

Revue des sciences de l'eau

Sédiments en suspension et typologie des crues dans le bassin versant de l'oued Saïda (Hauts plateaux algériens)

Fouad Yles et Abderrazak Bouanani

Volume 29, numéro 3, 2016

URI : [id.erudit.org/iderudit/1038925ar](https://doi.org/10.7202/1038925ar)
<https://doi.org/10.7202/1038925ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Université du Québec - INRS-Eau, Terre et Environnement
(INRS-ETE)

ISSN 0992-7158 (imprimé)
1718-8598 (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Yles, F. & Bouanani, A. (2016). Sédiments en suspension et typologie des crues dans le bassin versant de l'oued Saïda (Hauts plateaux algériens). *Revue des sciences de l'eau*, 29(3), 213–229. <https://doi.org/10.7202/1038925ar>

Résumé de l'article

Le bassin versant de l'oued Saïda fait partie des bassins méditerranéens nord-ouest de l'Algérie. Il est caractérisé par un climat de type semi-aride. Les précipitations sont très irrégulières dans le temps et dans l'espace et se produisent sous forme d'averses de forte intensité ayant une efficacité élevée en transport solide. Ce travail s'intéresse à l'étude de la relation entre la concentration de sédiments en suspension C et le débit liquide Ql, pour un événement hydrologique tel que les crues. L'analyse de 11 crues enregistrées sur l'oued Saïda est réalisée à partir de l'allure des graphes représentant C en fonction de Ql qui dessinent trois modèles de courbes d'hystérésis : dans le sens horaire, antihoraire et en forme de huit. Pour chaque crue, le débit solide Qs est lié au débit liquide par une loi de type puissance de la forme $Ql = aQl^b$. Sur les 11 crues étudiées, celles présentant une allure horaire pour la relation C-Ql correspondent à des concentrations maximales et des flux généralement élevés. Les boucles dans le sens antihoraire et en forme de huit de la relation C-Ql, caractéristiques des crues d'hiver et de printemps, présentent les concentrations les plus faibles, l'état du sol et la couverture végétale font que l'action érosive se trouve diminuée.

Tous droits réservés © Revue des sciences de l'eau, 2016 Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter en ligne. [<https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>]

érudit

Cet article est diffusé et préservé par Érudit.

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. www.erudit.org

SÉDIMENTS EN SUSPENSION ET TYPOLOGIE DES CRUES DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUED SAÏDA (HAUTS PLATEAUX ALGÉRIENS)

Suspended sediment and typology of floods in Wadi Saïda (Highlands of Algeria)

FOUAD YLES^{1*}, ABDERRAZAK BOUANANI²

¹Université Dr Moulay Tahar, Département d'hydraulique, BP 138, 20000 Saïda, Algérie

²Université de Tlemcen, Département d'hydraulique, BP 119, 13000 Tlemcen, Algérie

Reçu le 1^{er} février 2015, accepté le 4 juillet 2016

RÉSUMÉ

Le bassin versant de l'oued Saïda fait partie des bassins méditerranéens nord-ouest de l'Algérie. Il est caractérisé par un climat de type semi-aride. Les précipitations sont très irrégulières dans le temps et dans l'espace et se produisent sous forme d'averses de forte intensité ayant une efficacité élevée en transport solide. Ce travail s'intéresse à l'étude de la relation entre la concentration de sédiments en suspension C et le débit liquide Q_p pour un événement hydrologique tel que les crues. L'analyse de 11 crues enregistrées sur l'oued Saïda est réalisée à partir de l'allure des graphes représentant C en fonction de Q_p qui dessinent trois modèles de courbes d'hystérésis : dans le sens horaire, antihoraire et en forme de huit. Pour chaque crue, le débit solide Q_s est lié au débit liquide par une loi de type puissance de la forme $Q_s = aQ_p^b$. Sur les 11 crues étudiées, celles présentant une allure horaire pour la relation $C-Q_p$ correspondent à des concentrations maximales et des flux généralement élevés. Les boucles dans le sens antihoraire et en forme de huit de la relation $C-Q_p$ caractéristiques des crues d'hiver et de printemps, présentent les concentrations les plus

faibles, l'état du sol et la couverture végétale font que l'action érosive se trouve diminuée.

Mots-clés : *Matières en suspension, débit solide, crue, hystérésis, zone semi-aride.*

ABSTRACT

The Wadi Saïda lies within the Mediterranean basins of northwestern Algeria and is characterized by a semi-arid climate. Rainfall is very irregular in time and space and occurs in the form of intensive showers that lead to important erosion and solid transport. This work focuses on the study of the relationship between the concentration of suspended sediment, C , and flow rate, Q_p for hydrological events such as floods. The analysis of graphs representing C as a function of Q_p for 11 floods in the Wadi Saïda revealed three types of hysteresis curves: clockwise, counterclockwise and figure-eight. The sediment discharge Q_s for each flood is related to

flow by the power relation $Q_s = aQ_l^b$. The floods studied with a clockwise hysteresis curve have maximum concentrations and generally high flow. Loops in the counterclockwise and figure-eight configurations for the relationship ($C-Q_s$) are characteristic of winter and spring floods, which present the lowest concentrations of suspended solids; soil conditions and vegetation cover are such that erosive action is reduced.

Key Words: *Suspended solids, sediment discharge, flood, hysteresis, semi-arid zone.*

1. INTRODUCTION

En région méditerranéenne sud, dans les zones semi-arides et plus particulièrement dans la région de Saïda, le climat est très agressif, très chaud en été et froid en hiver. Les pluies torrentielles sont fréquentes en automne, au moment où la couverture végétale est absente. Des intensités supérieures à $36 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ont été observées générant des crues violentes, rapides et chargées, ayant une efficacité élevée en transport solide.

La crue dépend essentiellement de la quantité et de l'intensité de la pluie. La vitesse de montée de débit est largement influencée par le couvert végétal, la lithologie et les paramètres morphométriques du bassin (indice de compacité, densité de drainage, rapport des confluences et des longueurs, pente des talwegs et forme du lit (COSANDEY et ROBINSON, 2000). D'après BENKHALED et REMINI (2003a), l'origine des sédiments dans le réseau d'écoulement et l'érosion en nappes des versants n'apportent qu'une faible part au transport solide des oueds, DEMMAK (1982). Les sédiments transportés par le cours d'eau sont produits soit par ruissellement superficiel sur les versants, soit arrachés du lit et des berges de l'oued.

L'analyse du transport solide par événement peut permettre de déterminer la provenance des sédiments transportés par l'analyse des courbes représentant la concentration en fonction du débit liquide. Plusieurs études sur l'évaluation et l'analyse spatiale de la variabilité temporelle des sédiments en suspension ont été menées par différents chercheurs au cours de la dernière décennie : EVANS et DAVIES (1998), ACHITE et MEDDI (2005), ACHITE et OUILLO (2007), GHENIM *et al.* (2008), BATTALA et SALA (1994), CHIKITA *et al.* (2002) et ZABALETA *et al.* (2007). Ces auteurs ont analysé les facteurs qui agissent à la fois sur le débit liquide et le débit solide dans les cours d'eau. Un effet d'hystérésis est observé lorsque la concentration de matières en suspension présente différentes valeurs à des débits identiques à différentes étapes de la crue. Dans ce contexte, on notera les travaux de WILLIAMS (1989),

WALLING (1974), ASSELMAN et MIDDELKOOP (1998), HODKINS (1999), PICOUE *et al.* (2000), JANSSON (2002), BENKHALED *et al.* (2003), LE FRANÇOIS *et al.* (2003), BACCA (2008), GURNELL (1987), LENZI et MARCHI (2000), BRASINGTON et RICHARDS (2000), TAVARES (2010), SEEGER *et al.* (2004) et GELLIS (2013) qui ont pu identifier les sources de sédiment dans un système en analysant systématiquement ces relations d'hystérésis. D'après BENKHALED et REMINI (2003a), la relation entre la concentration en matières en suspension et le débit est influencée par la succession de trois périodes. La première période (désagrégation) est caractérisée par une forte augmentation de la concentration de sédiments en suspension et du débit. Cette phase est définie par l'arrivée des premières quantités de matériaux en suspension produites essentiellement par l'effet « splash » des pluies érosives dans les zones de ruissellement proches de l'exutoire du bassin. Cette période peut aussi correspondre à la remobilisation des matériaux déposés sur le fond du cours d'eau lors des basses eaux (KATTAN *et al.*, 1987). La seconde période (transport) est caractérisée par une diminution de la concentration des matières en suspension et une forte augmentation du débit. Cette phase de transport correspond à la dilution de la concentration en sédiments. Pendant cette période peut également se produire l'érosion des berges du cours d'eau (KATTAN *et al.*, 1987; DINEHART, 1992). La troisième période (dépôt) est caractérisée par une diminution conjointe de la concentration de matières en suspension et du débit. Cette phase correspond au dépôt des matériaux sur le lit des cours d'eau et dans les zones alluviales du bassin.

D'autres facteurs que l'enchaînement désagrégation-transport-dépôt contrôleraient également l'hystérésis, notamment la taille du bassin versant, la hauteur des pluies et l'humidité du sol (KLEIN, 1984). La méthode utilisée dans ce travail est conventionnelle, élaborée par WILLIAMS (1989). Selon cet auteur, les relations entre concentrations de sédiments en suspension C et les débits liquides Q_l pour un événement hydrologique tel que les crues peuvent être étudiées qualitativement par l'analyse des courbes de concentrations et des débits liquides en fonction du temps. À cet effet, l'auteur propose une classification de ces relations basée sur le rapport C/Q_l durant les phases de montée de crue et de décrue. Cinq modèles de relations sont ainsi établis (Tableau 1). Cette méthode a été utilisée par bon nombre de chercheurs ayant travaillé dans des régions semi-arides (BENKHALED et REMINI, 2003a, 2003b; MEGNOUNIF *et al.*, 2013; ELAHCÉNE *et al.*, 2012; BOUANANI, 2004).

La concentration des sédiments en suspension C et le débit liquide Q_l constituent une relation fondamentale en matière de transport solide. Le débit solide Q_s ($Q_s = CQ_l$) et le débit liquide Q_l sont liés en général par une loi de puissance

Tableau 1. Classes des relations $C-Q_i$ d'après Williams (1989).**Table 1. Classes of $C-Q_i$ relationships based on Williams (1989).**

Classe	Modèle	Critère (C/Q_i)
I	Courbe simple, ligne droite	$(C/Q_i)_m = (C/Q_i)_d$ les pentes des deux sections montée et décrue sont égales
	Courbe, la pente croît quand Q_i augmente	Les pentes des deux sections montée et décrue sont inégales
	Courbe, la pente décroît quand Q_i augmente	Les pentes des deux sections montée et décrue sont inégales
II	Boucle dans le sens des aiguilles d'une montre	$(C/Q_i)_m > (C/Q_i)_d$ pour toutes les valeurs de Q_i
III	Boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre	$(C/Q_i)_m < (C/Q_i)_d$ pour toutes les valeurs de Q_i
IV	Linéaire simple plus une boucle	$(C/Q_i)_m = (C/Q_i)_d$ pour une partie des valeurs de Q_i
		$(C/Q_i)_m > (C/Q_i)_d$ pour l'autre partie des valeurs de Q_i
V	Forme en huit	$(C/Q_i)_m > (C/Q_i)_d$ pour une partie des valeurs de Q_i
		$(C/Q_i)_m < (C/Q_i)_d$ pour l'autre partie des valeurs de Q_i

$Q_i = aQ_i^b$ (ETCHANCHU et PROBST, 1986). Depuis, plusieurs chercheurs ont essayé d'identifier surtout la valeur de l'exposant b . LEOPOLD et EMMETT (1977) proposent pour les rivières de l'ouest des États-Unis d'Amérique des valeurs de b variant entre 2 et 3; KATTAN et PROBST (1987) les limitent entre 1 et 2, en fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants.

L'étude a été menée dans le bassin versant de l'oued Saïda au Nord-ouest algérien. L'oued contribue à l'envasement du barrage de Wizert, barrage en service depuis 1978. La capacité de stockage qui était initialement de 100 millions de mètres cubes d'eau était estimée à 44,8 millions de mètres cubes en 1994 à cause de l'envasement (DJEZIRI, 1998). Devant de tels problèmes et afin de déterminer la durée de vie des barrages, il faut mettre en application une meilleure stratégie de gestion de ressources en eau. La recherche sur la dynamique des sédiments souligne la nécessité d'une meilleure compréhension des variations de l'érosion, le dépôt, le stockage et la dynamique des sédiments dans une variété de bassins versants et des rivières.

Dans ce travail on s'intéresse à l'analyse détaillée des boucles d'hystérésis montrées par les relations $C-Q_i$ durant la période hydropluviométrique étudiée. En outre, nous essayons de caractériser et de classer ces différentes relations pour une meilleure compréhension du phénomène afin d'identifier la source de provenance des sédiments. L'approche adoptée pour l'analyse des processus d'hystérésis comporte une analyse graphique de l'évolution temporelle de la concentration des matières en suspension C et du débit liquide Q_i durant les crues. On classe ensuite chaque hystérésis selon les critères de WILLIAMS (1989) décrits dans le tableau 1.

2. ZONE D'ÉTUDE

2.1 Principales caractéristiques

Le bassin versant de l'oued Saïda fait partie du grand bassin de la Macta qui s'étend au nord-ouest de l'Algérie, dans les derniers contreforts tabulaires du versant sud de l'Atlas Tellien, formé par les monts de Tlemcen, de Daya et de Saïda, au seuil des hautes plaines steppiques. Il est situé entre l'extrémité des monts de Daya au nord et la région des Hauts plateaux au sud. Il est entouré par les monts de Daya à l'ouest (Sidi Ahmed Zeggai), par la montagne de Sidi-Abdelkader et les fameux Tétons d'Aïcha au sud, par les monts de Saïda à l'est avec, entre autres, le Djebel Tiffrit qui culmine à 1 200 m. Le bassin versant occupe la partie sud-est de la Macta; sa structure est celle d'une vallée entaillée du sud au nord (Figure 1). Le bassin de l'oued Saïda occupe une superficie de 543 km² pour un périmètre de 131 km. Il est de forme modérément allongée (coefficient de compacité $K_c = 1,61$). La topographie du bassin est marquée par une dénivelée assez importante présentant un relief accidenté dominé par des pentes allant jusqu'à 25 % sur la partie amont du bassin, tandis que les pentes inférieures à 3 % correspondent aux plaines situées à l'aval du bassin. Le réseau hydrographique présente un chevelu bien hiérarchisé de faible densité, mais assez ramifié. Le bassin est caractérisé par différents types de sols décrits et répertoriés par l'étude de pédologie effectuée par la Direction des Services Agricoles (DSA) (2010). Ils se classent comme suit : les versants sont occupés par des sols minéraux bruts comportant très peu d'éléments friables, à l'origine des sols bruns calcaires et rouges fersialitiques, ainsi que par des sols à dominance argileuse appelés les Argiles de Saïda. Ils sont très répandus dans la vallée et principalement dans celle de l'oued Saïda. Ces terrains présentent une très grande sensibilité à l'érosion hydrique et participent pour beaucoup à la production des sédiments à

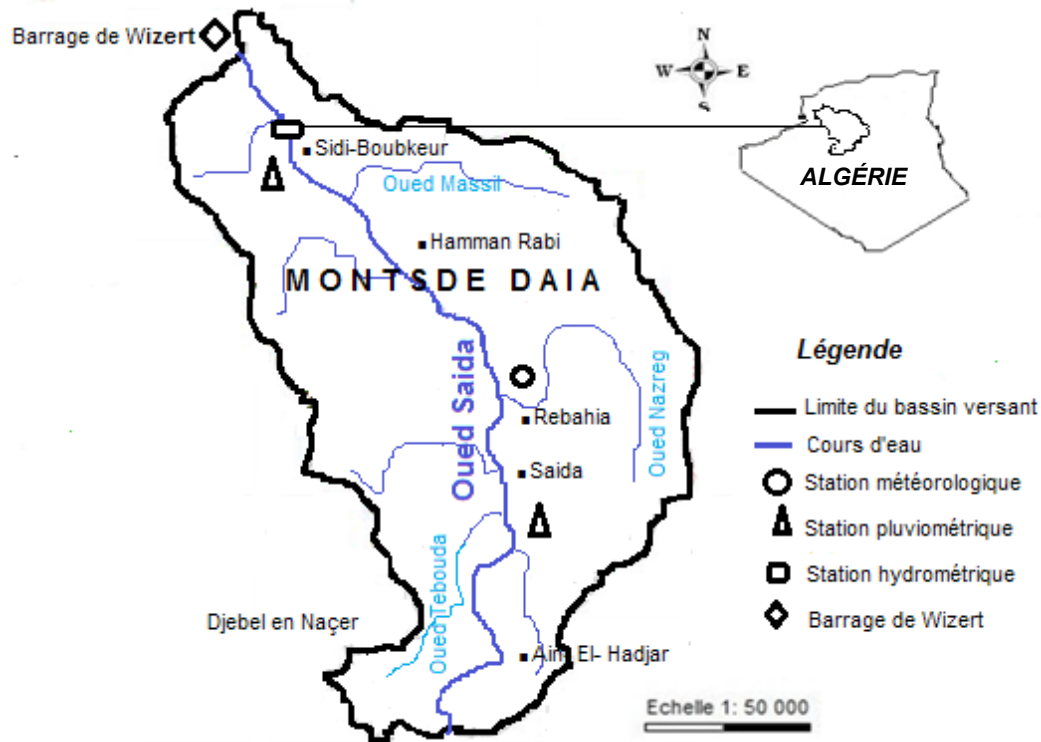


Figure 1. Localisation de la région d'étude (oued Saïda, ONID 2010).
Location of the study area (Wadi Saïda, ONID 2010).

l'aval et couvrent pratiquement 60 % de la surface du bassin (PITAUD, 1973). Le bassin versant est essentiellement rural avec un mélange de terre arable et pastorale où l'agriculture est pratiquée dans les basses terres de la région de Sidi Khaled et les pâturages des moutons dans les hautes terres de la région d'Aïn El Hadjar et El Hassasna. Les potentialités forestières sont importantes, cependant, la majorité de ces formations sont à l'état de maquis, donc dégradées, qu'il conviendrait de densifier et d'aménager afin de renforcer la stabilité physique du bassin (DGF, 2010). Les caractéristiques biogéographiques montrent un faible taux de recouvrement du sol. Les végétations steppiques très dégradées en association avec des groupements d'Alfa sont des parcours dégradés à très dégradés où l'homme a sérieusement endommagé la nature en faisant disparaître toute végétation naturelle de type arborescent, arbustif et même buissonneux. L'équilibre écologique du milieu est rompu sur toute la partie sud des Hauts plateaux saïdiens. Cette rupture est le résultat d'une dégradation générale provoquée par une série de facteurs naturels et anthropiques (Figure 2).

Le bassin est formé d'un plateau pourvu de deux axes principaux tectoniques riches en failles formant un plexus au centre, dont la lithologie est composée de calcaires dolomitiques et d'argiles gréseuses qui affleurent de l'est à l'ouest de l'oued Saïda. Le système de failles du plateau est en communication avec le réseau de failles de la zone effondrée de la vallée de Saïda au niveau de la région de Nazereg (Rebahia). L'ensemble de cette

tectonique détermine la karstification et le fonctionnement du système hydraulique de la région (PITAUD, 1973). Le bassin est contrôlé par la station hydrométrique de Sidi Boubkeur (latitude 35°02' N, longitude 00°57' E et Z = 540 m).

Le climat du bassin versant de l'oued Saïda est de type semi-aride et caractérisé durant l'année par deux grandes saisons, qui semblent partager le cycle climatique en deux grandes périodes. Un semestre très froid s'étend de novembre à avril, dont la température minimale avoisine les 2 °C et un semestre sec et chaud avec une température maximale estimée à 37 °C. Durant la période hivernale, les températures saisonnières s'abaissent parfois en dessous de 0 °C, d'où l'apparition de phénomènes de gelée et de verglas. À la lumière de ces données, on peut dire que la zone d'étude connaît des hivers assez froids et des étés assez chauds. L'évaporation potentielle moyenne annuelle est de 835 mm (YLES, 2014). En matière de précipitations, le bassin versant de l'oued Saïda est soumis à l'influence de deux régimes saisonniers opposés. Le premier est sous influence méditerranéenne dominante avec des entrées marines provoquant de fortes précipitations en hiver. Le second est caractérisé par les orages des saisons estivales. Le bassin reçoit entre 144 et 530 mm de pluie par an au cours de la période d'étude. La pluviosité moyenne interannuelle est de 288 mm (Figure 3) (YLES et BOUANANI, 2012). La région de Saïda fait partie des régions de l'Algérie où la moyenne des précipitations annuelles est au-dessous de la moyenne des précipitations au

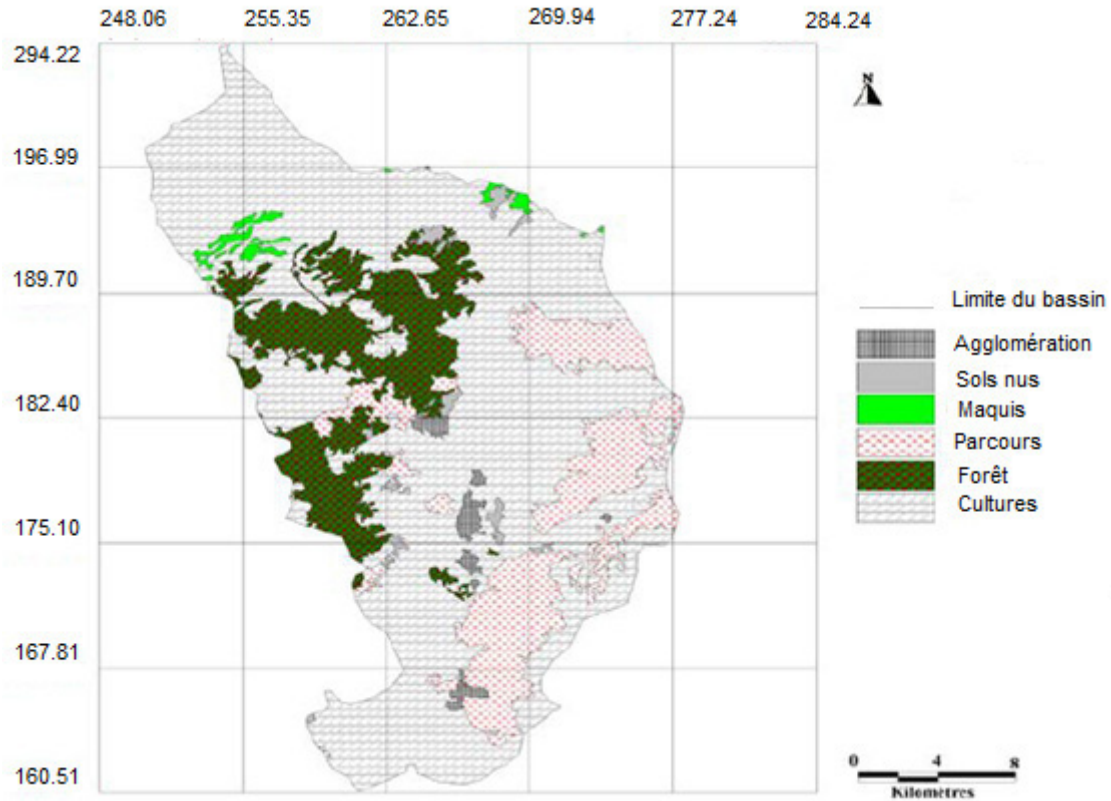


Figure 2. Carte d'occupation du sol bassin de l'oued Saïda (carte fournie par la DSA).
Land cover map of the Wadi Saïda basin (map provided by the DSA).

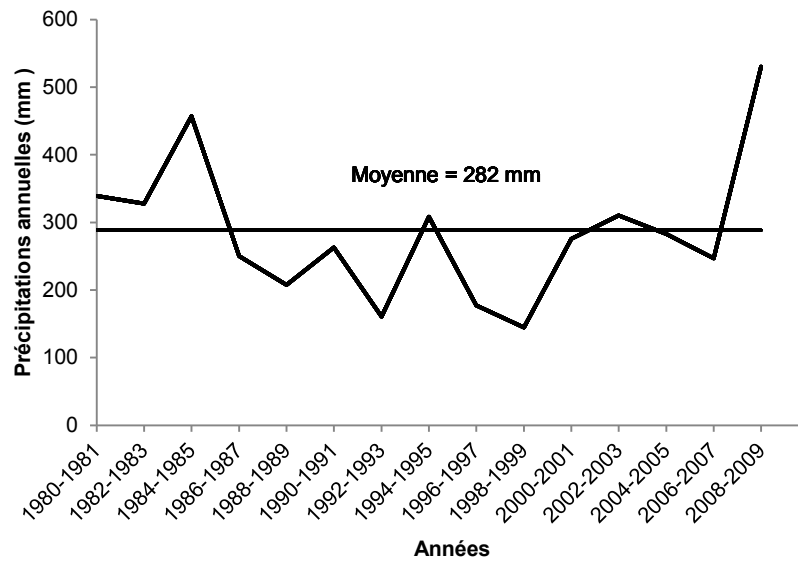


Figure 3. Variation interannuelle des précipitations à la station pluviométrique de Sidi Boubekeur.
Interannual variation of the precipitation at the Sidi Boubekeur pluviometric station.

niveau national, un déficit en précipitations semble donc bien marquer la région, notamment durant la période de septembre 1985 à août 2003.

2.2 Acquisition des données de pluie, débit et sédiments en suspension

Les précipitations utilisées dans cette étude sont celles obtenues à partir d'une commande faite auprès de l'Office National de la Météorologie de Saïda (ONMS). La station pluviométrique retenue pour cette étude est celle de Sidi Boubekeur. La station est équipée d'un pluviographe destiné à l'enregistrement sur bande papier des événements pluviaux. Il permet de déterminer non seulement la hauteur de précipitation, mais également sa répartition dans le temps, donc son intensité.

Les débits d'eau et les concentrations de sédiments en suspension ont été fournis par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) (2010), responsable des stations et des mesures de jaugeage en Algérie (<http://www.anrh.dz>). Les méthodes de mesures des débits liquides et des concentrations des matières en suspension sont les mêmes dans l'oued Saïda que dans les autres rivières de l'Algérie (TERFOUS *et al.*, 2001; BENKHALED et REMINI, 2003b; ACHITE et OUILLOU, 2007). Les mesures des débits liquides sont obtenues de deux façons : sur la base de la courbe de tarage à partir des hauteurs d'eau lues sur une échelle limnimétrique d'une part, et par dépouillement des hauteurs d'eau enregistrées par un limnigraphe à flotteur. Les échantillons prélevés manuellement sont stockés dans une glacière à basse température (4 °C) et sont soumis au protocole standard de l'ANRH pour mesurer les concentrations des sédiments en suspension. Le protocole de l'ANRH est le suivant : les sédiments en suspension sont définis comme la partie totale des particules retenues par une membrane en fibre de verre (Whatman GF/F) de porosité 0,2 µm. Les filtres sont ensuite séchés à l'étuve pendant une heure à une température de 105 °C. La charge en suspension se calcule alors par la relation suivante :

$$C = \frac{(P_2 - P_1)}{V} \quad (1)$$

où C est la concentration ($\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$), P_1 la masse du filtre en fibre de verre sec et vide avant la filtration (g), P_2 la masse du filtre en fibre de verre avec les sédiments en suspension (g) et V le volume de l'échantillon filtré (L).

Cette charge solide mesurée est attribuée à la concentration instantanée en matières en suspensions véhiculées par le cours d'eau ($\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$). Le nombre de prélèvements a été adapté au régime hydrologique et ils sont effectués un jour sur deux. Cependant, en période de crue les prises sont intensifiées jusqu'à des

intervalles de temps d'une heure ou même de 30 min en fonction de la vitesse de l'augmentation des débits liquides. Le débit des matières en suspension est donc le produit de la concentration par le débit liquide Q_l correspondant :

$$Q_s = CQ_l \quad (2)$$

où Q_s est le débit solide en suspension ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$), Q_l le débit liquide ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et C la concentration ($\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$).

Le flux des matières solides en suspension exportées par le cours d'eau durant la période des crues est calculé par la relation suivante :

$$A_s = \sum_{i=1}^N (t_{i+1} - t_i) (Q_l C_i) \times 10^{-3} \quad (3)$$

où C_i est la concentration ($\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$) mesurée à l'instant t_i (s) correspondant au débit liquide Q_l , N le nombre de prélèvements effectués pendant la crue, $t_{i+1} - t_i$ le pas de temps séparant deux prélèvements consécutifs.

L'apport liquide A_l (m^3) engendrant le flux A_s est calculé par la relation suivante :

$$A_l = \sum_{i=1}^N (t_{i+1} - t_i) Q_l \quad (4)$$

2.3 Le régime hydrologique de l'oued Saïda

L'alternance des saisons sur le bassin versant s'accompagne d'une certaine divergence quant à la réponse hydrologique du bassin aux différents événements pluviaux. Quoique la lame d'eau écoulée maximale (17,2 mm) ait été enregistrée au mois de mars, le mois le plus pluvieux (65,3 mm), il est intéressant de constater qu'en hiver, où le taux de précipitations est le plus élevé avec une moyenne mensuelle de 51,2 mm, la lame d'eau écoulée moyenne était de 5,8 mm, alors qu'à l'automne la hauteur moyenne précipitée de 31 mm a donné lieu à un écoulement de 8,7 mm. Toutes ces observations sont des moyennes sur la période comprise entre 1982-2009 (Figure 4). Ceci s'explique par le fait que l'eau précipitée dans ce bassin en hiver s'est vraisemblablement infiltrée suite à l'existence de réseau de failles et de formations karstiques, assurant le remplissage des réserves souterraines. Par ailleurs, les premières pluies d'automne trouvent un sol complètement sec, leur apparition sous forme d'averses intenses fait croître brutalement l'écoulement. Ce n'est qu'au mois de mars, où les nappes aquifères sont pleines et le sol saturé, que les maxima des lames écoulées correspondent aux maxima des lames précipitées. En mars ont lieu les dernières fortes pluies de l'hiver et cet apport alimente de nombreuses sources qui

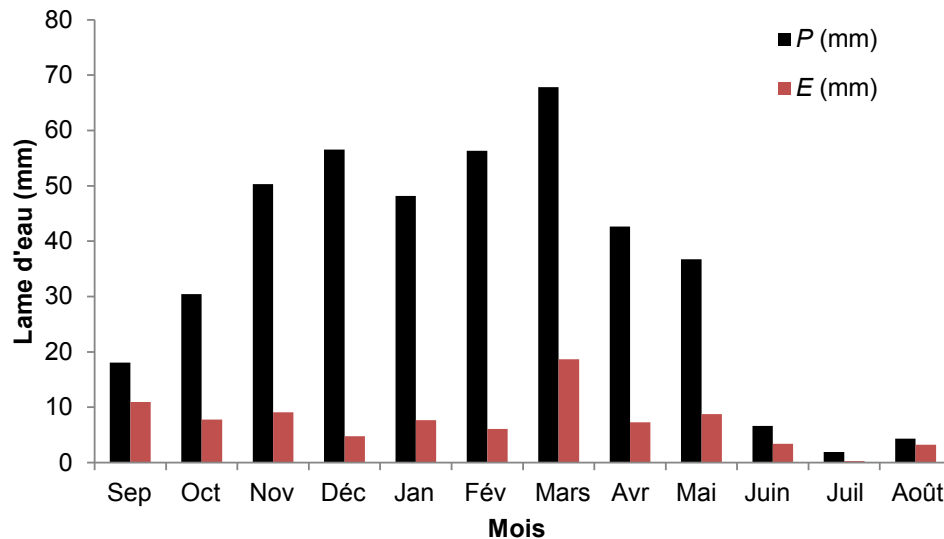


Figure 4. Variation mensuelle des lames d'eau précipitées et écoulées.
Monthly variation of rainfall and runoff.

voient leur débit tripler ou quadrupler (BOUANANI, 2004). La répartition des pluies quotidiennes sur la période d'étude a montré que la durée de temps sans pluie est évaluée à 80 % sur l'année. Les journées ayant une intensité de pluie comprise entre 5 et 20 mm ont correspondu à une moyenne de 20 jours par an et ont contribué à 40 % du total des précipitations annuelles. Près de 20 % des précipitations annuelles ont eu lieu avec une intensité supérieure à 20 mm par jour. Les orages de fortes intensités peuvent atteindre 70 mm en 24 h. Le débit moyen interannuel est de $0,114 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figure 5).

3. CARACTÉRISTIQUES DES CRUES POUR L'ANALYSE DES PROCESSUS D'HYSTÉRÉSIS

Les crues représentent un des traits fondamentaux du régime d'un cours d'eau. Malheureusement, nous ne possédons pas de longues séries de crues pour pouvoir tirer des conclusions globales. Nous nous contentons donc d'exploiter les données disponibles. Les crues utilisées pour cette étude sont au nombre de 11 et représentent en moyenne moins d'une crue par an. Elles prennent en compte la fréquence d'échantillonnage qui permet de couvrir l'essentiel de la crue, le temps de montée, leur distribution temporelle et celles dépassant le débit moyen interannuel.

4. ANALYSE DES RÉSULTATS ET DISCUSSION

4.1 Variabilité de la concentration des matières en suspension

Durant la période d'étude (1982-2009), nous avons analysé un total de 11 crues durant lesquelles nous remarquons une forte variabilité de la concentration des matières en suspension (Tableau 2). Les crues d'hiver et de printemps présentent les concentrations maximales les plus faibles variant entre $10,2 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$ et $27,3 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$. Durant cette période, le sol étant plus ou moins saturé et bien couvert, résiste mieux à la pluie. En revanche, la saison d'automne est la plus dégradante, car les pluies atterrissent sur une surface asséchée par une absence de pluies de 3 à 4 mois et également fragilisée par la quasi-inexistence du couvert végétal. Ceci explique que la concentration de matières en suspension soit la plus importante à cette saison, variant entre $25,5$ et $72,5 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$. Les concentrations des matières en suspension obtenues dans le bassin versant de l'oued Saïda sont inférieures aux concentrations maximales mesurées dans certaines régions affectées par l'érosion hydrique : $500 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$ dans l'oued Wahrane (BENKHALED et REMINI, 2003), $650 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$ dans l'oued Mouillah (MERKETA et TISOT, 1993) cité par GHENIM *et al.* (2008), $87 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$ dans l'oued Zita en Tunisie (COLOMBANI *et al.*, 1984). Mais il existe aussi une forte variabilité spatiale de la concentration des matières en suspension dans certaines régions du Sahel soumises à l'érosion hydrique. En effet, la valeur moyenne obtenue dans certains bassins versants du Sahel est nettement inférieure : $1 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$ au Chari-Tchad, $0,230 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$ au Sénégal (OLIVRY *et al.*, 1997).

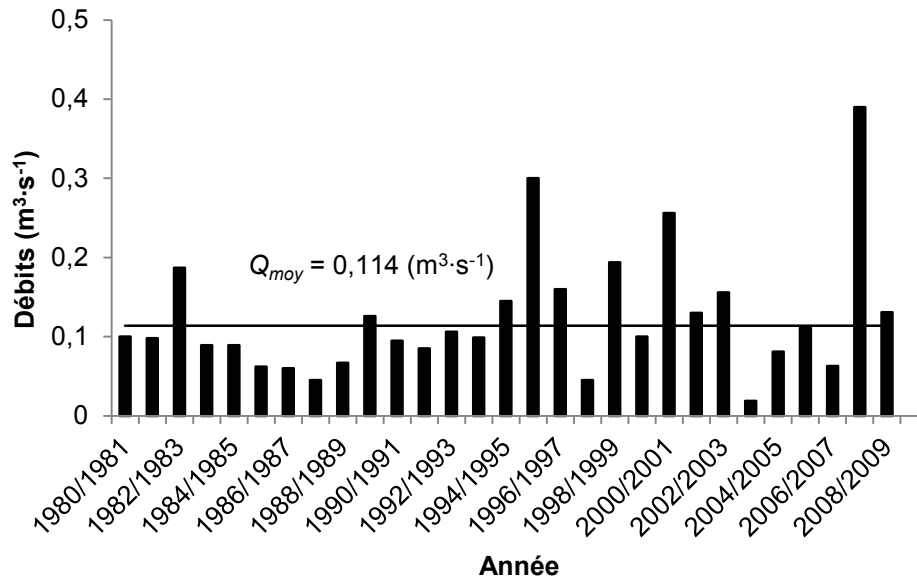


Figure 5. Variation interannuelle des modules de l'oued Saïda.
Interannual variation of the modules of Wadi Saïda.

Tableau 2. Bilan des précipitations, concentrations, débits liquides et apports liquides pendant les crues enregistrées à la station de Sidi Boubekeur de l'oued Saïda (1982-2009).

Table 2. Summary of precipitation, concentrations, liquid flows and inflows during floods recorded at the Sidi Boubekeur station in the Wadi Saïda (1982-2009).

Date des crues	Saison ^a	P (mm)	C_{max} (g·L ⁻¹)	Débit max (m ³ ·s ⁻¹)	Apport liquide (10 ³ m ³)	Modèle retenu ($Q_s = aQ_l^b$)	Flux solide (t)
18/09/1982	A	22,9	72,5	1,78	89,0	$Q_s = 34,73Q_l^{1,66}$	7321
01-02/03/1983	H	71,7	27,3	3,46	370,0	$Q_s = 15,26Q_l^{1,24}$	3055
15/10/1983	A	28,5	47,3	2,24	560,0	$Q_s = 24,78Q_l^{1,63}$	9261
11/03/1994	H	42,5	18,45	4,20	1800,0	$Q_s = 7,85Q_l^{1,26}$	4011
28/03/1996	P	18,6	15,6	1,82	850,0	$Q_s = 12,28Q_l^{1,23}$	1285
10/01/2001	H	23,3	18,6	1,66	610,0	$Q_s = 10,25Q_l^{1,24}$	1305
10/10/2001	A	19,4	25,5	1,36	1020,0	$Q_s = 15,38Q_l^{1,80}$	1712
24/04/2005	P	15,8	10,2	1,76	305,0	$Q_s = 6,85Q_l^{1,25}$	0766
27/10/2008	A	29,0	44,56	1,65	701,0	$Q_s = 25,40Q_l^{1,76}$	1420
03/12/2008	H	38,8	53,4	2,39	558,0	$Q_s = 25,66Q_l^{1,59}$	1146
09-10/09/2009	A	11,3	34,8	1,05	462,0	$Q_s = 30,19Q_l^{1,80}$	3025

^aA : automne; H : hiver; P : printemps

4.2 Relation entre flux de matières en suspension et débit liquide

L'étude porte sur les valeurs instantanées des débits liquides (m³·s⁻¹) et des débits solides (kg·s⁻¹). À la station hydrométrique de Sidi Boubekeur, pour la période 1982-2009, nous avons sélectionné les journées de crues pour lesquelles un nombre suffisant et représentatif de prélèvements a été effectué permettant une bonne reconstitution du turbidigramme. Les couples des valeurs de débit solide et de débit liquide, pour les crues sélectionnées, sont reportés sur une échelle log-log (Figure 6). L'analyse de cette figure montre une bonne corrélation en puissance liant le débit solide aux débits liquides. Si les relations Q_s et Q_l suivent toutes une relation

de type puissance, elles ne montrent cependant pas les mêmes caractéristiques. En effet, le coefficient de puissance b varie assez fortement : il est de 1,59 à 1,80 pour les premières crues de la saison d'automne en lien avec la forte dynamique érosive en cette saison. Il diminue pour les crues de la saison d'hiver et de printemps avec des valeurs respectivement autour de 1,23 à 1,26.

4.3 Analyse des différentes classes d'hystérésis

L'analyse des relations d'hystérésis, pour les 11 crues enregistrées au niveau du bassin versant de l'oued Saïda

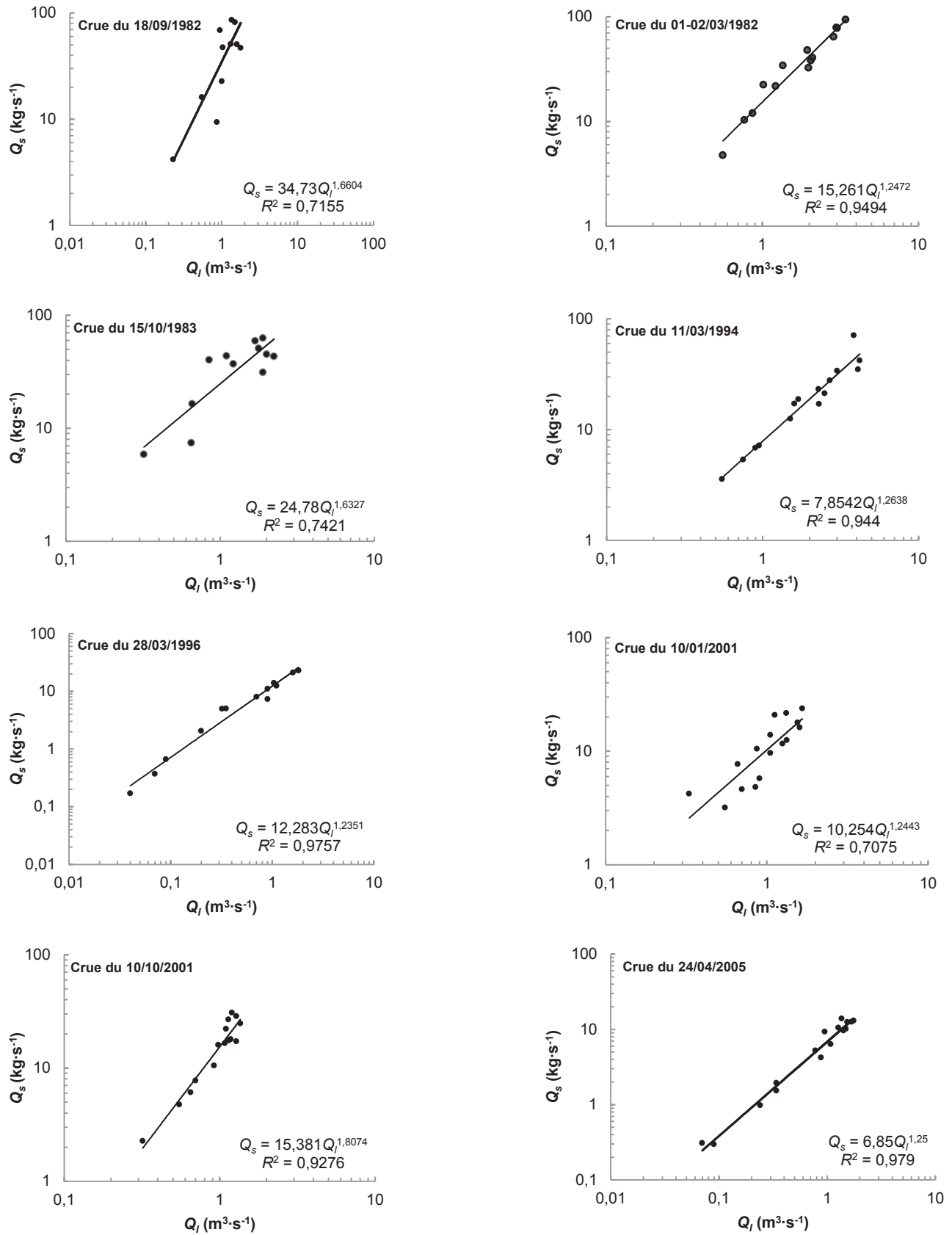


Figure 6. Relation entre les débits solides et les débits liquides instantanés des crues.
 Relationship between sediment discharge and the instantaneous water flow rates.

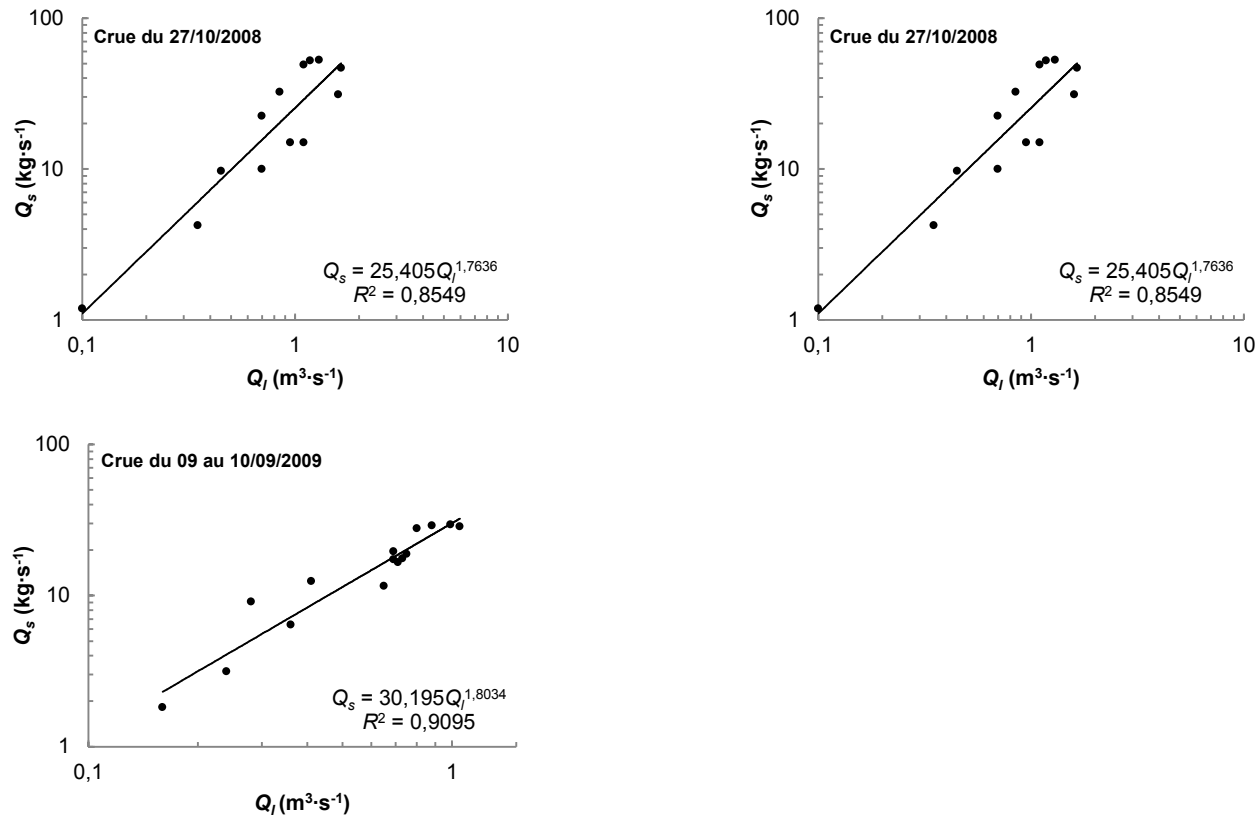


Figure 6. (suite)
(continued)

Relation entre les débits solides et les débits liquides instantanés des crues.
Relationship between sediment discharge and the instantaneous water flow rates.

(1982-2009) fait ressortir la distribution des crues dans les différentes classes définies par WILLIAMS (1989), en fonction de la forme et des caractéristiques de la relation entre C et Q_i (Tableau 3). Les tracés des graphes temporels ainsi que ceux représentant l'hystérésis sont montrés à la figure 7. L'analyse de la figure 7 montre qu'à l'oued Saïda l'évolution des concentrations en fonction des débits suit principalement trois modèles. Le modèle de type horaire est surtout caractéristique des crues de la saison d'automne, il s'agit principalement des crues du 18/09/1982, 10/10/2001, 27/10/2008 et 03/12/2008. Lorsque la relation est de type horaire, cela indique que la source de sédiment est proche de l'exutoire, soit dans le fond du cours d'eau, soit dans des zones qui lui sont proches (SLATTERY *et al.*, 2002; RODRIGUEZ-BLANCO *et al.*, 2008; LE FRANÇOIS *et al.*, 2007; ARNBORG *et al.*, 1967; VAN SICKLE et BESCHTA, 1983; KLEIN, 1984; JEJE *et al.*, 1991; ASSELMAN et MIDDELKOOP, 1998). D'autres auteurs indiquent que l'hystérésis de type horaire peut être causée par la forte intensité des pluies au début de l'orage (DOTY et CARTER, 1965). Ces crues arrivent juste après la fin du mois d'août qui marque la transition entre la longue saison sèche et la saison des pluies. La pluie qui a généré ces crues s'est abattue sur des sols très secs dépourvus de couvert végétal et venant juste d'être perturbés par les premiers labours de la saison. Ainsi, du fait de la faible rugosité des sols, le ruissellement superficiel est élevé provoquant une érosion

quasi instantanée. C'est la mobilisation des sédiments proche de l'exutoire qui expliquerait la relation d'hystérésis de type horaire. Pour ces crues le pic de concentration de matières en suspension arrive avant celui du débit liquide (Figure 7a, g, i, j). Une autre hypothèse est la présence d'une couche de pavage formée sur le lit de l'oued antérieurement à la crue (ARNBORG *et al.*, 1967). La formation d'une telle couche peut être due à une fixation partielle du lit par une sélection des plus gros éléments des alluvions qui ne sont plus repris que par les crues exceptionnelles. Elle peut aussi être obtenue lorsqu'il y a une réduction des matériaux en suspension juste avant l'obtention du débit maximal (WOOD, 1977; BATTALA et SALA, 1994). Ces sources de sédiments, fortement mobilisés en montée de crues, vont à leur tour alimenter en sédiments le cours d'eau provenant probablement des versants les plus éloignés de l'exutoire fortement pointu. Ces crues de type horaire observées durant cette période se caractérisent par des concentrations maximales et des flux généralement élevés. Les concentrations maximales sont respectivement de 72,5, 25,5, 72,5 et 53,4 $\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ pour les crues du 18/09/1982, 10/10/2001, 27/10/2008 et 03/12/2008. Ces quatre crues totalisent ensemble un flux solide évalué à 11 599 t, mobilisé par la crue du 18/09/1982 (Tableau 2). On note que la variabilité de la concentration des matières en suspensions de ce bassin est proche de celle trouvée par bon nombre de chercheurs ayant travaillé dans des régions semi-arides, telles que l'oued Sebdu

Tableau 3. Typologie des crues basées sur le rapport Cl/Q_l (classification de Williams, 1989).
Table 3. Typology of floods based on the Cl/Q_l ratio (classification of Williams, 1989).

Date de la crue	Critères	Forme et caractéristiques de la crue
18/09/1982	$(Cl/Q_l)_m > (Cl/Q_l)_d$, C_{max} avant Q_{max}	Sens horaire, boucle non fermée et nette
01-02/03/1983	$(Cl/Q_l)_m > (Cl/Q_l)_d$ pour une partie de Q_l $(Cl/Q_l)_m < (Cl/Q_l)_d$ pour l'autre partie de Q_l , C_{max} avec Q_{max}	Boucle en forme de huit, moins large
11/03/1994	$(Cl/Q_l)_m < (Cl/Q_l)_d$, Q_{max} avant C_{max}	Sens antihoraire, convergence des extrémités
28/03/1996	$(Cl/Q_l)_m < (Cl/Q_l)_d$, Q_{max} avant C_{max}	Sens antihoraire, boucle très nette
10/01/2001	$(Cl/Q_l)_m < (Cl/Q_l)_d$, Q_{max} avant C_{max}	Sens antihoraire
10/10/2001	$(Cl/Q_l)_m > (Cl/Q_l)_d$, C_{max} avant Q_{max}	Sens horaire, boucle fermée
27/10/2008	$(Cl/Q_l)_m > (Cl/Q_l)_d$, C_{max} avant Q_{max}	Sens horaire, boucle très nette
03/12/2008	$(Cl/Q_l)_m > (Cl/Q_l)_d$, C_{max} avant Q_{max}	Sens horaire, boucle assez large
09-10/09/2009	$(Cl/Q_l)_m > (Cl/Q_l)_d$ pour une partie de Q_l $(Cl/Q_l)_m < (Cl/Q_l)_d$ pour l'autre partie de Q_l , C_{max} avant Q_{max}	Boucle en forme de huit, très rétrécie à la montée linéaire

(MEGNOUNIF *et al.*, 2013) et l'oued Abd (ACHITE et OUILLOU, 2007).

Les relations entre concentration et débit liquide qui décrivent des courbes dans le sens antihoraire sont caractéristiques surtout des crues d'hiver et de printemps. Il s'agit principalement des crues du 11/03/1994, 28/03/1996 et 10/01/2001. Pour ces trois crues, les concentrations maximales sont parmi les plus faibles. Ces crues arrivent après les fortes pluies de la saison d'automne. Les eaux de ruissellement sont donc moins chargées en particules solides, car la quasi-totalité des sédiments du lit a été transportée lors des premières crues de la saison d'automne. Durant cette période, le sol étant moins saturé et plus couvert résiste mieux à la pluie. Ce mode d'évolution se manifeste par un décalage entre l'onde de crue qui affecte les masses d'eau et le transfert plus lent des matériaux fournis à partir des versants. Ces crues sont généralement générées par de grosses averses qui trouvent un sol humide. L'eau présente dans le sol avant la crue permet d'augmenter les forces de cohésion du sol et diminue le taux de détachement des particules. La source principale de la charge solide en suspension est alimentée par l'érosion en ravines et la dégradation des berges du cours d'eau. Le pic de la courbe de concentration des matières en suspension est atteint après celui du débit liquide, ce qui correspond à une arrivée tardive des particules (WILLIAMS, 1989), avec un décalage de 1h30, 2h ou jusqu'à 4h entre le débit de pointe et la charge maximale en sédiments, respectivement pour les crues du 11/03/1994 (Figure 7d), 10/01/2010 (Figure 7f) et 28/03/1996 (Figure 7e). Une même boucle d'hystérésis a été trouvée dans le bassin l'oued Wahrane en Algérie (BENKHALED et REMINI, 2003a).

La forme en huit résulte de la combinaison de deux hystérésis : la relation de type horaire et antihoraire (WILLIAMS, 1989). Elle correspondrait selon ARNBORG *et al.* (1967) à la montée conjointe des débits liquides et solides dès le début de la crue. La forme en huit de la relation $C-Q_l$ se présente pour la crue du 01 au 02/03/1983. Cette crue est caractérisée par de fortes pluies tombant à la fin d'un hiver relativement pluvieux et intervient dans un contexte où le sol reste saturé en eau accentuant encore le ruissellement superficiel, donc le transport des sédiments en suspension. Nous assistons alors à une montée conjointe des débits liquides et solides dès le début de la crue (Figure 7b). Cette forme en huit se présente aussi pour la crue du 09 au 10/09/2009 (Figure 7k). Une cause certaine semble expliquer l'origine de cette forme de boucle, l'année 2008/2009 est une année hydrologiquement humide (Figure 3). La forte pluviométrie enregistrée durant cette année a permis une bonne alimentation de l'oued et la recharge des nappes souterraines. Les nappes permettent, grâce à la lithologie de la région, de soutenir l'écoulement superficiel, ce qui explique cette montée conjointe des débits liquides et solides dès le début de la crue. Plusieurs auteurs ont confirmé l'existence de cet effet (ZHANG *et al.*, 1990; EL-MAHI *et al.*, 2012).

Les crues du 15/10/1983 et 24/04/2005 (Figure 7c et h) sont des crues complexes, car le débit augmente à nouveau au cours de la décrue du premier événement (crues successives). La classification de Williams qui emploie le terme *single-event* ou *single hydrological event* pour désigner les événements pris en compte, ne s'applique pas à ces crues successives.

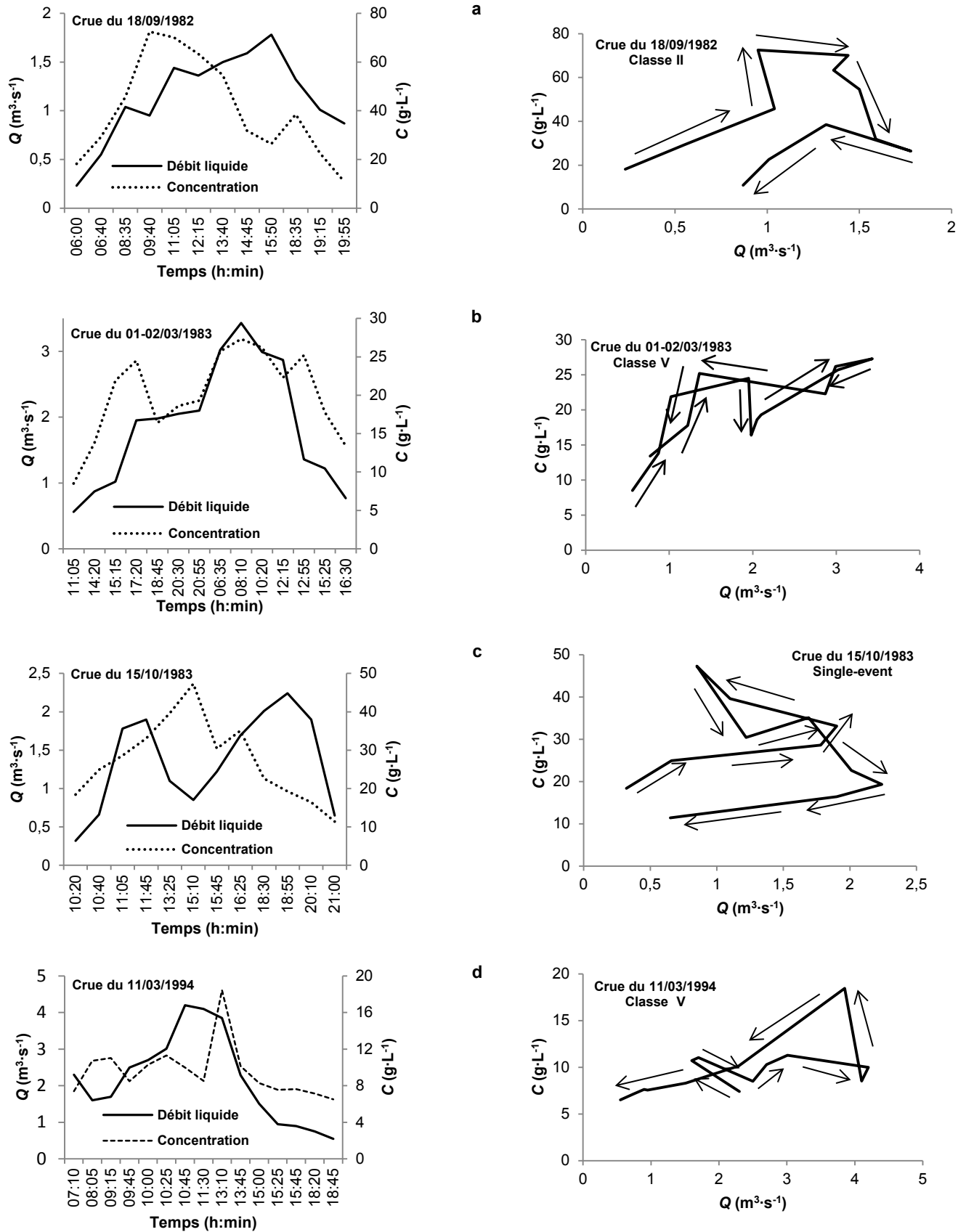


Figure 7. Variation des concentrations des sédiments et des débits liquides classification des relations $C-Q_i$ (à gauche est représentée la chronologie des variations de C et Q_i et à droite l'hystérésis).
 Variation of the sediment concentrations and water discharge, and classification of $C-Q_i$ relationship (the chronology of variations of C and Q_i are shown on the left and the hysteresis on the right).

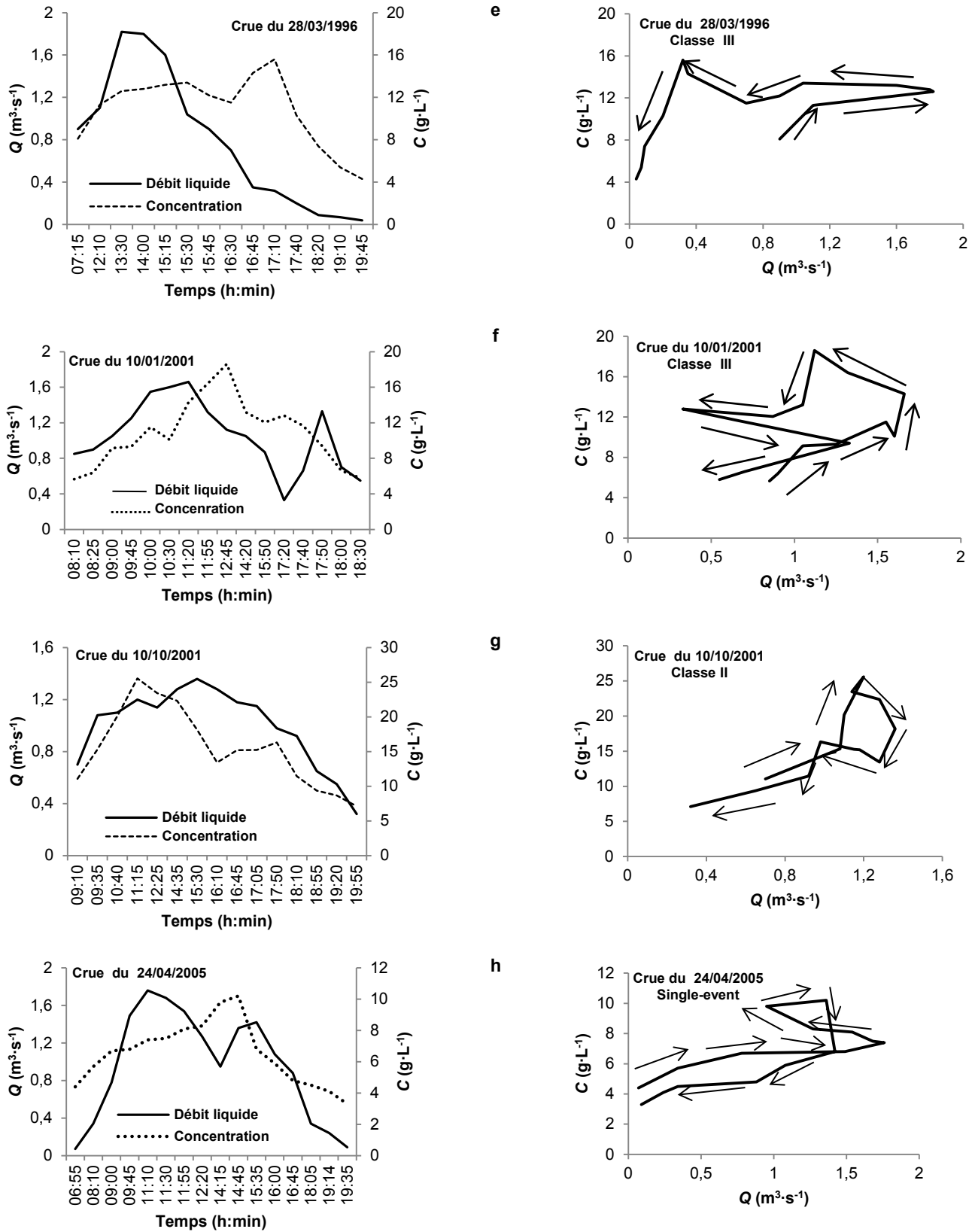


Figure 7. (suite) Variation des concentrations des sédiments et des débits liquides et classification des relations $C-Q_i$ (à gauche est représentée la chronologie des variations de C et Q_i et à droite l'hystérésis).
(continued) Variation of the sediment concentrations and water discharge, and classification of $C-Q_i$ relationship (the chronology of variations of C and Q_i are shown on the left and the hysteresis on the right).

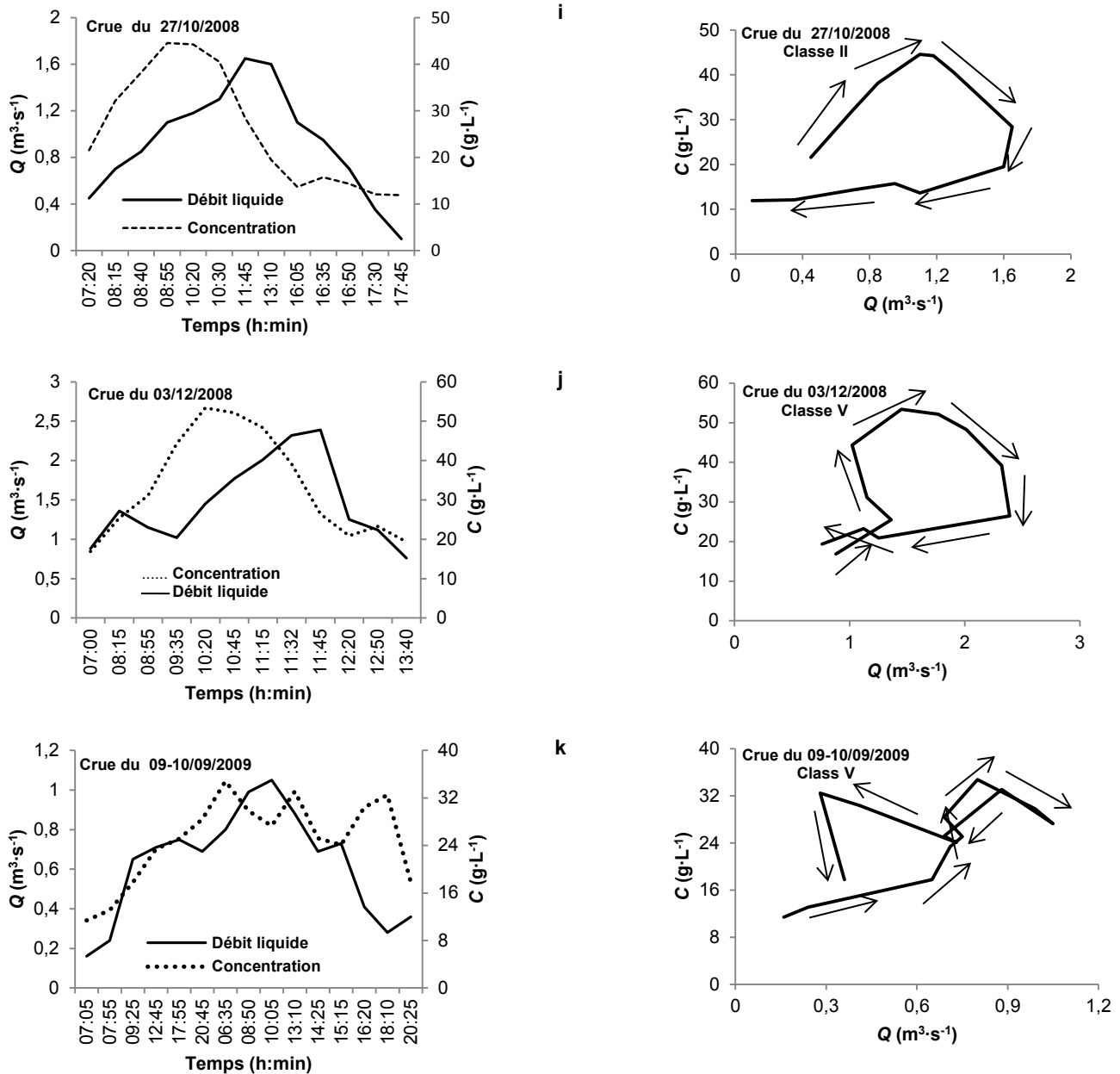


Figure 7. (suite)

Variation des concentrations des sédiments et des débits liquides et classification des relations $C-Q_i$ (à gauche est représentée la chronologie des variations de C et Q_i et à droite l'hystérésis).

(continued)

Variation of the sediment concentrations and water discharge, and classification of $C-Q_i$ relationship (the chronology of variations of C and Q_i are shown on the left and the hysteresis on the right).

5. CONCLUSION

L'évolution des concentrations des sédiments en fonction des débits liquides pendant les crues à l'oued Saïda suit principalement trois modèles de courbes. Le modèle dans le sens horaire, antihoraire et en forme de huit. La variation de la concentration à l'échelle d'une crue est très grande. Le modèle horaire révèle un accroissement rapide des concentrations par rapport aux débits liquides, dû en bonne partie à la remise en suspension des dépôts fins dans le lit fluvial. Ce modèle horaire est surtout observé pour des crues d'automne. Les sédiments

transportés durant la crue pour ce modèle proviennent essentiellement du lit de l'oued, mais aussi des berges et des affluents. Les hystérésis antihoraire et en forme de huit sont surtout caractéristiques des crues d'hiver et de printemps. Durant ces deux saisons, l'érosion est ralentie par la présence de la végétation et l'humidité des sols. On note qu'il n'y a pas une classe d'hystérésis dominante pour l'oued Saïda. Les résultats obtenus confirment ceux trouvés par BENKHALED et REMINI (2003) sur le bassin versant de l'oued Wahrane (Côtier Oranais).

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient les examinateurs d'avoir lu et corrigé cet article. Leurs commentaires et leurs suggestions ont permis d'améliorer la qualité de ce travail. Nous tenons aussi à remercier beaucoup Monsieur le Directeur régional de l'ANRH d'avoir mis à notre disposition tous les moyens humains et matériels. Nos remerciements vont également à Madame Tabet Aoul Zoulikha, professeure à l'USTO d'Oran, pour son aide quant à la rédaction de cet article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AGENCE NATIONALE DES RESSOURCES HYDRAULIQUES (2010). Direction régionale de Saïda (Algérie). Station hydrométrique de Sidi Boubekeur, code 11.11.02. <http://www.anrh.dz> (consultation le 12 mars 2012)
- ARNBORG L., H.J. WALKER et J. PEIPPO (1967). Suspended load in the Colville River. Alaska, 1962. *Geografiska Annaler*, 49A, 131-144.
- ACHITE M. et M. MEDDI (2005). Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin de l'oued Mina (Nord-Ouest algérien). *Rev. Sci. Eau*, 18 (numéro hors-série), 37-56.
- ASSELMAN N.E.M et H. MIDDELKOOP (1998). Temporal variability of contemporary floodplain sedimentation in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Earth Surf. Process. Land.*, 23, 595-609.
- ACHITE M. et S. OUIILLON (2007). Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria, (1973-1995). *J. Hydrol.*, 343, 187-202.
- BOUANANI A. (2004). *Hydrologie, transport solide et modélisation. Étude de quelques sous-bassins de la Tafna (NW-Algérie)*. Thèse de Doctorat, Univ. Abou Bekr Belkaid, Tlemcen, Algérie, 250 p.
- BRASINGTON J. et K. RICHARDS (2000). Turbidity and suspended sediment dynamics in small catchments in the Nepal Middle Hills. *Hydrol. Process.*, 14 (14), 2559-2574.
- BENKHALED A. et B. REMINI (2003a). Variabilité temporelle de la concentration en sédiments et phénomène d'hystérésis dans le bassin de l'Oued Wahrane (Algérie). *J. Sci. Hydrol.*, 48 (2), 243-255.
- BENKHALED A. et B. REMINI (2003b). Analyse de la relation de puissance : débit solide - débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'oued Wahrane (Algérie). *Rev. Sci. Eau*, 16 (3), 333-356.
- BATTALA R.J. et M. SALA (1994). Temporal variability of suspended sediment transport in a Mediterranean sandy gravel-bed river. Dans : *Canberra Symposium, 1994. Variability in Stream Erosion and Sediment Transport*. OLIVE L.J., R.J. LOUGHRAN et J.A. KESBY (Éditeurs), IAHS Publication, No 224, Wallingford, Grande-Bretagne, pp. 299-305.
- BACCA P. (2008). Hysteresis effect in suspended sediment concentration in the Rybárik basin, Slovakia. *Hydrolog. Sci. J.*, 53 (1), 224-235.
- COLOMBANI J., J.C. OLIVRY et R. KALLELI (1984). Phénomènes exceptionnels d'érosion et de transport solide en Afrique aride et semi-aride. Dans : *Harare Symposium. Challenges in African Hydrology and Water Resources*. WALLING D.E., S.S.D. FOSTER et P. WURZEL (Éditeurs), IAHS Publication, No 144, Wallingford, Grande-Bretagne, pp. 295-300.
- COSANDEY C. et M. ROBINSON (2000). *Hydrologie continentale*. Armand Colin, Paris, France, 368 p.
- CHIKITA K.H., R. KEMNITZ et R. KUMAI (2002). Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon River, Alaska. *Catena*, 48 (4), 235-253.
- DIRECTION GÉNÉRALE DES FORÊTS (DGF) (2010). Rapport national de l'Algérie sur la mise en œuvre de la convention de lutte contre la désertification. Saïda, Algérie, 35 p.
- DIRECTION DES SERVICES AGRICOLES (DSA) (2010). Irrigation et mise en valeur de la vallée de l'oued Saïda. Rapport pédologique. Saïda, Algérie, 20 p.
- DJEZIRI L. (1998). Envasement des barrages, mobiliser le maximum des capacités. *Revue Symbiose*, 2, 18-21.
- DOTY C.W. et C.E. CARTER (1965). Rates and particle-size distribution of soil erosion from unit source areas. *T. Am. Soc. Agr. Eng.*, 8, 309-311.
- DINEHART R.L. (1992). *Sediment data for streams near Mount St. Helens, water years 1984-1987*. US Geological Survey Open-File Report 91-219, 3, 178 p.

- DEMMAK A. (1982). *Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale*. Thèse de Doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, France, 323 p.
- EL-MAHI A., M. MEDDI et J.P BRAVARD (2012). Analyse du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Hammam (Algérie du Nord). *Hydrolog. Sci. J.*, 57 (8), 1642-1661.
- EVANS C. et T.D. DAVIES (1998). Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry. *Water Resour. Res.*, 34 (1), 129-137.
- ETCHANCHU D. et J.L. PROBST (1986). Érosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure superficielle, de sa charge et de ses deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *CR Acad. Sci. Paris*, 17, 1063-1067.
- ELAHCÉNE O., A. TERFOUS, B. REMINI, A. GHENAIM et J.B. POULET (2013). Étude de la dynamique sédimentaire dans le bassin versant de l'oued Bellah (Algérie). *Hydrolog. Sci. J.*, 58 (1), 224-236.
- GURNELL A.M. (1987). Suspended Sediment. Dans : *Glaciofluvial Sediment Transport: An Alpine Perspective*. GURNELL A.M. et M.J. CLARK (Éditeurs), Wiley, Chichester, Grande-Bretagne, pp. 305-354.
- GELLIS A.C. (2013). Factors influencing storm-generated suspended-sediment concentrations and loads in four basins of contrasting land use, humid-tropical Puerto Rico. *Catena*, 104, 39-57.
- GHENIM A., A. SEDDINI et A. TERFOUS (2008). Variation temporelle de la dégradation spécifique du bassin versant de l'Oued Mouilah (Nord-Ouest algérien). *Hydrolog. Sci. J.*, 53 (2), 448-456.
- HODKINS R. (1999). Controls on suspended-sediment transfer at a high-arctic glacier, determined from statistical modelling. *Earth Surf. Proc. Land.*, 24, 1-21.
- JANSSON M.B. (2002). Determining sediment source areas in a tropical river basin, Costa Rica. *Catena*, 47, 63-84.
- JEJE L.K., O.O OGUNKOYA et J.M OLUWATIMILEHIN (1991). Variation in suspended sediment concentration during storm discharges in three small streams in upper Osun basin, Central Western Nigeria. *Hydrol. Process.*, 5, 361-369.
- KATTAN Z. et J.L. PROBST (1987). Transport en solution et en suspension par la Moselle en période de crues. Dans : *Actes des Journées d'Hydrologie, Crues et Inondations*, Strasbourg, France, pp. 143-167.
- KATTAN Z., J.Y. GAC et J.L. PROBST (1987). Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin, estimation of the runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *J. Hydrol.*, 92, 59-76.
- KLEIN M. (1984). Anti-clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment; Yorkshire, England. *Catena*, 11 (2-3), 251-257.
- LE FRANÇOIS J., C. GRIMALDI, C.O. GASCUEL et N. GILLIET (2003). Origins and dynamics of suspended sediment in small agricultural catchments. *The Fourth Inter Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources*, 11 au 14 juillet, Guimarães, Portugal, Compte rendu, pp. 1-13.
- LE FRANÇOIS J., C. GRIMALDI, C.O. GASCUEL, C. DOUX et N. GILLIET (2007). Suspended sediment and discharge relationships to identify bank degradation as a main source on small agricultural catchments. *Hydrol. Process.*, 21, 2923-2933.
- LENZI M. et L. MARCHI (2000). Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (Northeastern Italy), *Catena*, 39 (4), 267-282.
- LEOPOLD L.B. et W. EMMETT (1977). 1976 bedload measurements, East Fork River, Wyoming. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 74 (7), 2644-2648.
- MEGNOUNIF A., A. TERFOUS et S. OUILLOU (2013). A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdou, NW Algeria (1973-2004). *J. Hydrol.*, 497, 24-36.
- OFFICE NATIONAL DE L'IRRIGATION ET DU DRAINAGE (2010). Étude du système d'irrigation à partir des eaux de la vallée de l'oued Saïda. Rapport de synthèse, Office national de l'irrigation et du drainage, Saïda, Algérie, 45 p.

- OLIVRY J.C., J.P. BRICQUET, G. MAHE, F. BAMBA, M. DIARRA, A. MATHIEUX, T. DES. TUREAUX, D. ORANGE et C. PICOUE (1997). Érosion et transport particulaire par le Niger : du bassin supérieur à l'exutoire du delta intérieur (bilan de cinq années d'observation). Dans : *Postojna Conference, FRIEND'97; Regional hydrology: concepts and models for sustainable water resource management*. GUSTARD A., S. BLAZKOVA, M. BRILLY, S. DEMUTH, J. DIXON, H. VAN LANEN (Éditeurs), IAHS Publication, No 246, Wallingford, Grande-Bretagne, pp. 335-346.
- PITAUD G. (1973). Étude hydrogéologique pour la mise en valeur de la vallée de l'oued Saïda (Rapport de synthèse). Direction des études de milieu et de la recherche hydraulique (DEMRH), Oran, Algérie, 73 p.
- PICOUE C., B. HINGRAY et J.C. OLIVRY (2000). Modélisation conceptuelle globale du régime du transport particulaire sur les fleuves tropicaux d'Afrique : application aux bassins du Niger supérieur et du Bani, Mali. *Rev. Sci. Eau*, 13 (4), 463-481.
- RODRIGUEZ-BLANCO M.L., M.M. TABAODA-CASTRO, M.T. TABOADA-CASTRO et J.L. OROPEZA-MOTA (2008). Suspended sediments-discharge hysteresis during rainfall events in a small headwater catchment in the NW Spain. *Journée d'étude de l'Université de La Corogne, A Coruña, Espagne*, pp. 205-217.
- SEEGER M., M.P. ERREA, S. BEGUERIA, J. ARNAEZ, C. MARTI et J.M. GARCIA-RUIZ (2004). Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *J. Hydrol.*, 288, 299-311.
- SLATTERY M.C., P.A. GARES et J.D. PHILIPS (2002). Slope-channel linkage and sediment delivery on North Carolina coastal plain cropland. *Earth Surf. Process. Land.*, 27, 1377-1387.
- TAVARES J.P. (2010). *Érosion des sols du Cap Vert : processus et quantification à l'échelle de trois bassins versants de l'île de Santiago*. Thèse de Doctorat, Univ. Bourgogne, Département des sciences de la terre et de l'environnement, France, 227 p.
- TERFOUS A., A. MEGNOUNIF et A. BOUANANI (2001). Étude du transport solide en suspension dans l'oued Mouilah (Nord-Ouest algérien). *Rev. Sci. Eau*, 14, 175-185.
- VANSICKEL J. et R.L. BESCHTA (1983). Supply-based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resour. Res.*, 19 (3), 768-778.
- WOOD P.A. (1977). Controls of variation in suspended sediment concentration in river Rother, West Sunex, England. *Sedimentology*, 24, 437-445.
- WILLIAMS G.P. (1989). Sediments concentrations versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.*, 111, 89-106.
- WALLING D.E. (1974). Suspended sediment and solute yield in small catchment prior to urbanization. *T. I. Brit. Geogr. Spec. Pub.*, 6, 169-192.
- YLES F. et A. BOUANANI (2012). Quantification et modélisation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda (Hauts Plateaux Algériens). *Sécheresse*, 23 (4), 289-296.
- YLES F. (2014). *Hydrologie - Modélisation pluie-débit et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda*. Thèse de Doctorat, Univ. Tlemcen, Algérie, 142 p.
- ZABALETA A., M. MARTINEZ, J.A. URIARTE et I. ANTIGUEDAD (2007). Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country. *Catena*, 71 (1), 179-190.
- ZHANG J., W.W. HUANG et M.C. SHI (1990). Hwanghe (Yellow River) and its estuary: sediment transport and deposition. *J. Hydrol.*, 120, 203-233.