méthode par calcination. Norme XP P 94-047.
- Belaidi N, Taleb A, Gagneur J. 2004. Composition and dynamics of hyporheic and surface fauna in a semi-arid stream in relation to the management of a polluted reservoir. *Annales de Limnologie-International Journal of Limnology* 40(3): 237–248. <https://doi.org/10.1051/limn/2004020>.
- Bou C, Rouch R. 1967. Un nouveau champ de recherches sur la faune aquatique souterraine. *Compte Rendu de l'Académie des sciences* 265: 369–370.
- Boulton AJ, Scarsbrook MR, Quinn JM, Burrell, GP. 1997. Land-use effects on the hyporheic ecology of five small streams near Hamilton, New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 31: 609–622. <https://doi.org/10.1080/00288330.1997.9516793>.
- Boulton AJ, Findlay S, Marmonier P, Stanley EH, Maurice Valett H. 1998. The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *Annual Review of Ecology and Systematics* 29: 59–81. <https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.29.1.59>.
- Bretschko G, Leichtfried M. 1989. Distribution of organic matter and fauna in a second order alpine gravel stream (Ritrodat-Lunz area, Austria). *Verhandlungen des International en Vere in Limnologie* 23: 1333–1339.
- Brunke M, Gonser T. 1997. The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology* 37: 1–33. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.1997.00143.x>.
- Brunke M. 1999. Colimation and depth filtration within streambeds: Retention of particles in hyporheic interstices. *International Review of Hydrobiology* 84: 99–117.
- Cannavo P, Vidal-Beaudet L, Béchet B, Lassabatère L, Charpentier S. 2010. Spatial distribution of sediments and transfer properties in soils in a storm water infiltration basin. *Journal of Soils and Sediments* 10: 1499–1509. <https://doi.org/10.1007/s11368-010-0258-7>.
- Casas-Mulet R., Lakhnagal G, Stewardson MJ, 2018. The relative contribution of near-bed vs intragravel horizontal transport to fine sediment accumulation processes in river gravel beds. *Geomorphology* 303: 299–308. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.013>.
- Chen X. 2000. Measurement of streambed hydraulic conductivity and its anisotropy. *Environmental Geology* 39: 1317–1324. <https://doi.org/10.1007/s002540000172>.
- Claret C, Fontvieille D. 1997. Characteristics of biofilm assemblages in two contrasted hydrodynamic and trophic contexts. *Microbial Ecology* 34: 49–57. <https://doi.org/10.1007/s002489900033>.
- Calver A. 2001. Riverbed Permiabilities: Information from Pooled Data. *Ground Water* 39: 546–553. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2001.tb02343.x>.
- Datry T, Lamouroux N, Thivin G, Descloux S, Baudoin JM. 2015. Estimation of sediment hydraulic conductivity in river reaches and its potential use to evaluate streambed clogging. *River Research and Applications* 31: 880–891. <https://doi.org/10.1002/rra.2784>.
- Descloux S, Datry T, Philippe M, Marmonier P. 2010. Comparison of different techniques to assess surface and subsurface streambed colimation with fine sediments. *International Review of Hydrobiology* 95: 520–540. <https://doi.org/10.1002/iroh.201011250>.
- Descloux S, Datry T, Marmonier P. 2013. Benthic and hyporheic invertebrate assemblages along a gradient of increasing streambed colimation by fine sediment. *Aquatic Sciences* 75: 493–507. <https://doi.org/10.1007/s00027-013-0295-6>.
- Doretto A, Bona F, Piano E, Zanin I, Eandi AC, Fenoglio S. 2017. Trophic availability buffers the detrimental effects of clogging in an alpine stream. *Science of the Total Environment* 592: 503–511.
- El Mimouni A, Daoudi L, Saidi ME, Baiddah A. 2010. Comportement hydrologique et dynamique d'un bassin versant en milieu semi-aride: exemple du bassin versant du ksob (haut atlas occidental, Maroc). *Revista C & G* 24: 99–112.
- Gayraud S, Philippe M. 2001. Does subsurface interstitial space influence general features and morphological traits of the benthic macroinvertebrate community in streams? *Archiv für Hydrobiologie* 151: 667–686. <https://doi.org/10.1127/archiv-hydrobiol/151/2001/667>.
- Gayraud S, Hérouin E, Philippe M. 2002. Le colmatage minéral du lit des cours d'eau: revue bibliographique des mécanismes et des conséquences sur les habitats et les peuplements de macroinvertébrés. *Bulletin Français de la Peche et de la Pisciculture* 346: 339–355. <https://doi.org/10.1051/kmae:2002039>.
- Graham AA. 1990. Siltation of stone-surface periphyton in rivers by clay-sized particles from low concentrations in suspension. *Hydrobiologia* 199: 107–115. <https://doi.org/10.1007/BF00005603>.
- Hartwig M, Borchardt D. 2015. Alteration of key hyporheic functions through biological and physical clogging along a nutrient and fine-sediment gradient. *Ecohydrology* 8: 961–975. <https://doi.org/10.1002/eco.1571>.
- Hatch CE, Fisher AT, Ruehl CR, Stemler G. 2010. Spatial and temporal variations in streambed hydraulic conductivity quantified with time series thermal methods. *Journal of Hydrology (Amsterdam)* 389: 276–288. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.05.046>.
- Jobson HE, Carey WP. 1989. Interaction of fine sediments with alluvial streambeds. *Water Resources Research* 25: 135–140. <https://doi.org/10.1029/WR025i001p00135>.
- Jones JI, Murphy JF, Collins AL, Sear DA, Naden PS, Armitage PD. 2012. The impact of fine sediment on macro-invertebrates. *River Research and Applications* 28: 1055–1071. <https://doi.org/10.1002/rra.1516>.
- Khullar NK, Kothiyari UC, Ranga RAJU KG. 2013. Study of deposition of fine sediment within the pores of a coarse sediment bed stream. *International Journal of Sediment Research* 28: 210–219. [https://doi.org/10.1016/S1001-6279\(13\)60032-3](https://doi.org/10.1016/S1001-6279(13)60032-3).
- Land-Use Map. 2017. The European Space Agency. [http://2016africallandcover20m.esrin.esa.int/?utm\\_source=due\\_web&utm\\_medium=banner&utm\\_campaign=launch](http://2016africallandcover20m.esrin.esa.int/?utm_source=due_web&utm_medium=banner&utm_campaign=launch&fbclid=IwAR21EX0T8n7MX11SrMndJCWB4ZFkNvNsa_fspHL9hyovhAPqnoLySPOPpeA). [Accessed March 2017].
- Levy J, Birck MD, Mutiti S, Kilroy KC, Windeler B, Idris O, Allen LN. 2011. The impact of storm events on a riverbed system and its hydraulic conductivity at a site of induced in filtration. *Journal of Environmental Management* 92: 1960–1971. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2011.03.017>.
- Marmonier P, Archambaud G, Belaidi N, Bougon N, Breil P, Chauvet E, Claret C, Cornut J, Datry T, Dole-Olivier MJ, et al. 2012. The role of organisms in hyporheic processes: gaps in current knowledge, needs for future research and applications. *Annals of Limnologie-International Journal of Limnology* 48: 253–266. <https://doi.org/10.1051/limn/2012009>.
- Mathers KL, Wood PJ. 2016. Fine sediment deposition and interstitial flow effects on macroinvertebrate community composition within riffle heads and tails. *Hydrobiologia* 776: 147–160. <https://doi.org/10.1007/s10750-016-2748-0>.
- McKenzie-Smith FJ, Bunn SE, House APN. 2006. Habitat dynamics in the bed sediments of an intermittent upland stream. *Aquatic Sciences* 68: 86–99. <https://doi.org/10.1007/s00027-005-0780-7>.

- Mori N, Debeljak B, Kocman D, Simčić T. 2017. Testing the influence of sediment granulometry on heterotrophic respiration with a new laboratory flow-through system. *Journal of Soils and Sediments* 17: 1939–1947. <https://doi.org/10.1007/s11368-016-1613-0>.
- National Agency of Hydrologic Resources (ANRH). 2013. *Daily Data Flow in the Outlet of Tafna Catchment from 2012 to 2014*. Alger: ANRH.
- Navel S, Mermillod-Blondin F, Montuelle B, Chauvet E, Simon L, Marmonier P. 2011. Water–sediment exchanges control microbial processes associated with leaf litter degradation in the hyporheic zone: a microcosm study. *Microbial Ecology* 61: 968–979. <https://doi.org/10.1007/s00248-010-9774-7>.
- Nguyen LM. 2000. Organic matter composition, microbial biomass and microbial activity in gravel-bed constructed wetlands treating farm dairy wastewaters. *Ecological Engineering* 16: 199–221. [https://doi.org/10.1016/S0925-8574\(00\)00044-6](https://doi.org/10.1016/S0925-8574(00)00044-6).
- Nivala J, Knowles P, Dotro G, Garcia J, Wallace S. 2012. Clogging in subsurface-flow treatment wetlands: measurement, modeling and management. *Water Research* 46: 1625–1640. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2011.12.051>.
- Pearson A, Snyder N, Collins M. 2011. Rates and processes of channel response to dam removal with a sand-filled impoundment. *Water Resources Research* 47: 1–15. <https://doi.org/10.1029/2010WR009733>.
- Ranjbar E, Ghiassi R, Akbary Z. 2017. Lead removal from groundwater by granular mixtures of pumice, perlite and lime using permeable reactive barriers. *Water and Environment Journal: The Chartered Institution of Water and Environmental Management* 31: 39–46. <https://doi.org/10.1111/wej.12223>.
- Ryan RJ, Packman AI. 2006. Changes in streambed sediment characteristics and solute transport in the headwaters of Valley Creek, an urbanizing watershed. *Hydrology (Amsterdam)* 323: 74–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.042>.
- Schälchli U. 1992. The clogging of coarse gravel river beds by fine sediment. *Hydrobiologia* 235–236: 189–192. <https://doi.org/10.1007/BF00026211>.
- Schälchli U. 1995. Basic equations for siltation of riverbeds. *Journal of Hydraulic Engineering* 121: 274–287. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1995\)121:3\(274\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1995)121:3(274)).
- Schindler Wildhaber Y, Michel C, Burkhardt-Holm P, Banninger D, Alewell C. 2012. Measurement of spatial and temporal fine sediment dynamics in a small river. *Hydrology and Earth System Sciences* 16: 1501–1515. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1501-2012>.
- Schindler Wildhaber Y, Michel C, Epting J, Wildhaber RA, Huber E, Huggenberger P, Burkhardt-Holm P, Alewell C. 2014. Effects of river morphology, hydraulic gradients, and sediment deposition on water exchange and oxygen dynamics in salmonid redds. *Science of the Total Environment* 470–471: 488–500. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.09.100>.
- Sear DA. 1993. Fine sediment infiltration into gravel spawning beds within a regulated river experiencing floods: ecological implications for salmonids. *Regulated Rivers: Research and Management* 8: 373–390. <https://doi.org/10.1002/rr.3450080407>.
- Sebok E, Duque C, Engesgaard P, Boegh E. 2015. Spatial variability in streambed hydraulic conductivity of contrasting stream morphologies: channel bend and straight channel. *Hydrological Processes* 29(3): 458–472. <https://doi.org/10.1002/hyp.10170>.
- Song J, Zhang G, Wang W, Liu Q, Jiang W, Guo W, Tang B, Bai B, Dou W. 2017. Variability in the Vertical Hyporheic Water Exchange Effected by Hydraulic Conductivity and River Morphology at a Natural Confluent Meander Bend. *Hydrological Processes* 31: 3407–3420. <https://doi.org/10.1002/hyp.11265>.
- Stewardson MJ, Datry T, Lamouroux N, Pella H, Thommeret N, Valette L, Grant SB. 2016. Variation in reach-scale hydraulic conductivity of streambeds. *Geomorphology* 259: 70–80. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.001>.
- Taleb A, Belaidi N, Sánchez-Pérez JM, Vervier P, Sauvage S, Gagneur J. 2008. The role of the hyporheic zone in the nitrogen dynamic of a semi-arid gravel bed stream located downstream of a heavily polluted reservoir (Tafna wadi, Algeria). *River Research and Applications* 24: 183–196. <https://doi.org/10.1002/rra.1039>.
- Tanner CC, Sukias JPS, Upsdell MP. 1998. Organic matter accumulation during maturation of gravel-bed constructed wetlands treating farm dairy wastewaters. *Water Research* 32: 3046–3054. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(98)00078-5).
- Thioulouse J, Chessel D, Dolédec S, Olivier JM. 1997. ADE-4: à multivariate analysis and graphical display software. *Statistics and Computing* 7: 75–83. <https://doi.org/10.1023/A:1018513530268>.
- Tonina D, Buffington JM. 2009. Hyporheic Exchange in Mountain Rivers I: Mechanics and Environmental Effects. *Geography Compass* 3: 1038–1062. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2009.00226.x>.
- Wadson RA. 1994. A geomorphological approach to the identification and classification of in stream flow environments. *South African Journal of Aquatic Sciences* 20: 38–61.
- Williams D, Hynes HBN. 1974. The occurrence of benthos deep in the substratum of a stream. *Fresh Water Biology* 4: 233–256. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.1974.tb00094.x>.
- Wu GD, Shu LC, Lu CP, Chen XH. 2016. The heterogeneity of 3-D vertical hydraulic conductivity in a streambed. *Hydrology Research* 47: 15–26. <https://doi.org/10.2166/nh.2015.224>.
- Zettam A, Taleb A, Sauvage S, Boithias L, Belaidi N, Sánchez-Pérez J. 2017. Modelling hydrology and sediment transport in a semi-arid and anthropized Catchment Using the SWAT Model: The case of the Tafna River (North West Algeria). *Water (Basel)* 9: 216. <https://doi.org/10.3390/w9030216>.
- Zhao L, Zhu W, Tong W. 2009. Clogging processes caused by biofilm growth and organic particle accumulation in lab-scale vertical flow constructed wetlands. *Journal of Environmental Sciences (China)* 21: 750–757. [https://doi.org/10.1016/S1001-0742\(08\)62336-0](https://doi.org/10.1016/S1001-0742(08)62336-0).

## ملخص

الاضطرابات الطبيعية والبشرية المنشأ تزيد من مدخل الجسيمات الدقيقة وتراكمها اللاحق في رواسب مجاري الأنهار . ينتج انسداد رواسب مجاري المياه عن تسرب الجسيمات الدقيقة في العمق ، مما يقلل من التوصيل الهيدروليكي (K) والتدفق الناقص .

تم تقدير توزيع حجم الحبوب و التوصيل الهيدروليكي K طبقة المياه الجوفية بين فبراير 2013 وأبريل 2014 باستخدام عينات الرواسب الجوفية التي تم جمعها في عشر محطات مختارة على إمتداد واد تافنة، المجرى الرئيسي لمستجمع المياه وروافده وادي يسرووادي الشولي، من أجل التحقيق في التغيرات الزمنية المكانية والمتغيرات التي تؤثر على التوصيل الهيدروليكي . خلال موسم الأمطار ، بالنسبة للجزء العلوي من مستجمعات المياه يحتوي على نسبة عالية من الرمل الخشن حيث تم قياس K ليكون أكبر بثلاث مرات من المصب . خلال فترات التدفق المنخفض ، كانت هناك جزيئات دقيقة أكثر (الطين والطيني) في اتجاه مجرى النهر ، والتي كانت مرتبطة سلباً مع K كانت الزيادات في الطين والطيني السبب الرئيسي لانسداد الرواسب في الجزء السفلي من مستجمعات المياه . ومع ذلك ، كشف تحليل المكونات الرئيسية (ACP) داخل المجموعة أن الجيومورفولوجيا ليس لها تأثير كبير على انسداد الرواسب الجوفية . أظهرت هذه الدراسة أن عملية انسداد رواسب مجرى النهر قد تأثرت بتراكم الجزيئات الدقيقة والمواد العضوية ، مما ساهم بشكل كبير في انسداد المنطقة تافنة المنخفضة ، وبالتالي تقليل التوصيل الهيدروليكي على الرغم من الجيومورفولوجيا السائدة .

**الكلمات المفتاحية:** مستجمعات المياه . شبه الجوفية . قياس الحبيبات . النفاذية . مبادلات . شمال غرب الجزائر

## Résumé :

Les perturbations naturelles et anthropiques augmentent l'apport de particules fines et leur accumulation subséquente dans les sédiments du lit des cours d'eau. Le colmatage des sédiments du lit des cours d'eau est causé par l'infiltration de particules fines en profondeur, réduisant la conductivité hydraulique (K) et l'écoulement hyporhéique.

La distribution granulométrique et le K vertical du lit du cours d'eau ont été estimés mensuellement entre février 2013 et avril 2014 à l'aide d'échantillons de sédiments hyporhéiques prélevés de dix stations sélectionnées le long de l'oued Tafna le cours principal du bassin versant et ses affluents Isser et Chouly, afin d'étudier les variations spatio-temporelles et les variables influençant la conductivité hydraulique. Pendant les hautes eaux, la partie en amont du bassin avait une teneur en sable grossier significativement plus élevée, avec K mesuré comme étant trois fois plus élevé qu'en aval. Pendant les étiages, il y avait beaucoup plus de particules fines (argile et limon) en aval, qui étaient négativement corrélées avec K. Les augmentations d'argile et de limon étaient la principale cause de colmatage des sédiments dans la partie aval du bassin versant. Cependant, l'ACP intra-groupe a montré que la géomorphologie n'avait pas d'influence significative sur le colmatage des sédiments hyporhéiques. Cette étude a démontré que le processus de colmatage des sédiments du lit des cours d'eau était influencé par l'accumulation de particules fines et de matière organique, ce qui contribuait de manière significative au colmatage de la zone hyporhéique en aval, diminuant ainsi la conductivité hydraulique malgré la géomorphologie dominante

**Mots-clés :** Bassin versant. Hyporhéique. Granulométrie. Conductivité hydraulique. Échanges. Tafna. Nord-Ouest algérien.

## Abstract

Natural and anthropogenic disturbances increase the input of fine particles and their subsequent accumulation in streambeds sediment. The clogging of streambeds sediment is caused by the infiltration of fine particles at depth, reducing hydraulic conductivity (K) and hyporheic flow.

The grain size distribution and the vertical K of the stream were estimated monthly between February 2013 and April 2014 using hyporheic sediment samples collected from ten selected stations along the Tafna river the main course of the catchment and its Isser and Chouly tributaries, in order to investigate spatiotemporal variations and the variables influencing hydraulic conductivity. During the wet season, the upstream part of the catchment had significantly higher coarse sand content, with K measured to be three times greater than downstream. During low flow periods, there were significantly more fine particles (clay and silt) downstream, which were negatively correlated with K. Increases in clay and silt were the main cause of sediment clogging in the downstream part of catchment. However, within-group PCA showed that geomorphology had no significant influence on hyporheic sediment clogging. This study demonstrated that the process of streambed sediment clogging was influenced by the accumulation of fine particles and organic matter, which significantly contributed to the clogging of the downstream hyporheic zone, thus decreasing hydraulic conductivity despite prevailing geomorphology.

**Keywords :** Watershed. Hyporheic. Grain-size. Hydraulic conductivity. Trades. Tafna. North-West Algeria.