

Tendance des précipitations et évolution des écoulements dans un cadre de changement climatique : bassin versant de l'oued Mina en Algérie

Trend in precipitation and evolution of discharge in a climate change context: wadi Mina watershed in Algeria

Faiza Hallouz, Mohamed Meddi, Gil Mahe, Hafsa Karahacane et Salah Eddine Ali Rahmani

Volume 32, numéro 2, 2019

Reçu le 22 octobre 2018, accepté le 21 janvier 2019

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1065202ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/1065202ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

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

ISSN

1718-8598 (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G., Karahacane, H. & Ali Rahmani, S. E. (2019). Tendance des précipitations et évolution des écoulements dans un cadre de changement climatique : bassin versant de l'oued Mina en Algérie. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 32(2), 83–114. <https://doi.org/10.7202/1065202ar>

Résumé de l'article

Cette étude porte sur l'analyse de la variabilité spatiale et temporelle des indices de précipitation, température et débit dans le bassin versant de l'oued Mina (6 048 km²) dans le Nord-Ouest algérien pendant la période de 1979 à 2013. L'application du test non paramétrique de Kruskal-Wallis sur les indices de pluies a révélé que le total annuel des pluies et le nombre maximal de jours consécutifs pluvieux présentent une grande variabilité spatiale. Le nombre de jours de forts débits diminue du nord vers le sud du bassin. Quant au test de Mann-Kendall, il a révélé une tendance décroissante du total annuel des pluies. En revanche, les températures maximales et minimales ont significativement augmenté dans le temps. Il en est de même des séquences des jours secs consécutifs, des intensités des pluies et des jours extrêmement pluvieux. Aussi, la fréquence des jours avec des forts débits a diminué alors que celle avec des faibles débits a augmenté dans les trois oueds de Mina, Haddad et El Abd. Enfin, la baisse de pluies et l'augmentation de la température ont généré une diminution des ressources en eau.

TENDANCE DES PRÉCIPITATIONS ET ÉVOLUTION DES ÉCOULEMENTS DANS UN CADRE DE CHANGEMENT CLIMATIQUE : BASSIN VERSANT DE L'OUED MINA EN ALGÉRIE

Trend in precipitation and evolution of discharge in a climate change context: wadi Mina watershed in Algeria

FAIZA HALLOUZ^{1,2*}, MOHAMED MEDDI¹, GIL MAHE³, HAFSA KARAHACANE^{1,2}, SALAH EDDINE ALI RAHMANT⁴

¹Laboratoire Génie de l'Eau, École Nationale Supérieure d'Hydraulique (ENSH), 09001 Blida, Algérie

²Université Djilali Bounaama de Khemis Miliana, 44225 Ain Defla, Algérie

³Institut de Recherche pour le Développement (IRD), HydroSciences Montpellier (HSM), Université de Montpellier, 34090 Montpellier, France

⁴Geo-environment Laboratory FSTGAT, Université des Sciences Technologiques Houari Boumediene, 16111 Alger, Algérie

Reçu le 22 octobre 2018, accepté le 21 janvier 2019

RÉSUMÉ

Cette étude porte sur l'analyse de la variabilité spatiale et temporelle des indices de précipitation, température et débit dans le bassin versant de l'oued Mina (6 048 km²) dans le Nord-Ouest algérien pendant la période de 1979 à 2013. L'application du test non paramétrique de Kruskal-Wallis sur les indices de pluies a révélé que le total annuel des pluies et le nombre maximal de jours consécutifs pluvieux présentent une grande variabilité spatiale. Le nombre de jours de forts débits diminue du nord vers le sud du bassin. Quant au test de Mann-Kendall, il a révélé une tendance décroissante du total annuel des pluies. En revanche, les températures maximales et minimales ont significativement augmenté dans le temps. Il en est de même des séquences des jours secs consécutifs, des intensités des pluies et des jours extrêmement pluvieux. Aussi, la fréquence des jours avec des forts débits a diminué alors que celle avec des faibles débits a augmenté dans les trois

oueds de Mina, Haddad et El Abd. Enfin, la baisse de pluies et l'augmentation de la température ont généré une diminution des ressources en eau.

Mots-clés : *température, pluies, débits, oued Mina, Algérie, Kruskal-Wallis, tendance, Mann-Kendall.*

ABSTRACT

This study focuses on the analysis of the spatial and temporal variability of precipitation, temperature, and discharge indices in the wadi Mina watershed (6 048 km²) in the Algerian northwest during the period of 1979-2013. The application of the non-parametric test of Kruskal-Wallis on rainfall indices has revealed that the total annual rainfall and

*Auteur pour correspondance :
Téléphone : (+213) 6 60 31 98 54
Courriel : hallouzfaiza@gmail.com

the maximum number of consecutive rainy days show a large spatial variability. The number of days with high discharge decreases from the north to the south of the basin. As for the Mann-Kendall test, it revealed a decreasing trend in total annual rainfall. On the other hand, the maximal and minimal temperatures significantly increased with time. It was the same for the sequences of consecutive dry days, rainfall intensities and extremely rainy days. Also, the frequency of days with high discharge has decreased, while that with low discharge has increased in the three wadis Mina, Haddad and El Abd. Finally, the decrease in rainfall and the increase in temperature have generated a decline in water resources.

Key words: *temperature, rainfall, discharge, wadi Mina, Algeria, Kruskal-Wallis, trend, Mann-Kendall.*

1. INTRODUCTION

Au-delà de la grande polémique sur les causes réelles des dérèglements climatiques contemporains (DUPLESSY, 2001; LEROUX, 2007; SVENSMARK et FRIIS-CHRISTENSEN, 2007) l'augmentation des températures qui est observée par une grande majorité de stations dans le monde constitue un fait indéniable et confirme ainsi la réalité du réchauffement climatique mondial (CHRISTENSEN *et al.*, 2007). Ainsi la décennie 2001-2010 et l'année 2010, à égalité avec 2005 et 1998, sont considérées par l'Organisation météorologique mondiale (OMM, 2013) comme les plus chaudes à l'échelle mondiale depuis que l'on dispose de relevés météorologiques (NOUACEUR *et al.*, 2013).

Dans les régions de l'Afrique du Nord, l'évolution des températures (hausse des minimums et des maximums) est conforme à la situation mondiale (SEBBAR *et al.*, 2012; AMRAOUI *et al.*, 2011). Les pluies enregistrées dans cette partie du monde s'inscrivent aussi dans les évolutions générales (SEBBAR *et al.*, 2011; NOUACEUR, 2010; NOUACEUR *et al.*, 2013).

Située sur la rive méridionale du bassin méditerranéen, l'Algérie est un vaste territoire, de près de 2,5 millions de kilomètres carrés, qui s'étend vers le sud jusqu'à la latitude de 18°57' Sud. Les trois quarts de l'espace algérien sont soumis aux influences climatiques hyperarides, arides et semi-arides. Les plaines littorales (1 200 km d'est en ouest) sont séparées des hautes plaines et des hauts plateaux de l'intérieur par le grand massif de l'Atlas tellien et bénéficient ainsi d'un climat moins torride et plus humide. La répartition spatiale des pluies sur cette longue bande de l'Algérie du Nord oppose un littoral oriental, relativement bien arrosé, aux plaines de l'Ouest, plus sèches (NOUACEUR *et al.*, 2013). Le pays

a toujours été confronté à des phénomènes extrêmes : des sécheresses périodiques parfois sévères et persistantes, et des crues avec des inondations qui se manifestent, le plus souvent, de façon catastrophique. Cette problématique fait l'objet de nombreuses études en Algérie et dans le bassin méditerranéen. ALPERT *et al.* (2002) ont examiné les données de 256 stations couvrant les cinquante dernières années sur toute la région méditerranéenne. Ils ont détecté, d'une part, une tendance négative dans les précipitations totales qui est associée à une diminution du nombre des jours pluvieux et une augmentation de la durée des périodes de sécheresse et, d'autre part, une tendance positive dans l'intensité des précipitations extrêmes. BOUCHERF (2010) a mis en évidence une augmentation des températures maximales annuelles de 1,2 °C et saisonnières de 1,6 °C en été en étudiant les données de températures de 40 stations du réseau de l'Office National de la Météorologie pour la période allant de 1950 à 2005. HASSANI (2008) a effectué un comparatif des normales de température de deux périodes standards : 1931-1960 et 1961-1990 pour plusieurs stations météorologiques maghrébines (Alger, Oran, Annaba, Casablanca, Agadir, Ouarzazate, Tunis et Gabès). Il a montré que la tendance à la hausse des températures est nette durant la saison d'hiver sur l'ensemble des stations analysées et que l'augmentation de la température moyenne annuelle est perceptible pour la grande majorité des stations du Maghreb. MATARI et DOUGUEDROIT (1995) ont remarqué que la sécheresse des années 1940 est principalement due à la baisse des pluies du printemps et que celles des années 1980 à une baisse des pluies d'hiver. MEDDI et HUMBERT (2000), MEDDI *et al.* (2002), MEDDI et HUBERT (2003) ont constaté que le déficit pluviométrique s'est manifesté à partir de 1975. Ce déficit a généré un grave problème d'ordre économique et social, compte tenu de la pression croissante exercée sur la ressource en eau (alimentation en eau potable, irrigation, etc.). SOUSA *et al.* (2011), en utilisant le test de Mann-Kendall modifié (YUE et WANG, 2004), ont révélé des tendances significatives indiquant des conditions plus sèches dans la plupart des régions méditerranéennes occidentale et centrale (MERABTI *et al.*, 2018). SOUSA *et al.* (2011) et HOERLING *et al.* (2012) ont montré que les précipitations dans la région méditerranéenne, principalement en hiver, sont affectées par l'Oscillation nord-atlantique (ONA). BEKOUSSA *et al.* (2008), après analyse de l'évolution des apports pluviométriques dans la région de Ghriss (Nord-Ouest algérien), ont montré une diminution depuis 1973 estimée à plus de 25 %. LABORDE *et al.* (2010) ont également indiqué que la simulation de pluies sur l'Algérie du Nord avec une baisse annuelle de 15 % entraînerait une diminution de l'écoulement annuel de l'ordre de 40 %. Au Maroc, SINGLA *et al.* (2010) et MAHE *et al.* (2011), ont eux aussi décrit une diminution significative et globale des pluies qui débute vers 1976 dans certaines régions, et qui s'étend largement vers 1979-1980 à la presque totalité du territoire.

Les changements dans les régimes de précipitations et l'augmentation des températures sont susceptibles d'affecter le ruissellement des rivières (ZHAO *et al.*, 2009). HALLOUZ *et al.* (2013) ont montré une diminution des écoulements sur le bassin de l'oued Mina. La baisse des débits est bien concomitante à celle des pluies. Les diverses études citées ci-dessus montrent que le changement climatique induira des réponses environnementales variées en fonction des zones concernées. Ainsi, il est important de traiter de la question du changement climatique à l'échelle locale ou régionale.

Le présent travail complétera les études antérieures avec des données plus récentes et des méthodes qui n'ont pas été déjà utilisées dans le Nord-Ouest algérien, en analysant la variabilité spatiale et temporelle des différents indices relatifs aux extrêmes pluviométriques, thermiques sur une période de 35 années (1979-2013) et hydrologiques sur une période allant de 39 années au nord à 21 années au sud dans le bassin de l'oued Mina. Plusieurs indices climatiques existent tels que le *Standardized Precipitation Index* (SPI) (MCKEE *et al.*, 1993), *Effective Drought Index* (EDI) (BYUN et WILHITE, 1999). Les indices des extrêmes climatiques, qui sont utilisés dans cette étude, ont été élaborés par l'Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) qui ont tenté de faciliter l'analyse des extrêmes de pluies et de température au cours de la dernière décennie. L'avantage d'utiliser ces indices pour la détection du changement climatique est qu'ils peuvent être appliqués à différents paramètres du climat tels que les températures minimales, les températures maximales et les précipitations au pas de temps journalier; ils sont facilement compréhensibles et maniables pour des études d'impacts climatiques sur le plan socio-économique (CHRISTENSEN *et al.*, 2002; LOREDANA, 2008). L'utilisation de données journalières permet d'avoir des précisions sur les événements exceptionnels dont les impacts seraient plus forts dans la vie des populations, contrairement aux moyennes mensuelles qui ont pour effet de lisser certaines informations importantes (ZHANG *et al.*, 2011). Ainsi, une analyse statistique via les tests de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975), Rho de Spearman (SPEARMAN, 1904; LEHMANN et D'ABRERA, 1976; SNEYERS, 1990), Theil Sen (THEIL, 1950; SEN, 1968) et Kruskal-Wallis (KRUSKAL et WALLIS, 1952) a été appliquée sur ces indices. Elle a pour but de fournir une meilleure compréhension des anomalies et l'évolution des tendances dans la durée, la fréquence et l'intensité des phénomènes climatiques et hydrologiques extrêmes. Les scientifiques ont découvert que les tests de Mann-Kendall (KUMAR *et al.*, 2009; ZHANG *et al.*, 2006), de Rho de Spearman (MANN, 1945; LONGOBARDI et VILLANI, 2010) et de Theil Sen (BASISTHA *et al.*, 2009; BAINES, 2006) sont les plus courants pour les recherches sur les tendances chronologiques. Le test de Mann-Kendall est le plus utilisé dans l'étude des tendances chronologiques hydrologiques (DUAN et YAO, 2003; NAIR *et al.*, 2003; AVISSAR et WERTH, 2005; PIELKE *et al.*, 2007). Moins

communs, le Rho de Spearman et le Theil Sen sont utilisés pour détecter l'ampleur et la monotonie des tendances dans les données hydrométéorologiques respectivement (TAYYAB *et al.*, 2019). Dans plusieurs recherches, le Rho de Spearman est utilisé comme combinaison avec le test de Mann-Kendall à des fins d'évaluation (TAYYAB *et al.*, 2019). L'utilisation de ce test présente deux avantages. Premièrement, il s'agit d'un test non paramétrique et ne nécessite pas la distribution normale des données. Deuxièmement, le test présente une faible sensibilité aux ruptures brusques dues à des séries chronologiques non homogènes (ZHANG *et al.*, 2006). Le test de Kruskal-Wallis est utilisé pour vérifier la tendance spatiale des indices, c'est une alternative non paramétrique à l'analyse de variance (ANOVA) à un facteur d'ordre 1 (intergroupes) dans le cas où l'hypothèse de normalité n'est pas acceptable. Il est utilisé pour comparer au moins trois échantillons et tester l'hypothèse nulle suivant laquelle les différents échantillons à comparer sont issus de la même distribution ou de distributions de même médiane. Ainsi, l'interprétation du test de Kruskal-Wallis est très similaire à une ANOVA paramétrique à un facteur d'ordre 1, sauf qu'il est basé sur les rangs au lieu des moyennes (STATISTICA, 2018). Ces tests ont été calculés en utilisant le logiciel statistique XLSTAT (2014).

Notre étude s'articule sur trois principaux aspects, à savoir :

- La variabilité interannuelle des indices des extrêmes de précipitations, de températures et de débits;
- L'analyse de la variabilité spatiale et temporelle des indices de précipitations, de températures et de débits via les tests statistiques;
- La corrélation entre les indices climatiques et les débits afin de déterminer l'influence des pluies et des températures sur l'évolution temporelle des débits.

2. MATÉRIELS ET MÉTHODES

2.1 Présentation de la zone d'étude

Le bassin versant de l'oued Mina est un des principaux affluents du plus grand bassin versant de l'Algérie du Nord, l'oued Cheliff (Figure 1). Il est situé à environ 300 km à l'ouest d'Alger et draine une superficie de 6 048 km² jusqu'au barrage Sidi M'Hamed Ben Aouda. Le climat de la région est de type semi-aride méditerranéen (pluies en hiver, sécheresse en été), avec une précipitation moyenne annuelle estimée à 305 mm, qui se concentre principalement de novembre à mars (MEDDI, 1992).

L'oued Mina, principal et dernier affluent de la rive gauche du Cheliff, prend sa source dans les monts de Frenda pour confluer avec l'oued Cheliff après un parcours de 125 km. La

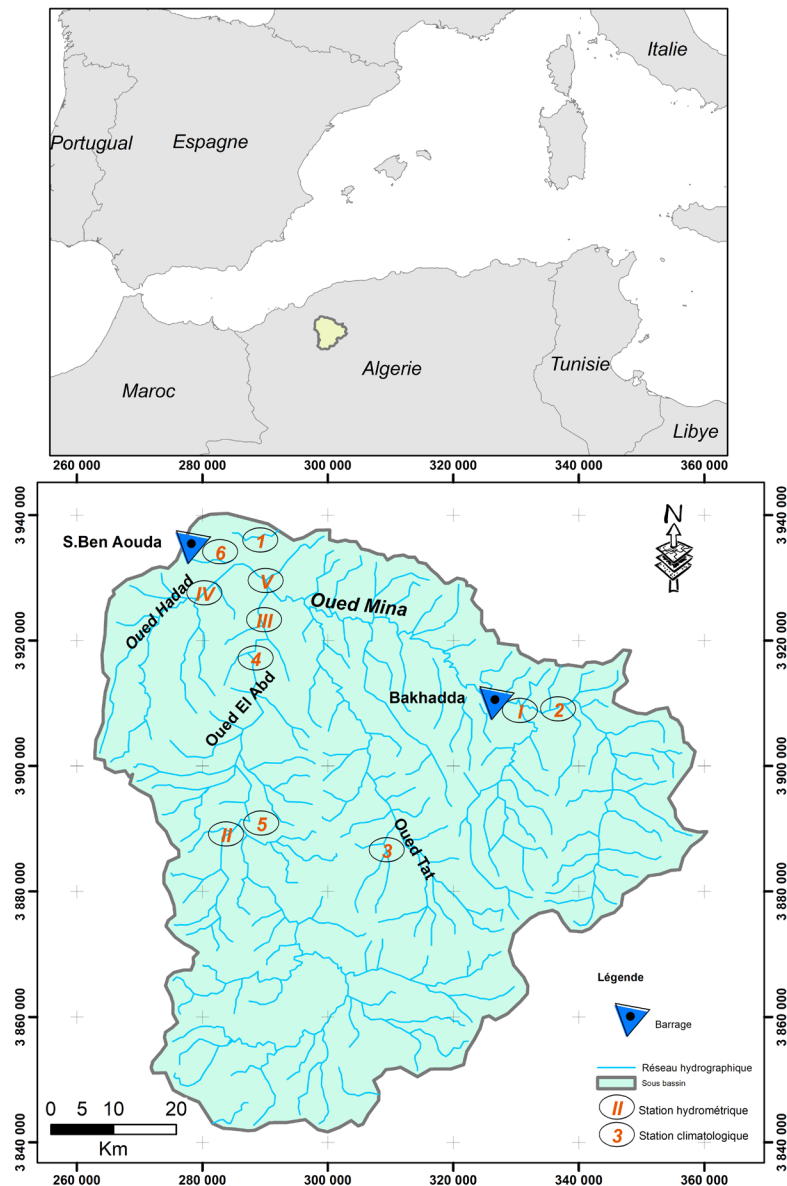


Figure 1. Localisation des stations climatologiques et hydrométriques du bassin de l'oued Mina.

Location of climatological and hydrometric stations of Wadi Mina basin.

longueur de l'oued Mina est d'environ 90 km avec une pente moyenne de $3,37 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$. Le cours d'eau supérieur de l'oued est limité par le barrage-réservoir de Bekhadda. De là, à celui de Sidi M'Hamed Ben Aouda, l'oued ne draine directement que la partie nord-orientale du bassin versant. Le long de son parcours sud-est/nord-ouest, il reçoit les principaux oueds : Tat, El Abd et Haddad qui drainent les secteurs sud-est, sud et nord-ouest du bassin versant (HALLOUZ, 2014).

La courbe annuelle des débits moyens mensuels (Figure 2) indique que les oueds Mina et El Abd ont un débit moyen plus important et une variabilité saisonnière plus accentuée que les deux autres oueds. Les oueds Haddad et Tat présentent des débits légèrement plus élevés en hiver. C'est seulement en été,

de juin à août, que le débit estival ($Q < 0,7 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) des trois sous-bassins est comparable, où les valeurs les plus basses sont enregistrées par l'oued Haddad ($Q < 0,05 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) (TOUMI, 2014).

2.2 Origine des données

Nous avons utilisé les valeurs des précipitations et des températures (minimales et maximales) au pas de temps journalier sur la période allant de 1979 à 2013. Ces données proviennent des fichiers informatisés de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) et de l'Office National de la Météorologie et ne présentent aucune lacune.

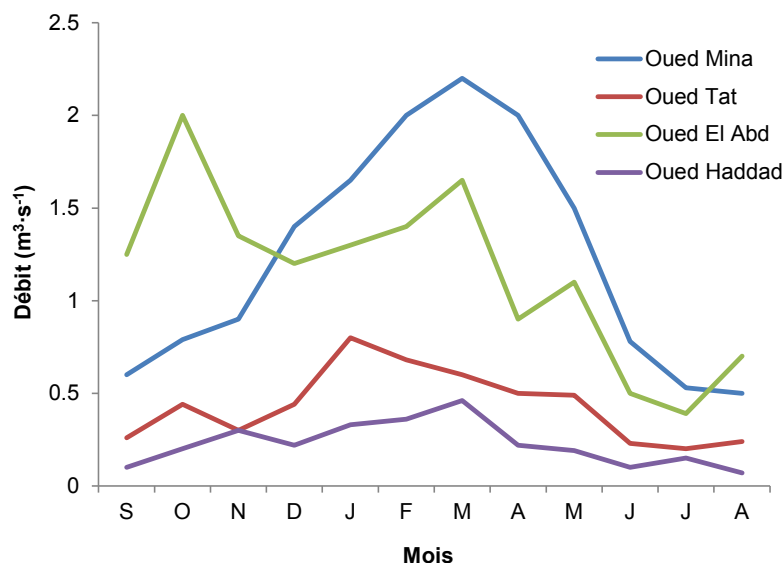


Figure 2. Courbe annuelle des débits moyens mensuels du bassin de l'oued Mina (TOUMI, 2014).
Annual curve of monthly average flow rates of Wadi Mina basin (TOUMI, 2014).

Les renseignements des six stations climatologiques retenues sont portés dans le tableau 1 et la figure 1 (stations numérotées en chiffres arabes). Les pluies moyennes annuelles (1979-2013) dans le bassin versant de l'oued Mina varient entre 498 mm (station 6) et 659 mm (station 2) avec une moyenne générale de plus de 582 mm (Tableau 1). Les coefficients de variation (Cv) (rapport de l'écart-type de la série annuelle par sa moyenne) de ces pluies moyennes annuelles fluctuent entre 0,23 et 0,28. Ce qui signifie que la dispersion des données des séries pluviométriques considérées est assez faible. La température moyenne annuelle oscille entre 16 et 20 °C sur l'ensemble du bassin d'étude.

En ce qui concerne les données des débits, il s'agit des valeurs des débits journaliers des trois principaux cours d'eaux du bassin versant de l'oued Mina qui sont contrôlés par cinq stations hydrométriques. Ces dernières sont portées dans le tableau 1 et la figure 1 (stations numérotées en chiffres romains). Ces données proviennent de l'ANRH et ne présentent aucune lacune. Le tableau 1 présente quelques caractéristiques hydrologiques des bassins d'étude dont la taille varie de 499 à 5 365 km² et la lame d'eau moyenne décroît de l'amont (13 mm) vers l'aval (17 mm).

2.3 Définition des indices climatiques

L'ETCCDI, parrainé par la Commission pour Climatologie (CC1) de l'Organisation météorologique mondiale et le projet Variabilité et prévisions climatiques (CLIVAR, 2017), définit la base de 27 indices (ZHANG et YANG, 2004; ALEXANDER

et al., 2005) de températures et de précipitations, qui ont été employées dans plusieurs enquêtes liées à des événements extrêmes (FRICH *et al.*, 2002; KLEIN TANK et KONNEN, 2003; RUSTICUCCI et BARRUCAND, 2004; AGUILAR *et al.*, 2005; KOSTOPOULOU et JONES, 2005; VINCENT *et al.*, 2005; ALEXANDER *et al.*, 2005; HERNÁNDEZ *et al.*, 2006; SILLMANN et ROECKNER, 2008; TRAMBLAY *et al.*, 2013). Ils ont été choisis pour couvrir plusieurs aspects du changement climatique au niveau mondial afin d'évaluer l'impact potentiel sur les activités liées à l'agriculture, l'économie et l'environnement. Ils sont aussi utiles pour la surveillance des changements climatiques au niveau mondial. Ces indices ont été calculés en utilisant le logiciel RClimDex 1.0. La description détaillée de ces indices et les équations nécessaires pour leurs calculs sont consultables sur le site web du groupe (ETCCDI, 2016).

Parmi ces 27 indices, cette étude comprend six indices liés à la température et cinq relatifs aux précipitations qui décrivent les changements dans l'intensité, la fréquence et la durée des événements de température et de précipitations (ALEXANDER *et al.*, 2005) (Tableau 2). Les indices utilisés sont listés dans les sous-sections suivantes.

2.3.1 Indices d'intensité

Les indices absolus représentent l'intensité des valeurs maximale ou minimale de la température au cours d'une période donnée de temps (saison, année), comme la température maximale la plus élevée (TXx), la température minimale la plus élevée (TNx), la plus basse température maximale (TXn) et la plus basse température minimale (TNn) :

Tableau 1. Inventaire des stations climatologiques (1979-2013) et hydrométriques utilisées dans l'étude.

Table 1. Inventory of climatological (1979-2013) and hydrometric stations used in the study.

Code ANRH	Nom de la station	N° station	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	P_{moy}^a (mm)	Cv^b (%)	T^c (°C)
Stations climatologiques								
012703	Djdiouia amont	1	35,653	0,828	562	505	27	18
012909	Sidi Ali Ben Amar	2	35,324	1,130	630	659	28	17
013004	Ain El Haddid	3	35,062	0,886	819	560	28	17
013302	Ain Hamara	4	35,380	0,680	288	618	28	18
013304	Takhmert	5	35,115	0,691	663	650	28	16
013404	S.M.B.Aouda	6	35,613	0,594	115	498	23	20
Stations hydrométriques								
			Bassin		Surface (km ²)	Altitude (m)	Période	Débit moyen (m ³ .s ⁻¹)
012909	Sidi Ali Ben Amar	I	Oued Mina Amont		1 163	630	1974-1995	9,26
013301	Takhmert	II	Oued El Abd		1 488	663	1973-2011	0,69
013302	Ain Hamara	III	Oued El Abd		2 474	288	1974-2010	1,24
013401	Sidi Abdelkader Djilali	IV	Oued Haddad		499	236	1974-2010	0,11
013402	Oued El Abtal	V	Oued Mina		5 365	195	1974-2011	3,00

^a P_{moy} : précipitations moyennes annuelles^b Cv : coefficient de variation^c T : températures moyennes annuelles

- TXx : soit TXx les températures maximales quotidiennes du mois k , période j . La température maximale quotidienne maximale chaque mois est alors : $TXx_{kj} = \max (TXx_{kj})$;
- TNx : soit TNx les températures minimales quotidiennes du mois k , période j . La température minimale quotidienne maximale chaque mois est alors : $TNx_{kj} = \max (TNx_{kj})$;
- TXn : soit TXn les températures maximales journalières du mois k , période j . La température maximale quotidienne minimale chaque mois est alors : $TXn_{kj} = \min (TXn_{kj})$;
- TNn : soit TNn les températures minimales journalières du mois k , période j . La température minimale quotidienne minimum chaque mois est alors : $TNn_{kj} = \min (TNn_{kj})$;
- les indices des précipitations maximales d'un jour ($Rx1day$) et de cinq jours consécutifs ($Rx5day$);
- les indices des conditions moyennes, c'est-à-dire les totaux annuels des précipitations (PRCPTOT).

Ces indices ont été calculés pour les jours humides, c'est-à-dire lorsque les précipitations journalières dépassent 1 mm pendant les années hydrologiques (de septembre à août). Les indices PRCPTOT ne décrivent pas les précipitations extrêmes, mais ils sont fréquemment utilisés pour évaluer l'homogénéité des séries de données sur les précipitations (WIJNGAARD *et al.*, 2003) et c'est la raison pour laquelle ils sont inclus dans l'analyse.

2.3.2 Indices de durée

Les indices de la durée maximale des périodes sèches (pluie journalière < 1 mm : CDD [jours secs consécutifs]) et des

périodes humides (pluie journalière ≥ 1 mm : CWD [jours pluvieux consécutifs]) ont été considérés.

2.3.3 Indices de fréquence de température

Les indices seuils, définis sur la base des:

- $SU25$: c'est le nombre annuel de jours où TX (température maximale quotidienne) est > 25 °C. Soit TX_{ij} la température maximale journalière le jour i de l'année j . On compte le nombre de jours où $TX_{ij} > 25$ °C;
- nuits tropicales ou $TR20$: c'est le nombre annuel de jours où la température minimale quotidienne est > 20 °C. Soit TN_{ij} la température minimale quotidienne le jour i de l'année j . On compte le nombre de jours où $TN_{ij} > 20$ °C.

2.4 Définition des indices hydrologiques

Étant donné que le calcul des indices hydrologiques n'est pas prévu dans le logiciel (RClimDex), nous avons fait une adaptation afin d'atteindre les objectifs visés par l'étude. La particularité de cette étude réside dans son approche méthodologique qui consiste à définir les indices et à les analyser. Il faut aussi ajouter que contrairement aux travaux antérieurs (DECHEMI *et al.*, 2003; TOUAZI *et al.*, 2011; HALLOUZ *et al.*, 2013) qui fondent leurs analyses sur des valeurs mensuelles et interannuelles, cette étude s'intéresse aux données journalières. En effet, les phénomènes d'inondation peuvent bien être journaliers; c'est-à-dire qu'un cours d'eau n'entre en crue qu'à la suite d'un ou plusieurs jours consécutifs

Tableau 2. Indices de précipitations, températures et débits journaliers.
Table 2. Indices of daily precipitation, temperatures, and flows.

Indice	Nom	Définition	Unité
Indices d'intensité			
PRCPTOT	Total annuel des pluies	Précipitations totales annuelles des jours pluvieux ($RR^a \geq 1,0$ mm)	mm
$Rx1day$	Hauteur maximale des précipitations d'un jour	Précipitation totale maximale d'un jour pluvieux	mm
$Rx5day$	Cumul maximal des précipitations de cinq jours	Précipitation totale maximale sur cinq jours pluvieux consécutifs pendant l'année	mm
TXx	Maximum des T_{max}	Température maximale la plus élevée dans l'année	°C
TNx	Maximum des T_{min}	Température minimale la plus élevée dans l'année	°C
TXn	Minimum des T_{max}	Température maximale la plus basse dans l'année	°C
TNn	Minimum des T_{min}	Température minimale la plus basse dans l'année	°C
Indices de durée			
CDD	Jours secs consécutifs	Nombre maximal de jours consécutifs avec précipitations journalières < 1 mm	Jours
CWD	Jours pluvieux consécutifs	Nombre maximal de jours consécutifs avec des précipitations journalières ≥ 1 mm	Jours
Indices de fréquence			
$SU25$	Jours d'été	Le nombre de jours dans l'année quand la TX (maximum journalière) > 25 °C	Jours
$TR20$	Nuits tropicales	Le nombre de jours dans l'année quand la TN (minimum journalières) > 20 °C	Jours
Débits (Programme d'adaptation en Afrique 2008-2012)			
$F_{min}1day$	Débit minimum d'une journée	Débit le plus faible observé en une journée pendant une année	$m^3 \cdot s^{-1}$
$F_{max}1day$	Débit maximum d'une journée	Débit le plus fort observé en une journée pendant une année	$m^3 \cdot s^{-1}$
$F10P$	Débit faible	Nombre des jours avec débits < 10 ^e percentile	Jours
$F90P$	Débit fort	Nombre des jours avec débits > 90 ^e percentile	Jours

^a Rain rate

pluvieux. C'est pourquoi toute étude des crues basée sur des données annuelles et mensuelles ne saurait mettre en évidence les fines modifications survenues sur les débits (MASSOUANGUI KIFOUALA et KANGA, 2012). Il existe une relation très concordante entre les extrêmes pluviométriques et les extrêmes hydrologiques (SU *et al.*, 2006).

Ainsi, les principaux indices hydrologiques que nous avons définis ne sont que des indices de seuil :

- Débit le plus faible observé en une journée pendant une année ($F_{min}1day$) et le débit le plus fort observé en une journée pendant une année ($F_{max}1day$);
- Nombre des jours avec débits < 10^e percentile ($F10p$) et le nombre des jours avec débits > 90^e percentile ($F90p$) calculés sur la période 1974-2010.

Les indices climatologiques et hydrologiques ont été calculés pendant les années hydrologiques (1^{er} septembre au 31 août).

2.5 Analyse statistique

Les tests statistiques utilisés pour analyser la variabilité spatiale et temporelle des indices de précipitations, températures et débits sont listés dans les sections suivantes.

2.5.1 Analyse de la variabilité spatiale : test de Kruskal-Wallis

Le test de Kruskal-Wallis est la généralisation du test de Wilcoxon-Mann Whitney pour un nombre d'échantillons supérieur à deux. Il a été développé dans les années 1950 (KRUSKAL et WALLIS, 1952).

2.5.1.1 Les principes du test de Kruskal-Wallis

On dispose de plusieurs échantillons ($K > 2$) dont les moyennes ($m_i, m_j, \dots$) et les variances ($s_{2_i}, s_{2_j}, \dots$) sont des estimateurs des moyennes ($\mu_i, \mu_j, \dots$) et variances ($\theta_{2_i}, \theta_{2_j}, \dots$) des populations d'où sont issus les échantillons. La question posée est : si $m_i, m_j, \dots$ sont différents (ce qui est facile à vérifier), en est-il de même pour $\mu_i, \mu_j, \dots$?

- Hypothèse nulle : « $H_0 : \mu_i = \mu_j = \dots$ »
- Hypothèse alternative : « H_1 : il existe au moins une moyenne différente des autres »

Comme dans chaque test non paramétrique, à la différence des tests paramétriques, le calcul ne porte pas sur les valeurs numériques des mesures issues des échantillons représentatifs des populations, mais sur leurs rangs attribués suite au classement des valeurs par ordre croissant. On s'affranchit ainsi des conditions de normalité des distributions et d'homogénéité des variances indispensables à la fiabilité des tests paramétriques.

- On commence donc par classer dans l'ordre croissant l'ensemble des mesures de tous les groupes étudiés.
- On calcule les sommes des rangs (V_k) des valeurs de chacun des k groupes ainsi que la somme totale des rangs de tous les groupes (V).
- On calcule les rangs moyens ($R_k = V_k/n_k$) pour chaque groupe ainsi que le rang moyen total ($R = V/N$). Ainsi, dans l'hypothèse nulle, l'écart moyen entre les R_k et R doit être minime, contrairement au cas où l'un des groupes se distingue des autres.
- La formule ci-dessous suit la loi de probabilité du Chi², à condition que chaque groupe dispose d'un effectif au moins égal à cinq mesures :

$$H = \frac{12}{n(n+1)} \sum_{i=1}^K n_i (R_i - R)^2 \quad (1)$$

Il n'y a pas de conditions d'utilisation du test (hormis l'échantillonnage aléatoire bien évidemment).

La fin du test de Kruskal-Wallis fournit en supplément un test *a posteriori* afin de préciser les conclusions si celles-ci révèlent que l'un au moins des groupes se distingue des autres. En effet, dans un tel cas, le test de Kruskal-Wallis ne permet pas de détecter quelle(s) moyenne(s) est (sont) différente(s) des autres.

Sil'hypothèse nulle est vérifiée, les moyennes conditionnelles des rangs sont proches de la moyenne globale (au fluctuation d'échantillonnage près) et H prend une valeur proche de 0. La région critique correspond aux grandes valeurs de H . Plus H s'écarte de 0, plus l'hypothèse alternative sera crédible (KRUSKAL et WALLIS, 1952).

Ce test a été utilisé par plusieurs études, telles que JAVARI (2016), PIZARRO *et al.* (2012), SAHIN et CIGIZOGLU (2010) et MBAYE *et al.* (2009).

2.5.2 Analyse de la variabilité temporelle : méthode de Mann-Kendall

Sachant qu'il n'existe pas d'autocorrélation entre les séries des extrêmes hydroclimatiques, le test non paramétrique de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975) est

préconisé pour identifier la tendance des séries. Il permet d'étudier la présence ou l'absence de tendance dans une série chronologique donnée. Le test de Mann-Kendall est basé sur la statistique S définie comme suit (YUE et WANG, 2002) :

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (2)$$

où S désigne la relation entre le nombre de paires d'observations, n est le nombre total d'échantillons et x_j représente les valeurs de données séquentielles :

$$\text{Sgn}(x) = \begin{cases} 1, X > 0 \\ 0, X = 0 \\ -1, X < 0 \end{cases} \quad (3)$$

MANN (1945) et KENDALL (1975) ont montré que lorsque $n \geq 8$, la statistique S est approximativement normalement distribuée avec la moyenne et la variance comme suit :

$$E(S) = 0 \quad (4)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n t_i i(i-1)(2i+5)}{18} \quad (5)$$

où t_i est le nombre de liens d'étendue i . La normale standard multivariable Z_{MK} est calculée comme suit :

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\text{Var}(S)} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\text{Var}(S)} & S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

La statistique standardisée Z_{MK} suit la distribution normale standard avec la moyenne de 0 et la variance de 1.

La statistique de test Z est utilisée comme mesure de la signification de la tendance. En fait, cette statistique de test est utilisée pour tester l'hypothèse nulle, H_0 . Si $|Z|$ est supérieur à $Z_{\alpha/2}$, où α représente le niveau de signification choisi (ex.: 5 % avec $Z_{0,025} = 1,96$), alors l'hypothèse nulle est invalide ce qui implique que la tendance est significative (MOTIEE et MCBEAN, 2009). Le signe de la tendance est défini par la statistique de Mann-Kendall Z_{MK} . Si Z est positif, la tendance est à la hausse, mais si Z est négatif, alors la tendance est à la baisse.

Ce test est recommandé par l'Organisation météorologique mondiale (SIROIS, 1998; MITCHELL *et al.*, 1966). Beaucoup

de chercheurs ont utilisé ce test dans leurs études (BUFFONI *et al.*, 1999; LANA *et al.*, 2004; MOSMANN *et al.*, 2004; SELESKI, 2004; SERRANO *et al.*, 1995; TOSIC, 2004; WIDMANN et SCHÄR 1997; VANNITSEM et DEMARÉE, 1991; NORRANT et DOUGUEDROIT, 2006; MAHERAS *et al.*, 2008; CHAOUCHE *et al.*, 2010; TRAMBLAY *et al.*, 2013; DRIOUECH *et al.*, 2010) pour la détection de tendances dans les séries pluviométriques et tester leur significativité. RENARD *et al.* (2008), LOPEZ-MORENO *et al.* (2011) et MORAN-TEJEDA *et al.* (2014) ont appliqué le test de Mann-Kendall pour l'analyse des tendances des séries chronologiques hydroclimatiques.

2.5.3 Test Rho de Spearman

Le test Rho de Spearman (SPEARMAN, 1904; LEHMANN et D'ABRERA 1976; SNEYERS, 1990) est une autre méthode non paramétrique basée sur le rang utilisé pour l'analyse des tendances et a été appliqué comme comparaison avec le test de Mann-Kendall. YUE et WANG (2002) ont examiné la puissance du test de Mann-Kendall et de Rho de Spearman pour détecter les tendances chronologiques monotones hydrologiques et ont montré que les deux sont tout aussi forts pour les données à long terme. Dans ce test, l'hypothèse nulle (H_0) du test est que toutes les données de la série temporelle sont indépendantes et distribuées de manière identique; tandis que l'hypothèse alternative (H_1) indique qu'il existe des tendances croissantes ou décroissantes (YUE et WANG, 2002). Les statistiques de test R_{sp} et les statistiques standardisées Z_{sp} sont définies comme suit:

$$R_{sp} = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (D_i - i)^2}{n(n^2 - 1)} \quad (7)$$

$$Z_{sp} = R_{sp} \sqrt{\frac{n-2}{1-R_{sp}^2}} \quad (8)$$

Dans ces équations, D_i est le rang de la $i^{\text{ème}}$ observation, i étant le numéro de l'ordre chronologique, n la longueur totale des données de séries temporelles et Z_{sp} la distribution de t -Student avec le degré de liberté ($n-2$). Les valeurs positives de la statistique de test normalisée Z_{sp} indiquent des tendances à la hausse, tandis que les Z_{sp} négatives indiquent des tendances à la baisse dans les séries temporelles. La valeur critique de t à un niveau de signification de 0,05 de la table de distribution de Student est définie par $t(n-2, 1-\alpha/2)$ (DAHMEN et HALL, 1990). La valeur de $t(n-2, 1-\alpha/2)$ pour $n = 35$ (la taille des séries de température et de précipitation dans cette étude) est de 2,03. Si $|Z_{sp}| > t(n-2, 1-\alpha/2)$, (H_0) est rejeté et une tendance significative existe dans la série chronologique étudiée.

2.5.4 L'approche de Theil-Sen

Cette approche (THEIL, 1950; SEN, 1968) a été utilisée pour estimer l'ampleur de la pente des tendances identifiées (par les méthodes de Mann-Kendall et Rho de Spearman). C'est une méthode non paramétrique basée sur la pente médiane. Cette dernière étant moins sensible aux valeurs aberrantes que les méthodes de régression traditionnelles, elle permet une évaluation plus fiable de la tendance (TAIBI *et al.*, 2015a).

Enfin, le niveau de signification statistique des tendances pour les valeurs p de ces tests est de $\alpha = 0,05$.

2.5.5 Corrélation pluie - température - débit

Afin de déterminer l'influence des pluies sur l'évolution temporelle des débits, une corrélation a été calculée entre les indices climatiques et les débits au moyen des coefficients de corrélation de Kendall (KENDALL, 1938; KENDALL, 1975). Cette corrélation mesure le degré de liaison entre deux séries chronologiques X et Y. C'est une procédure basée sur le rang et résiste donc à l'effet des valeurs inhabituelles (KHOMSI *et al.*, 2016).

3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

3.1 Variabilité interannuelle des indices des extrêmes des précipitations

Les indices annuels des extrêmes des précipitations sont calculés pour les six stations météorologiques du bassin versant de l'oued Mina. Ces indices sont présentés à la figure 3. Une baisse des totaux annuels des pluies (PRCPTOT avec RR [*rain rate*] $\geq 1,0$ mm) est enregistrée par les stations 1, 2, 3, 4 et 5 de la zone d'étude à partir de 1982 (Figure 3a). La station 6 indique une baisse à partir de 1987 qui s'est accentuée vers le début des années 2000, plus précisément en 2005. À partir de 2005, on observe une tendance à l'augmentation de PRCPTOT (RR $\geq 1,0$ mm) en comparaison des années précédentes pour les stations 1, 2 et 6. Par contre, les stations 3, 4 et 5 le montrent également dans une moindre mesure. Aussi, sur l'ensemble des stations, les précipitations totales annuelles des jours pluvieux (RR $\geq 1,0$ mm) ont connu une légère augmentation à partir de 1987 et 1996, mais qui restent toujours faibles comparée à 1982. On note aussi une baisse de jours de pluie consécutifs (CWD) en 1984-1985 sur les stations 4 et 5 et en 1988 sur les stations 1, 2 et 6 respectivement (Figure 3e). La baisse a été observée en 1991 à la station 3. L'indice *Rx1day* a enregistré une baisse en 1990 aux stations 2, 3, 4 et 5, mais à la station 6 cette baisse est observée en 1991 (Figure 3b). La station 1 affiche une baisse de cet indice à partir de 1986. Quant à l'indice *Rx5day*, la baisse était observée aux stations 2, 3, 4, 5 et 6 en

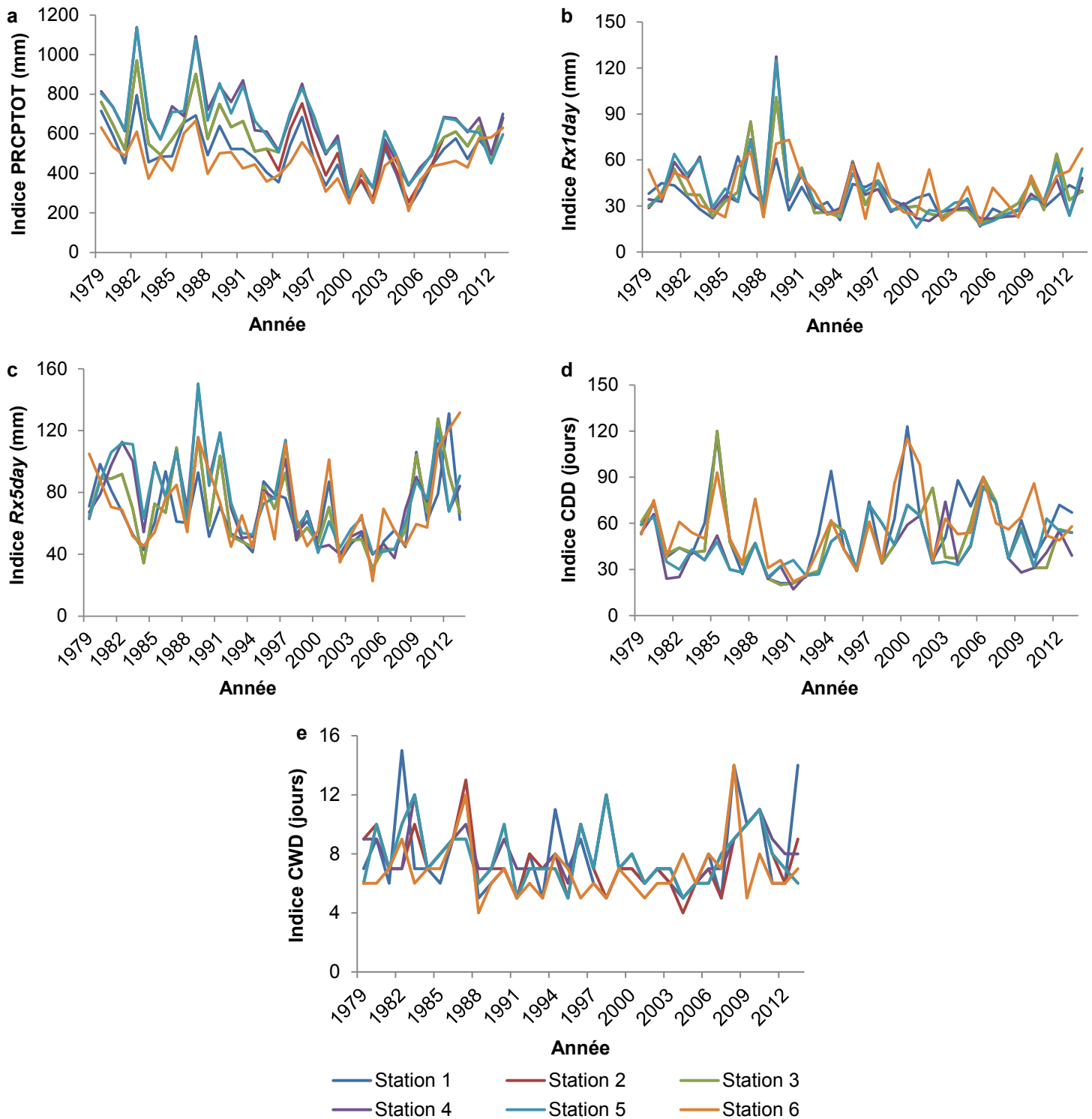


Figure 3. Évolution des indices de précipitation (définis au tableau 2) : a) PRCPTOT, b) Rx1day, c) Rx5day, d) CDD, e) CWD.
Evolution of precipitation indices (defined in table 2): a) PRCPTOT, b) Rx1day, c) Rx5day, d) CDD, e) CWD.

1990 sauf pour la station 1 où cette baisse a été observée bien avant, en 1986 (Figure 3b, c, e). Selon DEMMAK et OULD AMARA (2001), l'Algérie a connu au cours des 25 dernières années (1975-1998), une sécheresse intense et persistante qui a touché l'ensemble du territoire et a sévi particulièrement dans les régions ouest. Aussi, les études menées sur la pluviométrie du Nord-Ouest algérien ont montré une période déficitaire marquée à partir des années 1980 (TALIA, 2002; MEDDI

et al., 2002, MEDDI et MEDDI, 2007; MEDJERAB, 2005; BEKOUSSA et al., 2008).

En outre, l'année 2004 représente le plus faible nombre de jours de pluie (CWD = 4 jours) pour la station 2 et l'année 1982 affiche la plus grande valeur du nombre de jours pluvieux (CWD = 15 jours) pour la station 1.

Ainsi, l'indice de jours consécutifs secs (CDD) (Figure 3d) connaît une forte hausse sur la totalité des stations. En 2000, il est évalué à $123 \text{ j}\cdot\text{a}^{-1}$ pour la station 1 et à $115 \text{ j}\cdot\text{a}^{-1}$ pour la station 6. Cette hausse est très visible depuis le début des années 1980 jusqu'à la fin des années 2000.

Les tableaux 3, 4 et 5 montrent les résultats des tests de Mann-Kendall, R_{sp} et la pente de Sen. Un mélange de tendances négatives et positives a été observé à différentes stations. En outre, la statistique S du test de Mann-Kendall et le R_{sp} (Tableau 3) indiquent qu'il y a une tendance décroissante du total annuel des pluies (PRCPTOT) pour les stations 2, 3, 4 et 5 et une tendance décroissante des indices de précipitation totale maximale d'un jour pluvieux et de cinq jours pluvieux consécutifs ($Rx1day$ et $Rx5day$) pour les stations 4 et 5.

La pente de Sen, cependant, n'est pas très forte pour les stations de 2, 3, 4 et 5, ce qui implique que la tendance n'est pas aussi forte par rapport aux autres stations. Toutefois, le résultat du test de Mann-Kendall est différent pour le reste des indices sur l'ensemble du bassin versant de l'oued Mina puisque l'hypothèse nulle H_0 est acceptée, cela signifie qu'il n'y a pas de tendance observée pour ces indices.

En effet, il apparaît bien, dans l'ensemble, que les indices de pluies annuelles (PRCPTOT) indiquent une tendance négative pour la plupart des stations d'étude. Cette tendance est significative pour quatre stations de l'oued Mina, particulièrement celles qui se trouvent au sud et à l'ouest du bassin. La baisse des PRCPTOT varie entre environ $6 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ aux stations 2 et 3 et environ $9 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ à la station 5.

NOUACEUR (2010) a signalé une augmentation des fréquences des années humides à très humides enregistrées dans 15 stations algériennes (ces stations se distinguent par de longues séries temporelles et couvrent l'ensemble du territoire). Une diminution d'au moins 20 % des précipitations annuelles totales est également observée dans les cinq stations de la région de la Macta. La tendance à la baisse des précipitations moyennes annuelles a été observée par MEDDI *et al.* (2010) et TRAMBLAY *et al.* (2013). Ces études montrent une forte tendance à la baisse des totaux de précipitations et des jours de pluie avec une augmentation de la durée des périodes sèches, principalement pour le Maroc et l'Ouest algérien. HALLOUZ *et al.* (2013) ont montré une baisse des précipitations annuelles dans cette région à partir de la moitié des années 1970. Ainsi, les pluies enregistrées dans cette partie du monde s'inscrivent aussi dans les évolutions générales (MEDDI *et al.*, 2010; SEBBAR *et al.*, 2011; NOUACEUR, 2011; KHOMSI *et al.*, 2016), ces résultats coïncident aussi avec ceux trouvés par MEDDI et HUBERT (2003) et TAIBI *et al.*, (2015b) au Nord-Ouest de l'Algérie et d'autres auteurs en Méditerranée (KIOUTSIKOUKIS *et al.*, 2010; NORRANT et DOUGUÉDROIT, 2006; BRUNETTI *et al.*, 2001). La

hauteur maximale des précipitations d'un jour ($Rx1day$), le cumul de précipitation de cinq jours ($Rx5day$) et le nombre maximal de jours pluvieux consécutifs (CWD) affichent aussi des tendances négatives, mais pas significatives. Seule la station 4 a montré une baisse significative de $0,4 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ de $Rx1day$ et de $0,95 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ de $Rx5day$ et la station 5 a enregistré une baisse de $0,4 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ de $Rx1day$. Par contre, la fréquence du nombre de jours secs consécutifs (CDD) a connu une tendance positive, mais pas significative.

3.2 Variabilité interannuelle des indices des extrêmes des températures

La figure 4 montre l'évolution des indices annuels des extrêmes de température (TXx , TNx , TXn , TNn) et les indices annuels fixes basés sur des seuils ($SU25$ et $TR20$). Il y a une augmentation du nombre de jours d'été et de nuits tropicales pour les indices $SU25$ et $TR20$. En effet, l'indice des jours d'été ($SU25$) enregistre une augmentation depuis 1991 jusqu'en 2001 sur l'ensemble des stations, sauf pour la station 6 qui affiche une alternance entre augmentation et baisse de ce même indice. À partir de 2006, une baisse des jours d'été a été observée sur l'ensemble des stations étudiées (Figure 4a). Le maximum de jours d'été est enregistré par la station 6 avec 212 jours en 1995 et le minimum a été enregistré par la station 4 avec 128 jours d'été en 1991. L'augmentation des nuits tropicales ($TR20$) a été observée de 1986 au 1991 (Figure 4b). Par contre, la baisse effective de cet indice a commencé à partir de 2003 sur l'ensemble de stations. Ainsi, le maximum de nuits tropicales a été enregistré par la station 6 avec 81 jours en 1990 et le minimum de cet indice a été enregistré pour les stations 4 et 5 avec 7 jours en 2013. Un maximum des températures maximales (TXx) égal à $52,47^\circ\text{C}$ a été observé à la station 6 en 2001 (Figure 4c) et le maximum des températures minimales (TNx) qui est de $30,67^\circ\text{C}$ a été enregistré par la station 1 en 2001 (Figure 4d). Par ailleurs, le minimum des températures minimales (TNn) enregistre une baisse à partir du milieu des années 1980, et ce, sur l'ensemble des stations d'étude (Figure 4e). Le minimum des températures maximales (TXn) a pour sa part connu une baisse depuis la fin des années 1980 jusqu'au début des années 2000 (Figure 4f). Un retour à la baisse de cet indice a été, aussitôt, observé à partir de l'année 2000 sur l'ensemble des stations étudiées.

Le tableau 4 montre que seul l'indice d'occurrence annuelle des jours d'été (température maximale est supérieure à 25°C ($SU25$)) affiche des tendances positives statistiquement significatives au niveau de 5 % pour les stations 1, 2, 4, 5 et 6. Par contre, la station 3 affiche une tendance positive, mais non significative. De même, on observe des tendances positives et négatives, mais non significatives au niveau de 5 % pour le reste des indices.

Tableau 3. Test de Mann-Kendall, Rho de Spearman et pente de Sen pour les indices de pluie. Les « + » et « - » indiquent respectivement les tendances positive et négative. Les valeurs significatives au niveau 5 % sont en gras. Voir le tableau 2 pour la définition des variables.

Table 3. Mann-Kendall test, Spearman Rho, and Sen slope for rainfall indices. Symbol “+” and “-” respectively indicate positive and negative trends. Significant values at level 5% in bold. See table 2 for the definition of variables.

Indices de pluie	Statistique de Mann-Kendall (S)	Valeur p 5 %	Rho de Spearman (R_{sp})	Valeur p 5 %	Pente de Sen 5 %
Station 1					
<i>Rx1day</i>	-67	0,352	-0,16	0,212	-0,183
<i>Rx5day</i>	-55	0,446	-0,10	0,899	-0,350
CDD	+97	0,173	+0,23	0,054	+0,609
CWD	-12	0,873	-0,11	0,133	+0,000
PRCPTOT	-113	0,112	-0,27	0,563	-4,050
Station 2					
<i>Rx1day</i>	-63	0,382	-0,17	0,355	-0,221
<i>Rx5day</i>	-86	0,227	-0,18	0,106	-0,565
CDD	+42	0,560	+0,10	0,063	+0,280
CWD	-74	0,289	-0,21	0,152	+0,000
PRCPTOT	-157	0,026	-0,39	<0,0001	-6,473
Station 3					
<i>Rx1day</i>	-63	0,372	-0,19	0,343	-0,231
<i>Rx5day</i>	-86	0,237	-0,17	0,248	-0,575
CDD	+42	0,550	+0,12	0,295	+0,270
CWD	-74	0,279	-0,22	0,133	+0,000
PRCPTOT	-157	0,026	-0,37	0,001	-6,465
Station 4					
<i>Rx1day</i>	-163	0,021	-0,42	0,001	-0,407
<i>Rx5day</i>	-144	0,042	-0,35	0,017	-0,950
CDD	+106	0,136	+0,25	0,176	+0,400
CWD	-24	0,734	-0,16	0,124	+0,000
PRCPTOT	-207	0,003	-0,53	0,006	-8,275
Station 5					
<i>Rx1day</i>	-149	0,035	-0,37	0,001	-0,406
<i>Rx5day</i>	-137	0,053	-0,33	0,021	-0,928
CDD	+117	0,099	+0,30	0,550	+0,438
CWD	-44	0,532	-0,15	0,380	+0,000
PRCPTOT	-249	0,000	-0,60	0,003	-9,063
Station 6					
<i>Rx1day</i>	-41	0,573	-0,10	0,610	-0,120
<i>Rx5day</i>	-11	0,888	-0,02	0,724	-0,124
CDD	+76	0,286	+0,21	0,152	+0,357
CWD	+5	0,953	+0,04	0,184	+0,000
PRCPTOT	-79	0,270	-0,20	0,561	-2,167

Ainsi, le nombre de jours d'été (SU25) présente les valeurs les plus élevées de la pente ($0,30 \text{ j}\cdot\text{a}^{-1}$) et la statistique de Mann-Kendall ($S = 68$) avec une valeur p à deux faces bien inférieure au niveau de confiance α de 5 % pour la station 5. NOUACEUR *et al.* (2013), dans leur étude sur les changements climatiques sur le littoral algérien, ont trouvé que l'évolution des températures maximales et minimales semble comparable, d'où la première période fraîche qui se prolonge jusqu'en 1986

pour les maximums, alors qu'elle ne dépasse pas 1984 pour les minimums. À partir de 1994, la hausse paraît plus affirmée pour les maximums.

En outre, à des niveaux de signification plus faibles ($\alpha = 10 \%$), une tendance significative au réchauffement a été observée pour toutes les stations (Tableau 4), d'où on observe une nette augmentation du nombre de nuits et de jours pour

Tableau 4. Test de Mann-Kendall et pente de Sen pour les indices de température. Les « + » et « - » indiquent respectivement les tendances positive et négative. Les valeurs significatives au niveau 5 % sont en gras. Voir le tableau 2 pour la définition des variables.

Table 4. Mann-Kendall test and Sen slope for temperature indices. Symbol “+” and “-” respectively indicate positive and negative trends. Significant values at level 5% in bold. See table 2 for the definition of variables.

Indices de température	Statistique de Mann-Kendall (S)	Valeur <i>p</i>	Signification à		Pente de Sen 5 %
			5 %	10 %	
Station 1					
<i>TN_n</i>	-99	0,065	Non	Oui	-0,021
<i>TN_x</i>	+23	0,055	Non	Oui	+0,003
<i>TX_x</i>	-81	0,058	Non	Oui	-0,027
<i>SU25</i>	+63	0,037	Oui	Oui	+0,025
<i>TX_n</i>	+7	0,053	Non	Oui	+0,007
<i>TR20</i>	+45	0,063	Non	Oui	+0,125
Station 2					
<i>TN_n</i>	-11	0,088	Non	Oui	-0,003
<i>TN_x</i>	-38	0,082	Non	Oui	-0,013
<i>TX_x</i>	-112	0,088	Non	Oui	-0,032
<i>SU25</i>	+33	0,045	Oui	Oui	+0,014
<i>TX_n</i>	-8	0,078	Non	Oui	-0,003
<i>TR20</i>	+55	0,056	Non	Oui	+0,121
Station 3					
<i>TN_n</i>	-11	0,088	Non	Oui	-0,003
<i>TN_x</i>	-35	0,063	Non	Oui	-0,013
<i>TX_x</i>	-121	0,088	Non	Oui	-0,032
<i>SU25</i>	+43	0,055	Non	Oui	+0,143
<i>TX_n</i>	-3	0,097	Non	Oui	-0,003
<i>TR20</i>	+65	0,066	Non	Oui	+0,121
Station 4					
<i>TN_n</i>	-54	0,065	Non	Oui	-0,018
<i>TN_x</i>	+17	0,082	Non	Oui	+0,007
<i>TX_x</i>	-36	0,062	Non	Oui	-0,009
<i>SU25</i>	+38	0,049	Oui	Oui	+0,014
<i>TX_n</i>	-29	0,069	Non	Oui	-0,015
<i>TR20</i>	+24	0,074	Non	Oui	+0,063
Station 5					
<i>TN_n</i>	-19	0,080	Non	Oui	-0,008
<i>TN_x</i>	+34	0,064	Non	Oui	+0,015
<i>TX_x</i>	-37	0,060	Non	Oui	-0,011
<i>SU25</i>	+68	0,034	Oui	Oui	+0,300
<i>TX_n</i>	-4	0,097	Non	Oui	-0,001
<i>TR20</i>	+33	0,065	Non	Oui	+0,065
Station 6					
<i>TN_n</i>	-42	0,056	Non	Oui	-0,016
<i>TN_x</i>	-82	0,052	Non	Oui	-0,042
<i>TX_x</i>	-61	0,093	Non	Oui	-0,034
<i>SU25</i>	+39	0,048	Oui	Oui	+0,015
<i>TX_n</i>	+33	0,065	Non	Oui	+0,018
<i>TR20</i>	+3	0,098	Non	Oui	+0,000

Tableau 5. Test de Mann-Kendall et pente de Sen pour les indices de débit. Les « + » et « - » indiquent respectivement les tendances positive et négative. Les valeurs significatives au niveau 5 % sont en gras. Voir le tableau 2 pour la définition des variables.

Table 5. Mann-Kendall test and Sen slope for discharge indices. Symbol “+” and “-” respectively indicate positive and negative trends. Significant values at level 5% in bold. See table 2 for the definition of variables.

Indices de débit		Statistique de Mann-Kendall (S)	Valeur p	Signification à		Pente de Sen 5 %
				5 %	10 %	
Station I	<i>F10P</i>	+12	0,756	Non	Non	0,50
	<i>F90P</i>	-12	0,756	Non	Non	-0,50
Station II	<i>F10P</i>	-200	0,016	Oui	Oui	-1,89
	<i>F90P</i>	+201	0,015	Oui	Oui	+1,94
Station III	<i>F10P</i>	-252	<0,0001	Oui	Oui	-4,65
	<i>F90P</i>	+253	<0,0001	Oui	Oui	+4,65
Station IV	<i>F10P</i>	+227	0,003	Oui	Oui	+1,42
	<i>F90P</i>	-227	0,003	Oui	Oui	-1,42
Station V	<i>F10P</i>	-326	<0,0001	Oui	Oui	-1,84
	<i>F90P</i>	+326	<0,0001	Oui	Oui	+1,86

les deux indices *SU25* et *TR20*. Aussi, l'indice du minimum des températures les plus basses dans l'année (*TNn*) présentait un comportement similaire avec seulement des tendances négatives (6 stations), montrant que la température minimum diminue dans cette région. L'indice de température absolue *TXx* (valeur maximale annuelle de la température maximale quotidienne) dans le tableau 4 présente un profil avec des changements négatifs importants. Il est possible d'observer dans l'indice du maximum des températures les plus basses dans l'année (*TXn*) un comportement similaire, avec seulement des tendances négatives (stations 2, 3, 4 et 5), montrant que la valeur minimale de la température maximale quotidienne diminue également. L'indice du minimum des températures les plus fortes dans l'année (*TNx*), c'est-à-dire la valeur maximale de la température minimale quotidienne de l'air, montre trois stations avec des tendances positives et trois stations avec des tendances négatives.

Ainsi, dans les régions de l'Afrique du Nord et en Algérie, l'évolution des températures (hausse des minimums et des maximums) est conforme à la situation mondiale (SEBBAR *et al.*, 2012; AMRAOUI *et al.*, 2011), avec des particularités régionales comme au Maroc (KHOMSI *et al.*, 2016). Ainsi, après deux décennies de sécheresses observées dans les années 1980 et 1990, l'amorce de périodes beaucoup plus humides est notée en Algérie et dans tout le Maghreb (AMYAY *et al.*, 2012). Ce réchauffement observé peut probablement s'expliquer par la croissance de la population, accompagnée de l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre et de l'urbanisation et de l'industrialisation croissantes (JANCOVICI, 2004).

3.3 Variabilité interannuelle des indices des extrêmes hydrologiques

3.3.1 Évolution du débit minimum (*Fmin1day*)

Les débits minimums des stations Ain Hamara, oued El Abtal et Sidi Abdelkader Djilali accusent une baisse continue (Figure 5). Cette baisse est estimée respectivement à $0,18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, à $0,76 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et à $0,20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ par année. Pour la station de Sidi Abdelkader Djilali (Figure 5a), les valeurs les plus élevées de débit minimum ont été enregistrées en 1989. Elles sont de $0,241 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mais à partir de cette date les débits ne cessent de diminuer jusqu'à atteindre des valeurs nulles ou proches de zéro, et ce, à partir de la fin des années 1990 et début des années 2000. En outre, la station de l'oued El Abtal (Figure 5b) a enregistré un débit minimum important en 1974 de l'ordre de $1,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mais au milieu des années 1970 un retour vers la baisse est observé jusqu'à atteindre des valeurs nulles depuis la fin des années 1980 jusqu'en 2002. À partir de 2003, les débits minimums affichent des diminutions variant de $0,063 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 2003 à $0,002 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 2011. La valeur maximale du débit minimum enregistré par la station de Ain Hamara (Figure 5c) est de $0,55 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ observé en 2008. À partir de 1977 le débit minimum baisse jusqu'à atteindre des valeurs nulles depuis la fin des années 1988 jusqu'en 1996. Cependant, une légère augmentation a été observée en 1997 et 1998, puis un retour vers des valeurs nulles de 1999 à 2003. De 2004 à 2008 une augmentation des débits minimums a de nouveau été observée.

Pour les stations de Takhmert (Figure 5d) et Sidi Ali Ben Amar (Figure 5e), le plus fort débit minimum a été enregistré en 1974 de l'ordre de $0,12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $0,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivement, mais à partir de cette date le débit minimum ne cesse de baisser. En 1994, la station de Takhmert connaît une augmentation de

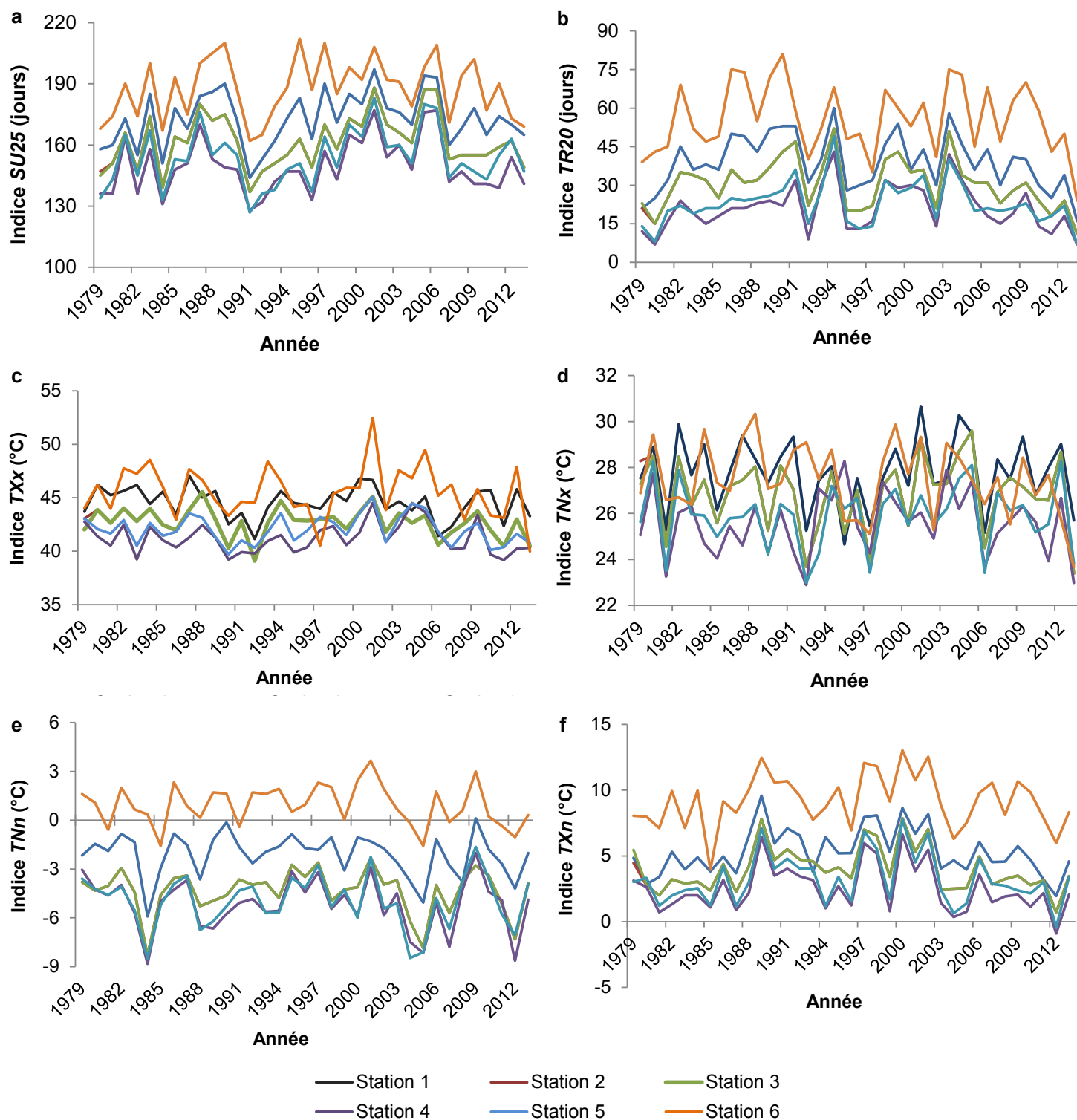


Figure 4. Évolution des indices des extrêmes de température (définis au tableau 2) : a) SU25, b) TR20, c) TXx, d) TNx, e) TNn, f) TXn.
 Evolution of temperature extreme indices (defined in table 2): a) SU25, b) TR20, c) TXx, d) TNx, e) TNn, f) TXn.

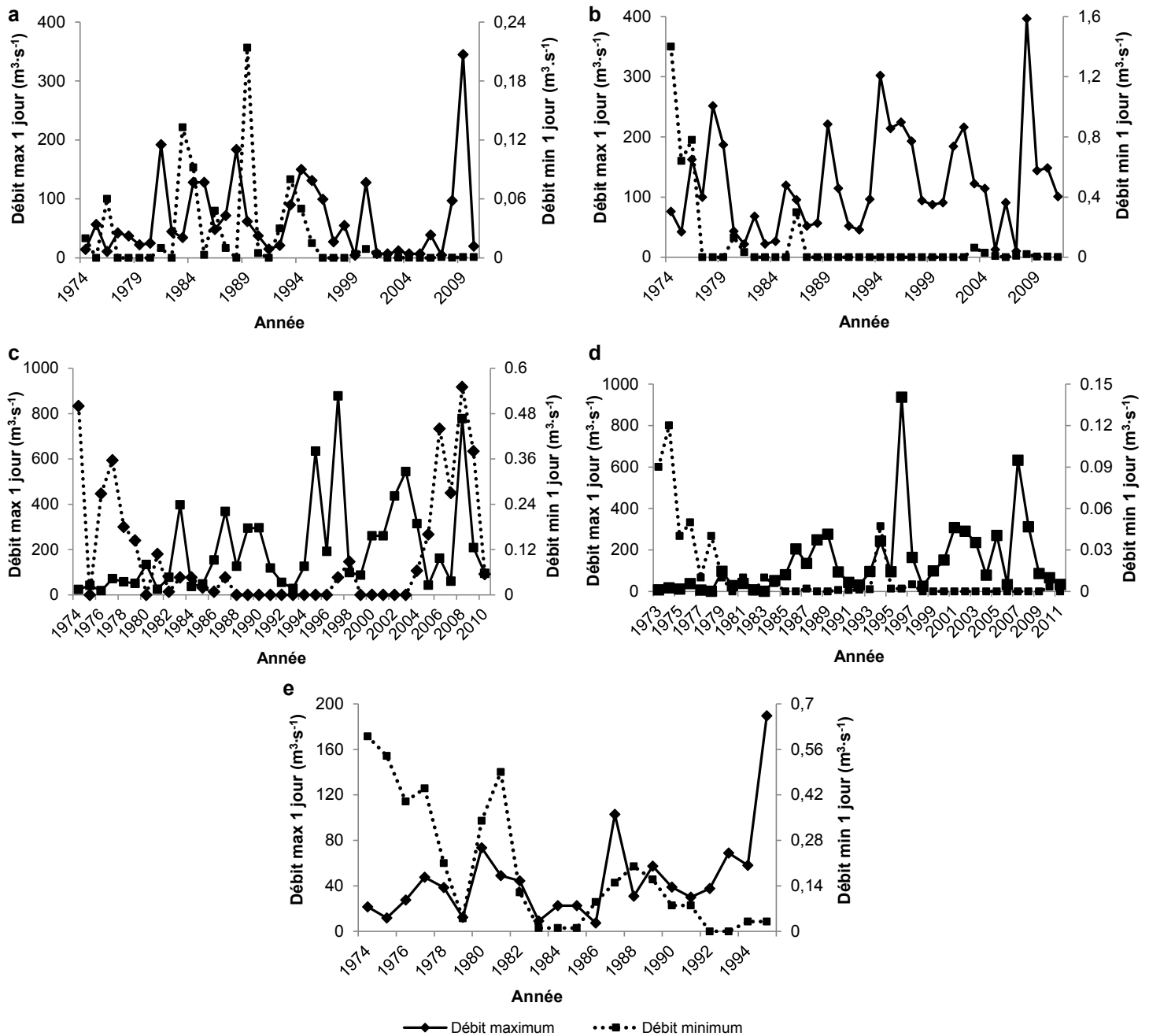


Figure 5. Évolution des débits minimums (axe de droite) et maximum (axe de gauche) journaliers des stations : a) Sidi Abdelkader Djilali (IV), b) oued El Abtal (V), c) Ain Hamara (III), d) Takhmert (II), e) Sidi Ali Ben Amar (I).
Evolution of the minimum (right axis) and maximum (left axis) daily discharges of stations: a) Sidi Abdelkader Djilali (IV), b) wadi El Abtal (V), c) Ain Hamara (III), d) Takhmert (II), e) Sidi Ali Ben Amar (I).

débit et enregistre une valeur de $0,0472 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$; un retour à la baisse avec des valeurs nulles a été observé à partir de 1995. En outre, la baisse des débits minimums à la station de Sidi Ali Ben Amar a été observée à partir de 1981.

3.3.2 Évolution du débit maximum ($F_{\text{max}1\text{day}}$)

L'évolution des débits maximums journaliers présente une tendance à la baisse depuis la fin des années 1970 jusqu'au début des années 1990 pour les stations de Sidi Abdelkader Djilali, oued El Abtal, Ain Hamara et Takhmert (Figures 5a à

5d), mais pour la station de Sidi Ali Ben Amar (Figure 5e), la baisse a commencé vers la fin des années 1970 jusqu'en 1987 où cette station a enregistré un débit max de plus de $102 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, puis un retour vers la baisse a été observé après cette date. Cette baisse est vraiment ressentie à partir de la fin des années 1990 et début des années 2000 et est de l'ordre de 20 m^3 d'eau en moyenne par année aux stations de Ain Hamara et Takhmert, de 40 m^3 à la station de l'oued El Abtal et de 25 m^3 à la station de Sidi Abdelkader Djilali.

Les stations du nord du bassin de l'oued Mina, à savoir celles de Sidi Abdelkader Djilali (Figure 5a) et oued El Abtal (Figure 5b), enregistrent les plus fortes valeurs des débits maximums vers la fin des années 2000 (entre 2008 et 2009) qui correspondent à des années plus humides. Les baisses de ces débits ont été observées depuis la fin des années 1970 jusqu'à la fin des années 1990.

Quant aux stations du sud (Ain Hamara et Takhmert [Figures 5c et 5d]), les débits maximums ont atteint, respectivement, leurs valeurs plus élevées en 1997 et 1996. Des valeurs faibles des débits maximums ont été enregistrées par ces deux stations depuis le début des années 1970 jusqu'au début des années 1980.

La station de Sidi Ali Ben Amara (Figure 5e) a enregistré la plus forte valeur de débit maximum en 1995. Cependant, une baisse a été observée pendant les années 1980 (de 1981 à 1986), puis une augmentation en 1987 et, à partir de cette date, un retour à la baisse s'est installé.

Dans l'ensemble de ces cours d'eau, la période allant de 1975 à 2007 a été très critique. C'est pendant cette phase qu'ont été observées les plus basses valeurs des débits journaliers maximums.

3.3.3 Évolution des débits faibles ($F10p$) et des débits forts ($F90p$)

Le nombre de jours de débits faibles est en nette augmentation sur le bassin versant de l'oued Mina. Cette augmentation est plus accusée sur l'oued Haddad. Elle est estimée à plus de 35 j·a⁻¹ en moyenne. À partir de 1990, on en a compté 38 jours (Figure 6).

Le nombre de jours de débits forts (au-dessus du 90^e percentile) évolue de façon opposée au $F10p$ (Figure 6). Ce constat est valable aussi bien pour la station de Sidi Abdelkader Djilali que pour les stations de Ain Hamara et Takhmert et pour la station de l'oued El Abtal. La plus importante baisse est survenue dans l'oued Mina à la station de l'oued El Abtal. La diminution est de l'ordre de 221 jours en 1985 (Figure 6b).

En effet, la tendance est statistiquement significative pour $F90p$ et $F10p$ pour les quatre stations du bassin. Les stations du sud-ouest du bassin, à savoir celles de Ain Hamara et oued El Abtal montrent des tendances à la baisse des débits faibles ($F10p$) qui varient d'environ 1,84 à 4,65 j·a⁻¹. Des tendances positives des débits forts (au-dessus du 90^e percentile : $F90p$) varient de 1,86 à 4,65 j·a⁻¹. L'augmentation des jours de débits forts (au-dessus du 90^e percentile) à la station de l'oued El Abtal peut s'expliquer par l'existence à l'amont du barrage Bakhadda sur l'oued Mina avec une capacité de plus de 56 millions de mètres cubes (Tableau 5).

À l'opposé, la station du nord du bassin de Sidi Abdelkader Djilali affiche des tendances à la baisse des débits forts (au-dessus du 90^e percentile : $F90p$) de plus de 1,4 j·a⁻¹ et des tendances positives des débits faibles ($F10p$) de plus de 1,42 j·a⁻¹.

Par contre, pour la station de Sidi Ali Ben Amar, les tendances des débits faibles ($F10p$) sont positives et les tendances des débits forts ($F90p$) sont négatives, mais non significatives pour les deux.

3.4 Variabilité spatiale des indices des précipitations, des températures et des débits

3.4.1 Test Kruskal-Wallis

L'application du test non paramétrique de Kruskal-Wallis sur les indices de pluie, température et débit (Tableaux 6, 7, 8) a confirmé que ces derniers présentent une grande variabilité spatiale, puisque la valeur p calculée est nettement inférieure au niveau de signification $\alpha = 0,05$; on doit donc rejeter l'hypothèse H_0 (les échantillons ne sont pas significativement différents).

Par ailleurs, les indices annuels de pluie sont calculés pour les six stations météorologiques du bassin versant de l'oued Mina. La figure 7 montre la répartition spatiale des tendances dans les séries annuelles du CDD (Figure 7a), CWD (Figure 7b), PRCPTOT (Figure 7c), $Rx1day$ (Figure 7d) et $Rx5day$ (Figure 7e). Il existe une nette décroissance de jours de pluie montrée par les indices CWD, PRCPTOT, $Rx1day$ et $Rx5day$ dans le centre (station 4) et le sud (stations 2, 3 et 5) du bassin, par contre les stations 6 et 1, situées dans le nord du bassin, sont caractérisées par des CWD en nette augmentation. Cette croissance varie de 0,06 % à 0,16 % de jours par an.

Pour le PRCPTOT, la décroissance est plus impressionnante pour les stations situées dans la partie sud du bassin. Il s'agit de la station 5 (-9,962 mm d'eau par an) et la station 2 (-6,907 mm d'eau par an). Quant à la partie nord du bassin, pour le PRCPTOT, la décroissance est de l'ordre de -2,301 mm d'eau par an pour la station 6 et de -4,317 mm d'eau par an pour la station 1. On constate que dans cette partie du bassin, les totaux pluviométriques ont accusé une diminution, tandis que les périodes considérées comme humides ont augmenté.

Ainsi, la croissance de l'indice CDD (Figure 7a) est plus considérable aux stations 1, 4, 5 et 6. Elle varie entre 0,387 % et 0,517 % de jours par an. Pour les deux autres stations situées dans la partie sud du bassin à savoir 2 et 3, la croissance est assez faible. Elle ne dépasse guère 0,117 % de jours par an.

Par conséquent, on voit des différences significatives entre le total annuel des jours pluvieux (PRCPTOT) et le nombre maximal de jours consécutifs pluvieux (CWD) avec les autres

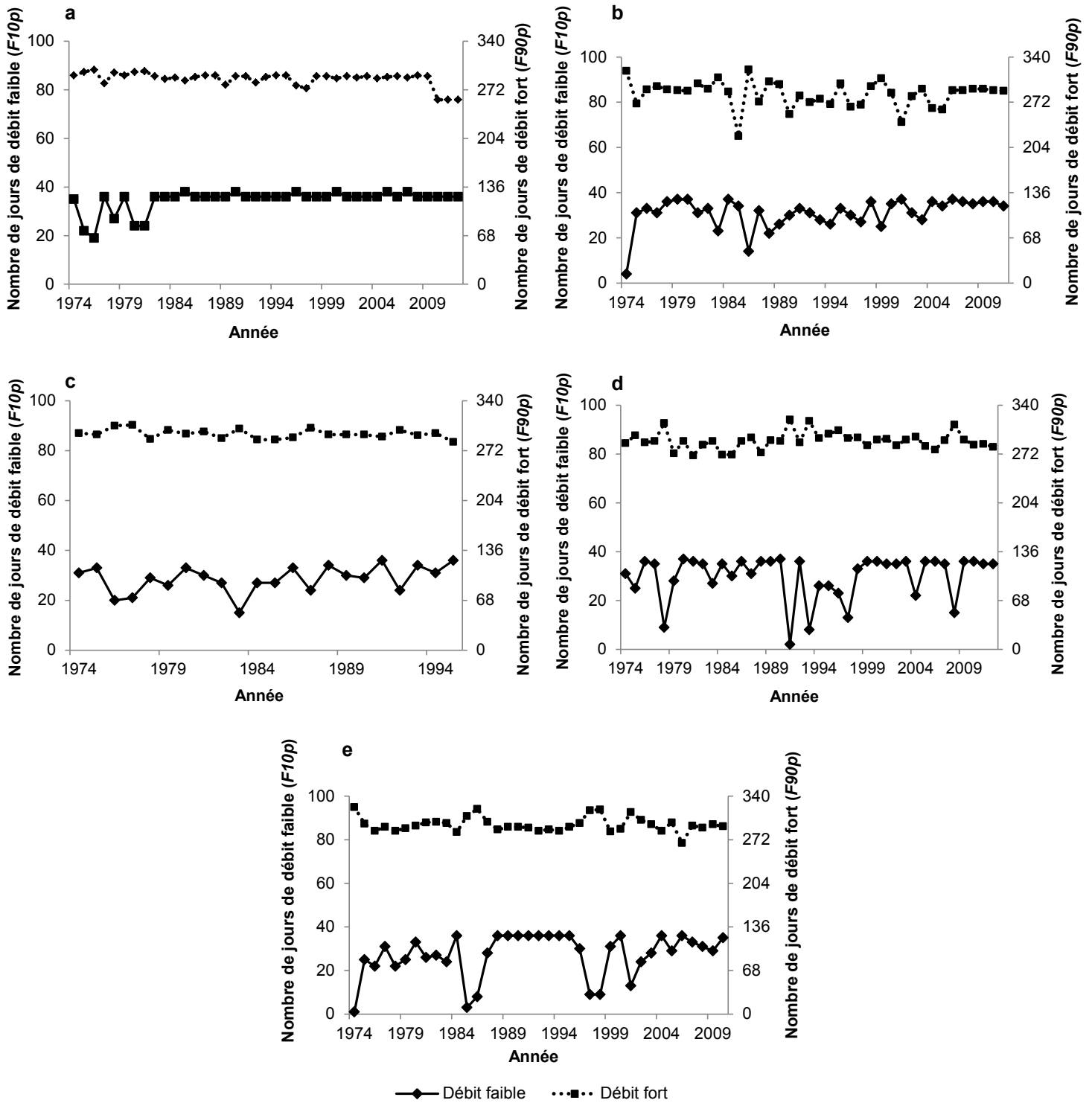


Figure 6. Évolution du nombre de jours de débits faibles et forts des stations : a) Sidi Abdelkader Djilali (IV), b) oued El Abtal (V), c) Ain Hamara (III), d) Takhmert (II), e) Sidi Ali Ben Amar (I).

Evolution of low and high daily discharges of stations: a) Sidi Abdelkader Djilali (IV), b) wadi El Abtal (V), c) Ain Hamara (III), d) Takhmert (II), e) Sidi Ali Ben Amar (I).

Table 6. Kruskal-Wallis test on rainfall indices (S: significant value at level 5%). See table 2 for the definition of variables.

[illegible]

Table 7. Kruskal-Wallis test on temperature indices (S: significant value at level 5%). See table 2 for the definition of variables.

[illegible]

Tableau 8. Test de Kruskal-Wallis sur les indices de débit. Les valeurs p significatives au niveau 5 % sont en gras. Voir le tableau 2 pour la définition des variables.

Table 8. Kruskal-Wallis test on discharge indices. Significant p -values at level 5% in bold. See table 2 for the definition of variables.

		Station 1		Station 2		Station 3		Station 4		Station 5	
		F90P	F10P	F90P	F10P	F90P	F10P	F90P	F10P	F90P	F10P
Station I	F90P	1	0,0006	<0,0001	0,6422	0,0001	0,9283	<0,0001	0,0287	<0,0001	0,0106
	F10P	0,0006	1	0,6406	<0,0001	0,9256	0,0001	0,0286	<0,0001	0,0105	<0,0001
Station II	F90P	<0,0001	0,6406	1	<0,0001	0,6824	<0,0001	0,0428	<0,0001	0,0140	<0,0001
	F10P	0,6422	<0,0001	<0,0001	1	<0,0001	0,6813	<0,0001	0,0427	<0,0001	0,0139
Station III	F90P	0,0001	0,9256	0,6824	<0,0001	1	<0,0001	0,0207	<0,0001	0,0065	<0,0001
	F10P	0,9283	0,0001	<0,0001	0,6813	<0,0001	1	<0,0001	0,0205	<0,0001	0,0065
Station IV	F90P	<0,0001	0,0286	0,0428	<0,0001	0,0207	<0,0001	1	<0,0001	0,6694	<0,0001
	F10P	0,0287	<0,0001	<0,0001	0,0427	<0,0001	0,0205	<0,0001	1	<0,0001	0,6694
Station V	F90P	<0,0001	0,0105	0,0140	<0,0001	0,0065	<0,0001	0,6694	<0,0001	1	<0,0001
	F10P	0,0106	<0,0001	<0,0001	0,0139	<0,0001	0,0065	<0,0001	0,6694	<0,0001	1

indices pluviométriques sur l'ensemble des stations du bassin versant de l'oued (Tableau 6).

À la fin, la région d'étude est marquée par un contexte climatique de diminution des précipitations, en particulier dans la partie sud. Cette récession se traduit par une tendance à la baisse des totaux des pluies, des jours humides consécutifs, des jours très humides et une augmentation des jours secs consécutifs.

En outre, les indices annuels des extrêmes de température ont été calculés pour les six stations de la zone d'étude. La figure 8 montre la répartition spatiale des tendances dans les séries annuelles de TN_x , TN_n , TX_n , TX_x et $SU25$.

Le maximum des températures minimales (TN_x) accuse une décroissance dans toutes les stations analysées, exception faite pour la station 4 (0,004 °C) et la station 5 (0,006 °C). Cette baisse va de -0,005 à -0,042 °C (Figure 8a), mais à la station 1, la tendance est à la stabilité (0 °C). L'indice de température minimale la plus basse dans l'année (TN_n) présente une variabilité spatiale dans les stations du nord du bassin. Il évolue en nette décroissance (Figure 8b). Cet indice varie de -0,006 °C à la station 5 à -0,02 °C aux stations 1 et 4. La figure 8c présente l'évolution du minimum de températures maximales (TX_n) sur l'ensemble de la zone d'étude de 1979 à 2013. Cette évolution est dominée par une tendance à la baisse généralisée. La baisse la plus importante est survenue à la station 4 (-0,02 °C) et à la station 3 (-0,012 °C). Dans le reste des stations, elle gravite autour de -0,004 à -0,01 °C. Il convient de souligner qu'à la station 6 (0,018 °C) l'évolution de TX_n est marquée par une hausse. Le maximum des températures minimales (TX_x) présente une tendance caractérisée aussi par une baisse (Figure 8d). Cette baisse varie suivant les cas entre -0,009 et -0,038 °C, mais la station 4 accuse une hausse de l'ordre de 0,001 °C. L'évolution de l'indicateur de la durée

des jours d'été présente une tendance dominée par une hausse (Figure 8e). La hausse est observée aux stations 1 (0,264 % de jours par an), 2 (0,191 % de jours par an), 3 (0,193 % de jours par an), 4 (0,222 % de jours par an), 5 (0,281 % de jours par an) et 6 (0,154 % de jours par an). En effet, le réchauffement climatique est une réalité dans la région d'étude. Les indices du nombre de jours dans l'année où la température maximale journalière est supérieure à 25 °C ($SU25$) sont différents dans les stations du nord (station 1) du bassin d'étude (altitude > 500 m) comparés à ceux du sud (stations 2, 3 et 5), ce qui a été effectivement confirmé par l'application du test de Kruskal-Wallis (Tableau 7).

Les valeurs des débits forts ($F90p$) et des débits maximums (un jour) des oueds du bassin versant de l'oued Mina affichent une nette décroissance des écoulements. Par contre, les valeurs des débits faibles ($F10p$) et les débits minimums (un jour) sont en forte croissance du nord vers le sud et d'est en ouest de la zone d'étude (Figure 9).

D'après le tableau 8, il existe une différence significative entre les indices de débits faibles ($F10p$) et de débits forts ($F90p$) des stations. Ainsi, la variabilité des jours de débits forts ($F90p$) augmente du sud vers le nord du bassin.

3.5 Corrélations entre les indices de pluie et de températures annuelles et les indices de débits

Il s'agit de mettre en évidence l'influence des différents indices de pluies et de températures annuelles sur la tendance des débits observés au cours des 35 dernières années (Tableau 9). Il apparaît que la station 5 qui a connu une baisse significative de PRCPTOT montre une corrélation positive significative avec le nombre de jours de débits forts et une corrélation négative significative avec le nombre de jours de débits faibles.

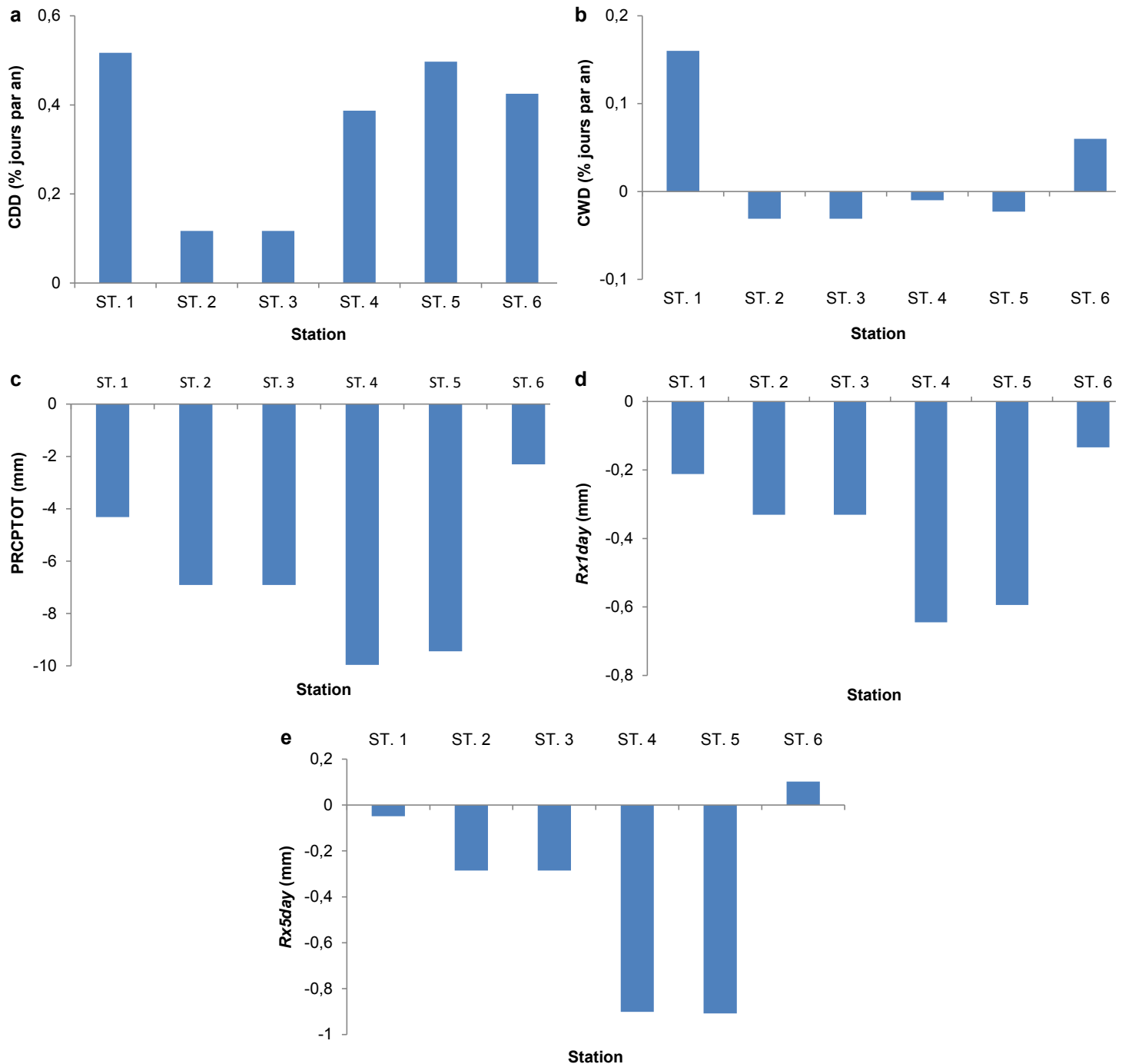


Figure 7. Indices de précipitation (définis au tableau 2) par station : a) CDD, b) CWD, c) PRCPTOT, d) *Rx1day*, e) *Rx5day*.
 Precipitation indices (defined in table 2) per station: a) CDD, b) CWD, c) PRCPTOT, d) *Rx1day*, e) *Rx5day*.

Par contre, pour le reste des stations, cet indice affiche des corrélations négatives avec le nombre de jours de débits forts et des corrélations positives avec le nombre des jours de débits faibles, mais qui restent non significatives.

Les corrélations entre les indices de la hauteur maximale des précipitations d'un jour (*Rx1day*), le cumul de précipitation de 5 jours (*Rx5day*), le nombre maximal de jours pluvieux consécutifs (CWD), le nombre de jours secs consécutifs

(CDD) et les indices des débits ne sont pas clairement mises en évidence. Ceci est probablement dû au fait que l'évolution temporelle de ces indices n'a pas connu de changement significatif durant la période 1979-2012.

Quant aux indices de températures, il existe :

- Une corrélation positive statistiquement significative entre le nombre de jours dans l'année où le minimum de la

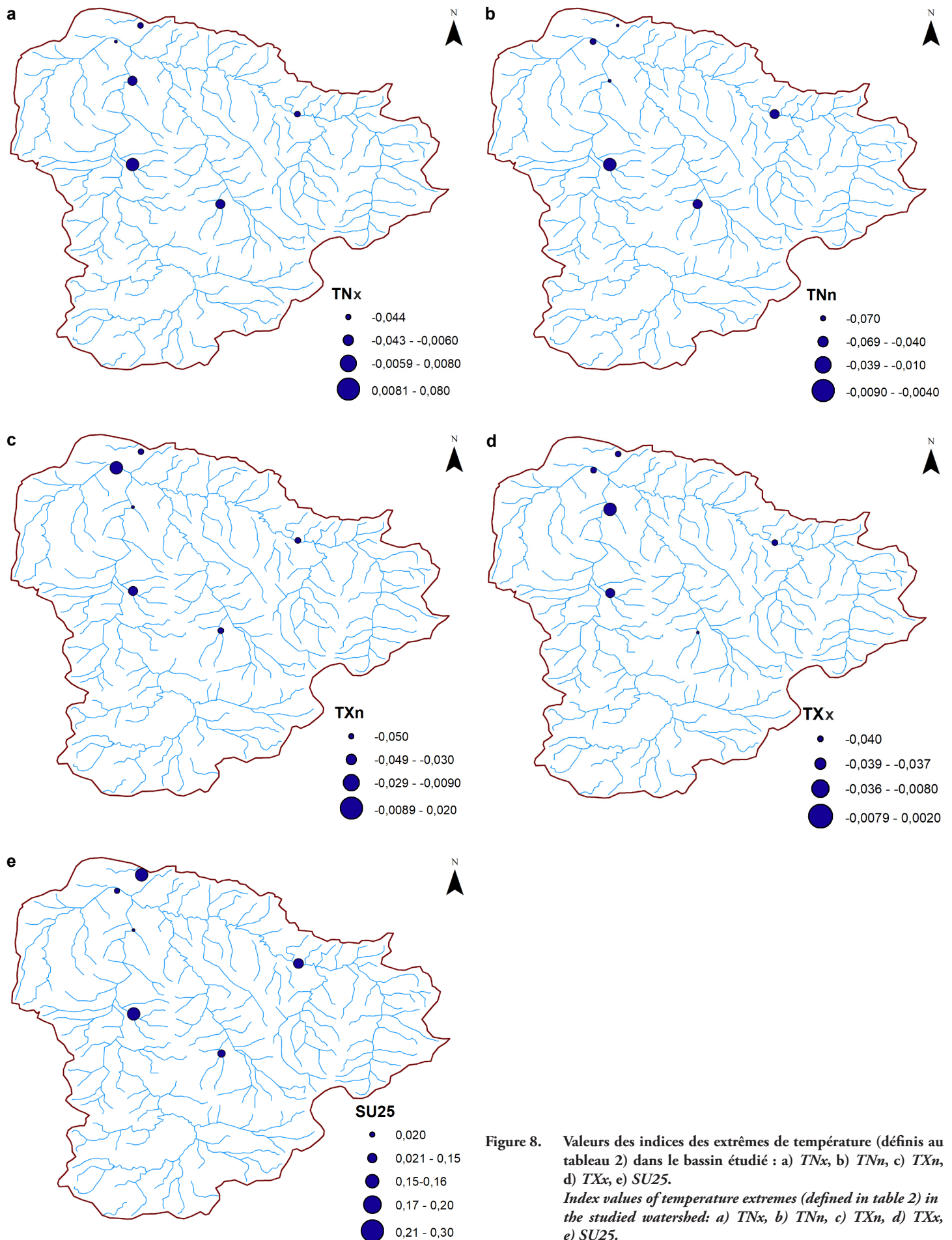


Figure 8. Valeurs des indices des extrêmes de température (définis au tableau 2) dans le bassin étudié : a) *TNx*, b) *TNn*, c) *TXn*, d) *TXx*, e) *SU25*.
*Index values of temperature extremes (defined in table 2) in the studied watershed: a) *TNx*, b) *TNn*, c) *TXn*, d) *TXx*, e) *SU25*.*

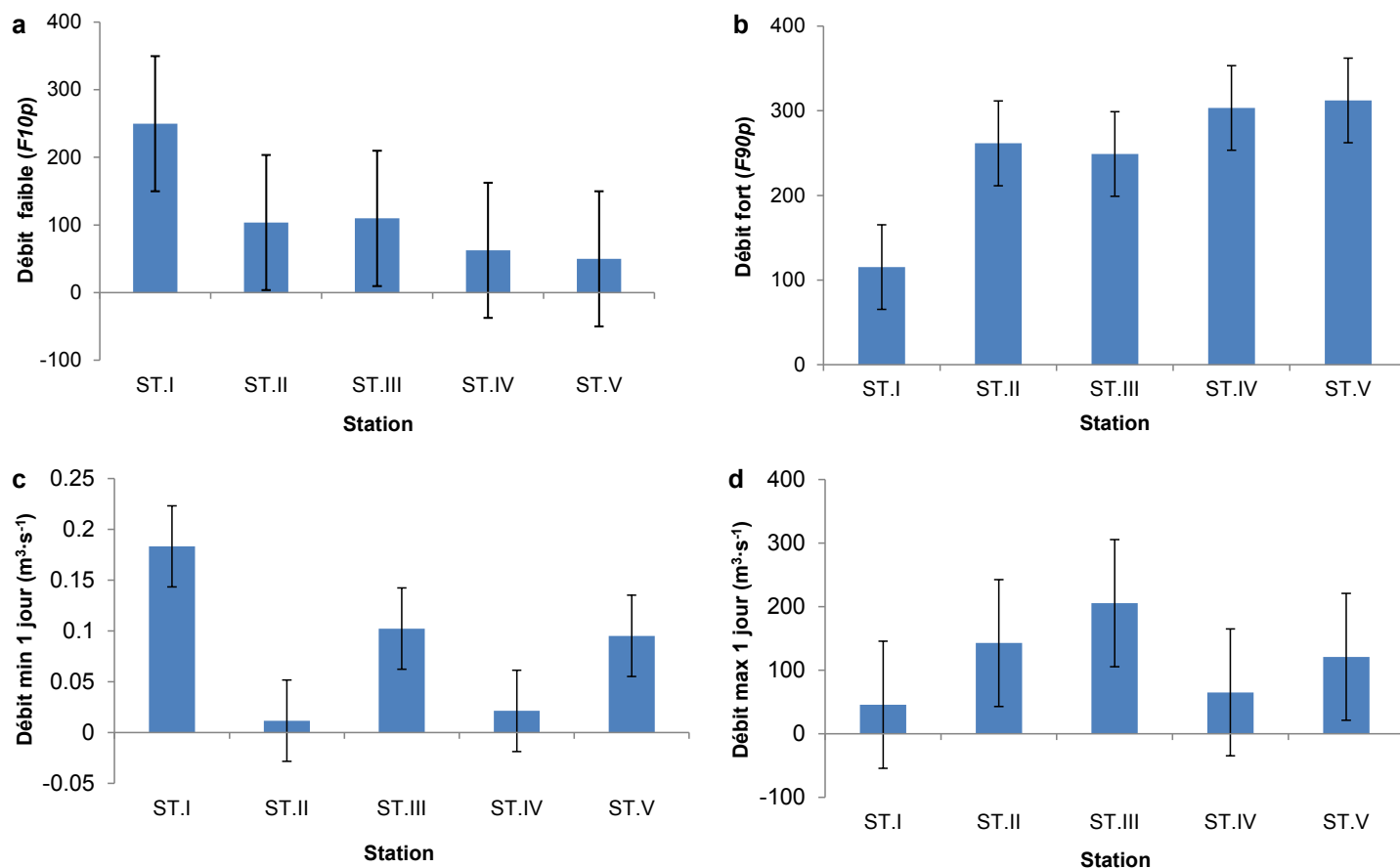


Figure 9. Débits par station : a) faible (F10p), b) fort (F90p), c) Fmin1day, d) Fmax1day. Stations: : I) Sidi Ali Ben Amar, II) Takhmert, III) Ain Hamara, IV) Sidi Abdelkader Djilali, V) oued El Abtal.

Discharges per station: a) low (F10p), b) strong (F90p), c) Fmin1day, d) Fmax1day. Stations: : I) Sidi Ali Ben Amar, II) Takhmert, III) Ain Hamara, IV) Sidi Abdelkader Djilali, V) oued El Abtal.

Tableau 9. Coefficients de corrélation de Kendall entre les indices de pluies annuelles, les indices de températures annuelles et les indices des débits (définis au tableau 2). Les valeurs significatives au niveau 5 % sont en gras.

Table 9. Kendall correlation coefficients between annual rainfall, annual temperature, and discharge indices (defined in table 2). Significant values at level 5% in bold.

		Rx1day	Rx5day	CDD	CWD	PRCPTOT	TNn	TNx	TXx	SU25	TXn	TR20
Station 2												
Station I	F90p	0,022	0,037	0,244	0,297	-0,007	-0,170	0,066	-0,022	-0,007	-0,185	0,015
	F10p	-0,022	-0,037	-0,244	-0,297	0,007	0,170	-0,066	0,022	0,007	0,185	-0,015
Station 4												
Station III	F90p	-0,140	-0,185	-0,119	-0,086	-0,258	-0,111	0,148	-0,163	-0,060	0,140	0,290
	F10p	0,140	0,185	0,119	0,086	0,258	0,111	-0,148	0,163	0,060	-0,140	-0,290
Station 5												
Station V	F90p	0,059	0,133	-0,052	-0,056	0,356	0,089	0,281	0,104	-0,007	0,267	0,442
	F10p	-0,059	-0,133	0,052	0,056	-0,356	-0,089	-0,281	-0,104	0,007	-0,267	-0,442
Station 5												
Station IV	F90p	-0,007	-0,002	-0,187	-0,290	-0,141	0,075	-0,406	-0,326	0,406	0,179	-0,141
	F10p	0,007	0,002	0,187	0,290	0,141	-0,075	0,406	0,326	-0,406	-0,179	0,141
Station 6												
Station II	F90p	0,037	0,185	-0,112	-0,347	-0,199	0,141	0,066	-0,125	0,067	0,244	0,178
	F10p	-0,037	-0,185	0,112	0,347	0,199	-0,141	-0,066	0,125	-0,067	-0,244	-0,178

température journalière est supérieur à 20 °C ($TR20$) et le nombre de jours de débits forts.

- Une corrélation négative statistiquement significative entre le nombre de jours dans l'année où le minimum de la température journalière est supérieur à 20 °C ($TR20$) et le nombre de jours de débits faibles pour la station 5 sachant que cette dernière enregistre une baisse des pluies.

À l'opposé, les indices de température minimale la plus élevée (TNx) pour la station 5 montrent une corrélation négative statistiquement significative avec le nombre de jours de débits forts et une corrélation positive statistiquement significative avec le nombre de jours de débits faibles de la station hydrométrique de Sidi Abdelkader Djilali (bassin de l'oued Haddad) (Tableau 9).

3.6 Discussion

Ce n'est pas une nouvelle que le climat change de manière significative avec le temps et que l'impact de ce changement pourrait avoir des conséquences négatives sur l'agriculture, les ressources en eau, l'environnement, la santé humaine et l'économie en Algérie. Cette étude a montré les tendances de 11 indices climatiques (PRCPTOT, $Rx1day$, $Rx5day$, CDD, CWD, $SU25$, $TR20$, TXx , TNx , TXn et TNn) et leur impact sur les ressources en eau dans le Nord-Ouest algérien en utilisant les données journalières de précipitations et de température de six stations météorologiques pour la période 1979-2013 et de débits de cinq stations hydrométriques pour une période allant de 39 années au nord à 21 années au sud dans le bassin de l'oued Mina. Le présent travail analyse la variabilité spatiale et temporelle des différents indices relatifs aux extrêmes pluviométriques, thermiques et hydrologiques. Plusieurs indices climatiques existent et peuvent être utilisés, mais notre choix a été fait sur les indices des extrêmes climatiques élaborés par l'ETCCDI afin de faciliter l'analyse des extrêmes de pluie et de température au cours de la dernière décennie. On note que le calcul des indices CWD et CDD a été, aussi, réalisé sur des chroniques de précipitations lissées afin de vérifier que les résultats restent cohérents avec ce qui a déjà été fait.

Les résultats ont montré que sur l'ensemble des stations, les précipitations totales annuelles des jours pluvieux ($RR \geq 1,0$ mm) ont connu une légère augmentation à partir de 1987 et 1996. Une baisse de jours de pluie consécutifs (CWD) en 1984, 1985 et 1991 a été observée sur l'ensemble des stations étudiées. L'indice $Rx1day$ a enregistré, aussi, une baisse en 1990 et 1991 sur toute la zone d'étude. Quant à l'indice $Rx5day$, la baisse était observée sur les stations 2, 3, 4, 5 et 6 en 1990 sauf pour la station 1 où cette baisse a été observée bien avant en 1986. L'indice de jours consécutifs secs (CDD) connaît une forte hausse sur la totalité des stations. Il y a une augmentation du nombre de nuits tropicales et de jours d'été pour les indices

$SU25$ et $TR20$. Le maximum de jours d'été est enregistré par la station 6 avec 212 jours en 1995 et le minimum a été enregistré par la station 4 avec 128 jours d'été en 1991. L'augmentation des nuits tropicales ($TR20$) a été observée de 1986 à 1991. Par contre, la baisse effective de cet indice a commencé à partir de 2003 sur l'ensemble des stations.

Un maximum des températures maximales (TXx) a été observé à la station 6 en 2001 et le maximum des températures minimales (TNx) a été enregistré par la station 1 en 2001. Par ailleurs, le minimum des températures minimales (TNn) enregistre une baisse à partir du milieu des années 1980, et ce, sur l'ensemble des stations d'étude et le minimum des températures maximales (TXn) a connu une baisse depuis la fin des années 1980 jusqu'au début des années 2000. Un retour à la baisse de cet indice a été, aussitôt, observé à partir de l'année 2000 sur l'ensemble des stations étudiées.

Sachant qu'il n'existe pas d'autocorrélation entre les séries des extrêmes hydroclimatiques, le test non paramétrique de Mann-Kendall a été utilisé pour identifier la tendance des séries. En effet, les statistiques S , R_p et la pente de Sen ont détecté un mélange de tendances négatives et positives pour les différentes stations. En outre, le test de Mann-Kendall (S) et le R_p indiquent qu'il y a une tendance décroissante du total annuel des pluies (PRCPTOT) pour les stations 2, 3, 4 et 5 et une tendance décroissante des indices de précipitation totale maximale d'un jour et de cinq jours pluvieux consécutifs ($Rx1day$ et $Rx5day$) pour les stations 4 et 5.

La pente de Sen, cependant, n'est pas très forte pour les stations 2, 3, 4 et 5, ce qui implique que la tendance n'est pas aussi forte par rapport aux autres stations. Toutefois, le résultat du test de Mann-Kendall est différent pour le reste des indices sur l'ensemble du bassin versant de l'oued Mina.

Ainsi, le nombre de jours d'été ($SU25$) présente les valeurs les plus élevées de la pente ($0,30 \text{ j}\cdot\text{an}^{-1}$) et la statistique S (68) avec une valeur p à deux faces bien inférieure (au niveau de confiance α de 5 %) pour la station 5 au nord du bassin de l'oued Mina.

En outre, à des niveaux de signification plus faibles ($\alpha = 10 \%$), une tendance significative au réchauffement a été observée pour toutes les stations, d'où on observe une augmentation du nombre de nuits et jours pour les deux indices $SU25$ et $TR20$. Aussi, l'indice du minimum des températures minimales (TNn) présentait un comportement similaire avec seulement des tendances négatives (6 stations), montrant que la température minimum diminue dans cette région. L'indice de température absolue TXx (valeur maximale annuelle de la température maximale quotidienne) présente un profil avec des changements négatifs importants. Il est possible d'observer dans l'indice du minimum des températures maximales (TXn)

un comportement similaire, avec seulement des tendances négatives (5 stations), montrant que la valeur minimale de la température maximale quotidienne diminue également.

Comme limite de l'étude, les indices de débits choisis dans ce travail sont des indices de seuils, à savoir $F_{min1day}$, $F_{max1day}$, F_{10p} et F_{90p} . Par ailleurs, les débits minimums des stations Ain Hamara, oued El Abtal et Sidi Abdelkader Djilali accusent une baisse continue. À la station de Sidi Abdelkader Djilali, les plus hautes valeurs de débit minimum ont été enregistrées en 1989.

Les valeurs des débits forts (F_{90p}) et des débits maximums (un jour) des oueds du bassin versant de l'oued Mina affichent une nette décroissance des écoulements. Par contre, les valeurs des débits faibles (F_{10p}) et les débits minimums (un jour) sont en forte croissance du nord vers le sud et d'est en ouest de la zone d'étude. Les débits forts accusent une baisse sur les oueds : Mina, Haddad et El Abd alors que les débits faibles sont en nette hausse dans ces trois cours d'eau analysés. L'obtention de ces résultats a été facilitée par le recours aux principaux indices définis par la communauté scientifique.

Ces résultats sont similaires à ceux obtenus par BRUNET *et al.*, (2007) ou HERTIG *et al.*, (2010) indiquant que ces changements sont régionaux, car ils affectent la partie occidentale du bassin méditerranéen. En ce qui concerne les précipitations, les tendances significatives ont été beaucoup moins nombreuses que celles de la température. Ces résultats sont en accord avec RÄISÄNEN *et al.* (2004) ou TRAMBLAY *et al.* (2013) qui ont observé que la moyenne de la réduction des précipitations en Afrique du Nord peut être associée à un nombre réduit de jours de précipitations.

En effet, l'analyse des stations climatiques montre un réchauffement qui se traduit par une hausse des nuits chaudes et des jours chauds. Les précipitations diminuent de façon graduelle dans l'ensemble du bassin d'étude. Cette baisse est matérialisée par une réduction des totaux pluviométriques annuels et des jours pluvieux consécutifs. Quant aux séquences sèches consécutives, aux intensités simples des pluies et aux jours extrêmement humides, la tendance est à la hausse.

La présente étude est une première étape visant à valider l'hypothèse de stationnarité pour plusieurs caractéristiques climatiques du Nord-Ouest de l'Algérie, étant donné que cette hypothèse a utilisé plusieurs méthodes de régionalisation. La baisse des débits est bien concomitante à celle des pluies, malgré la construction de nombreux ouvrages hydrauliques, qui auraient pu perturber le régime de l'oued Mina.

Cependant, il est nécessaire de développer des approches spécifiques adaptées aux conditions climatiques du Nord-Ouest de l'Algérie, en utilisant d'autres modèles climatiques régionaux à haute résolution (DRIOUECH *et al.*, 2009) ou des méthodes de réduction d'échelle statistique (JACOBEIT *et al.*, 2014) validé par rapport à la température observée et la précipitation. Au terme de cette étude, les modifications climatiques et hydrologiques induisent forcément des impacts sur les activités de l'homme et son environnement.

4. CONCLUSION

Le but de cette étude est de dresser une liste d'indicateurs climatiques critiques pour l'évaluation de leur impact sur les écoulements hydrologiques. Elle fournit une évaluation des tendances des températures et des indices de précipitations ainsi que leur impact sur les écoulements dans le bassin versant de l'oued Mina au Nord-Ouest de l'Algérie.

Les résultats montrent des tendances significatives dans les indices de température, ce qui correspond à la tendance au réchauffement dans cette région de l'Algérie. La fréquence des journées chaudes a augmenté, tandis que la fréquence des journées froides a diminué. Les indices de précipitations, constitués des précipitations annuelles totales, du nombre de jours de pluie, des précipitations mensuelles maximales sur un jour, des précipitations mensuelles consécutives maximales sur cinq jours ont augmenté alors que les jours de pluie consécutifs ont diminué. Avec une bonne gestion des systèmes d'irrigation, les activités agricoles peuvent toujours être efficaces dans cette région. En effet, la baisse de précipitations et l'augmentation de la température ont généré une baisse des ressources en eau, dont l'augmentation des jours de débits faibles et baisse des jours de débits forts.

REMERCIEMENTS

Merci à l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) pour les données hydrométriques et pluviométriques. Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet Jeunes Équipes Associés à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de l'École Nationale Supérieure d'Hydraulique (ENSH) Blida et le projet RHOLEX.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AGUILAR E., T.C. PETERSON, P. RAMREZ OBANDO, R. FRUTOS, J.A. RETANA, M. SOLERA, J. SOLEY, I. GONZALEZ GARCIA, R.M. ARAUJO, A. ROSA SANTOS, V.E. VALLE, M. BRUNET, L. AGUILAR, L.A. LVAREZ, M. BAUTISTA, C. CASTANON, L. HERRERA, E. RUANO, J.J. SINAY, E. SANCHEZ, G.I. HERNANDEZ OVIEDO, F. OBED, J.E. SALGADO, J.L. VAZQUEZ, M. BACA, M. GUTIERREZ, C. CENTELLA, J. ESPINOSA, D. MARTINEZ, B. OLMEDO, C.E. OJEDA ESPINOZA, R. NUNEZ, M. HAYLOCK, H. BENAVIDES et R. MAYORGA (2005). Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961-2003. *J. Geophys. Res.*, 110 (D23107), 1-15.
- ALEXANDER L.V., X. ZHANG, T.C. PETERSON, J. CAESAR, B. GLEASON, A.M.G. KLEIN TANK, M. HAYLOCK, D. COLLINS, B. TREWIN, F. RAHIMZADEH, A. TAGIPOUR, K. RUPA KUMAR, J. REVADEKAR, G. GRIFFITHS, L. VINCENT, D.B. STEPHENSON, J. BURN, E. AGUILAR, M. BRUNET, M. TAYLOR, M. NEW, P. ZHAI, M. RUSTICUCCI et J. L. VAZQUEZ AGUIRRE (2005). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, 111 (D05109), 1-22.
- ALPERT P., T. BEN-GAI, A. BAHARD, Y. BENJAMINI, D. YEKUTIELI, M. COLACINO, L. DIODATO, C. RAMIS, V. HOMAR, R. ROMERO, S. MICHAELIDES et A. MANES (2002). The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1-4.
- AMRAOUI L., M. ADAMA SARR et D. SOTO (2011). Analyse rétrospective de l'évolution climatique récente en Afrique du Nord-Ouest. *Physio-Géo*, 5, 125-142.
- AMYAY M., Z. NOUACEUR, A. TRIBAK, K.H. OKBA et A. TAOUS (2012). Caractérisation des événements pluviométriques extrêmes dans le moyen Atlas marocain et ses marges. *Actes du XXV^e colloque de l'association internationale de climatologie*, 5-8 septembre 2012, Grenoble, France, pp. 1-13.
- AVISSARR. et D. WERTH (2005). Global hydroclimatological teleconnections resulting from tropical deforestation. *J. Hydrometeorol.*, 6, 134-145.
- BAINES P.G. (2006). The late 1960s global climate shift and its influence on the Southern Hemisphere. *Proceedings of 8 ICSHMO*, 24-28 avril 2006, INPE, Foz do Iguaçu, Brésil, pp. 1477-1482.
- BASISTHA A., D. ARYA et N. GOEL (2009). Analysis of historical changes in rainfall in the Indian Himalayas. *Int. J. Climatol.*, 29, 555-572.
- BEKOUSSA B., M. MEDDI et H. JOURDE (2008). Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi-aride : le cas de la plaine de Ghriiss (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse*, 19, 173-184.
- BOUCHERF D. (2010). *Étude spatio-temporelle et prévision saisonnière des températures sur le Nord de l'Algérie*. Thèse de magister, Univ. Houari-Boumédiène, Algérie, 144 p.
- BRUNET M., P.D. JONES, J. SIGRO, O. SALADIE, E. AGUILAR, A. MOBERG, P.M. DELLAMARTA, D. LISTER, A. WALTHER et D. LOPEZ (2007). Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005. *J. Geophys. Res.*, 112 (D12117), 1-28.
- BRUNETTI M., M. MAUGERI et T. NANNI (2001). Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy. *Int. J. Climatol.*, 21, 861-871.
- BUFFONI L., M. MAUGERI et T. NANNI (1999). Precipitation in Italy from 1833-1996. *Theor. Appl. Climatol.*, 63, 33-40.
- BYUN H.R. et D.A. WILHITE (1999). Objective quantification of drought severity and duration. *J. Clim.*, 12, 2747-2756.
- CHAOUCHE K., L. NEPPEL, C. DIEULIN, N. PUJOL, B. LADOUCHE, E. MARTIN, D. SALAS et Y. CABALLERO (2010). Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean region in the context of climate change. *C.R. Geosci.*, 342, 234-243.
- CHRISTENSEN J.H., T. CARTERAND et F. GIORGI (2002). Prudence employs new methods to assess European climate change. *Eos*, 83, 1-2.

- CHRISTENSEN J.H., B. HEWITSON, A. BUSUIJAC, A. CHEN, X. GAO, I. HELD, R. JONES, R.K. KOLLI, W.T. KWON, R. LAPRISE, V. MAGAÑA RUEDA, L. MEARS, C.G. MENÉNDEZ, J. RÄISÄNEN, A. RINKE, A. SARR et P. WHETTON (2007) Regional climate projections. Dans : *Climate change 2007: the physical sciences basis, contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. SOLOMON S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K.B. AVERYT, M. TIGNOR et H.L. MILLER (éd.), Cambridge University Press, Cambridge/New York, États-Unis, Chap. 11, pp. 847-940.
- CLIMATE VARIABILITY AND PREDICTABILITY (CLIVAR) (2017). Expert team on climate change detection and indices (ETCCDI) du groupe conjoint de la Commission de climatologie et du CLIVAR. CCI/CLIVAR/JCOMM. <http://www.clivar.org> (consultation le 11 juillet 2017).
- DAHMEN E.R. et M.J. HALL (1990). *Screening of hydrological data: Tests for stationarity and relative consistency*. ILRI, Publication 49, Wageningen, Pays-Bas, 58 p.
- DECHEMI N., T. BENKACI et A. ISSOLAH (2003). Modélisation des débits mensuels par les modèles conceptuels et les systèmes neuro-flous. *J. Water Sci.*, 16, 407-424.
- DEMMAK A. et A. OULD AMARA (2001). *La sécheresse en Algérie des années 1970/1990 et son impact sur les ressources en eau*. Table ronde : sécheresse - changement climatique - désertification. MRE, OSS, Alger, Algérie, 14 p.
- DRIOUECH F., M. DÉQUÉ et A. MOKSSIT (2009). Numerical simulation of the probability distribution function of precipitation over Morocco. *Clim. Dyn.*, 32, 1055-1063.
- DRIOUECH F., M. DÉQUÉ et M. SÁNCHEZ-GÓMEZ (2010). Weather regimes - Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Global Planet. Change*, 72, 1-10.
- DUAN K. et T. YAO (2003). Monsoon variability in the Himalayas under the condition of global warming. *J. Meteorol. Soc. Jpn*, 81, 251-257.
- DUPLESSY J.C. (2001). État des connaissances et incertitudes sur le changement climatique induit par les activités humaines. *C.R. Acad. Sci.*, 333, 765-773.
- EXPERT TEAM ON CLIMATE CHANGE DETECTION AND INDICES (ETCCDI) (2016). RCLimDex, version 1.0. <http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml> (consultation le 7 juillet 2016).
- FRICH P., L.V. ALEXANDER, P. DELLAMARTA, B. GLEASON, M. HAYLOCK, A.M.G.K. TANK et T. PETERSON (2002). Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, 19, 193-212.
- HALLOUZ F., M. MEDDI et G. MAHE (2013). Modification du régime hydroclimatique dans le Bassin de l'oued Mina (Nord-Ouest d'Algérie). *J. Water Sci.*, 26, 33-38.
- HALLOUZ F. (2014). *Transport solide dans le bassin d'El Oued Mina et sédimentation du barrage SMBA*. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure d'Hydraulique de Blida, Algérie, 219 p.
- HASSANI M.I. (2008). Climat et ressources en eau au Maghreb. Tendances et impacts du changement global. *International Conference - Groundwater and Climate in Africa*, 24-28 juin 2008, Kampala, Uganda.
- HERNÁNDEZ P.A., C.H. GRAHAM, L.L. MASTER et D.L. ALBERT (2006). The effect of sample size and species characteristics on performance of different species distribution modeling methods. *Ecography*, 29, 773-785.
- HERTIG E., S. SEUBERT et J. JACOBET (2010). Temperature extremes in the Mediterranean area: trends in the past and assessments for the future. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 2039-2050.
- HOERLING M., J. EISCHEID, J. PERLWITZ, X. QUAN, T. ZHANG et P. PEGION (2012). On the increased frequency of Mediterranean drought. *J. Clim.*, 25, 2146-2161.
- JACOBET J., E. HERTIG, S. SEUBERT et K. LUTZ (2014). Application of statistical methods for regional climate change projections in the Mediterranean area. *Reg. Environ. Change*, 14, 1891-1906.
- JANCOVICI J.M. (2004). L'homme et l'énergie : des amants terribles. La Jaune et la Rouge, No 597. <https://www.lajauneetlarouge.com/lhomme-et-lenergie-des-amants-terribles/> (consultation en septembre 2018).
- JAVARI M. (2016). Trend and homogeneity analysis of precipitation in Iran. *Climate*, 4, 1-23.

- KENDALL M.G. (1938). A new measure of rank correlation. *Biometrika*, 30, 81-93.
- KENDALL M.G. (1975). *Rank correlation methods*. 4th Edition. Charles Griffin, Londres, Royaume-Uni, 202 p.
- KHOMSI K., G. MAHE, Y. TRAMBLAY, M. SINAN et M. SNOUSSI (2016). Regional impacts of global change: seasonal trends in extreme rainfall, run-off and temperature in two contrasting regions of Morocco. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 1079-1090.
- KIOUTSIOUKIS I., D. MELAS et C. ZEREFOS (2010). Statistical assessment of changes in climate extremes over Greece (1955-2002). *Int. J. Climatol.*, 30, 1723-1737.
- KLEIN TANK A.M.G. et G.P. KONNEN (2003) Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-1999. *J. Clim.*, 15, 3665-3680.
- KOSTOPOULOU E. et P. JONES (2005). Assessment of climate extremes in the Eastern Mediterranean. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 89, 69-85.
- KRUSKAL W.H. et W.A. WALLIS (1952). Use of ranks in one-criterion variance analysis. *J. Am. Stat. Assoc.*, 47, 583-621.
- KUMAR S., V. MERWADE, J. KAM et K. THURNER (2009). Streamflow trends in Indiana: effects of long term persistence, precipitation and subsurface drains. *J. Hydrol.*, 374, 171-183.
- LABORDE J.P., P. GOUBESVILLE, M. ASSABA, A. DEMMAK et L. BELHOULI (2010). Climate evolution and possible effects on surface water resources of North Algeria. *Curr. Sci.*, 98, 1-7.
- LANA X., M.D. MARTINEZ, C. SERRA et A. BURGUENO (2004). Spatial and temporal variability of the daily rainfall regime in Catalonia (Northeastern Spain) 1950-2000. *Int. J. Climatol.*, 24, 613-641.
- LEHMANN E.L. et H.J.M. D'ABRERA (1976). *Nonparametrics: statistical methods based on ranks*. Holden-Day, San Francisco, États-Unis, 457 p.
- LEROUX M. (2007). Les échanges méridiens commandent les changements climatiques. Séminaire de travail sur l'évolution du climat, 5 mars 2007, Académie des sciences, Paris, France, 12 p.
- LONGOBARDI A. et P. VILLANI (2010). Trend analysis of annual and seasonal rainfall time series in the Mediterranean area. *Int. J. Climatol.*, 30, 1538-1546.
- LOPEZ-MORENO J.I., S.M. VICENTE-SERRANO, E. MORAN-TEJEDA, J. ZABALZA, J. LORENZO-LACRUZ et J.M. GARCÍA-RUIZ (2011). Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the Ebro basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 311-322.
- LOREDANA P. (2008). *Extreme temperature events in the Mediterranean*. Thèse de doctorat, Univ. Bern, Suisse, 80 p.
- MCKEE T.B., N.J. DOESKEN et J. KLEIST (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology*, 17-22 janvier 1993, Anaheim (CA), États-Unis, pp. 179-184.
- MAHE G., S. SINGLA, F. DRIQUECH et K. KHOMSI (2011). Analyse de la persistance de ruptures dans des séries pluviométriques au Maroc en fonction de l'échelle spatiale et de la reconstitution des données. 4^e colloque international ressources en eau et développement durable (CIRED 4), 22-23 février 2011, Blida, Algérie.
- MAHERAS P., K. TOLIKA et C. ANAGNOSTOPOULOU (2008). Relations entre les précipitations moyennes et extrêmes et les types de circulation atmosphérique en Belgique. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 51, 115-125.
- MANN H.B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13, 245-259.
- MASSOUANGUI KIFOUALA M. et A. KANGA (2012). *Analyse des indices des extrêmes climatiques et hydrologiques en République du Congo de 1950 à 2012*. Ministère de l'Économie Forestière et du Développement Durable (MEFDD), Programme d'adaptation en Afrique (PPA), Rapport de consultance, Congo, 123 p.
- MATARI A. et A. DOUGUEDROIT (1995). Chronologie des précipitations et des sécheresses dans l'ouest Algérien. Les stratégies pour le contrôle des sécheresses. 9^e conférence régionale afro-asiatique des irrigations et du drainage, 5-6 juin 1995, Alger, Algérie, Compte rendu, pp. 166-278.
- MBAYE M., G. MAHE, E. SERVAT, R. LAGANIER, S. BIGOT, O. DIOP et J.F. GUEGAN (2009). Ressources en eau et santé publique au Sahel : exemple de la propagation des maladies infectieuses à Saint-Louis (Sénégal). *Sécheresse*, 20, 161-170.
- MEDDI M. (1992). *Hydro-pluviométrie et transport solide dans le bassin-versant de l'Oued Mina (Algérie)*. Thèse de doctorat, Univ. Louis Pasteur, France, 285 p.

- MEDDIM. et J. HUMBERT (2000). Variabilité pluviométrique dans l'Ouest algérien durant les cinq dernières décennies. *13^e colloque de l'Association internationale de climatologie*, 6-8 septembre 2000, Nice, France.
- MEDDI M., P. HUBERT et H. BENDJOUDI (2002). Évolution du régime pluviométrique du Nord-Ouest de l'Algérie. *Colloque international sur l'eau dans le Bassin méditerranéen (WATMED), Ressources et développement durable*, 10-13 octobre 2002, Monastir, Tunisie.
- MEDDI M. et P. HUBERT (2003). Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. Dans : *Hydrology of the Mediterranean and semiarid regions*. SERVAT E., W. NAJEM, C. LEDUC et A. SHAKEEL (éd.), IAHS Publication No 278, Wallingford, Royaume-Uni, pp 1-7.
- MEDDI H. et M. MEDDI (2007). Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du Nord-Ouest de l'Algérie. *Geographia Technica*, 2, 49-55.
- MEDDI M., A. ASSANI et H. MEDDI (2010). Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, Northwestern Algeria. *Water Resour. Manage.*, 24, 3817-3833.
- MEDJERAB A. (2005). *Étude pluviométrique de l'Algérie Nord-Occidentale*. Thèse de doctorat, Univ. des sciences et de la technologie Houari-Boumédiène, Algérie, 569 p.
- MERABTI A., M. MEDDI, D.S. MARTINS et L.S. PEREIRA (2018). Comparing SPI and RDI applied at local scale as influenced by climate. *Water Resour. Manage.*, 32, 1071-1085.
- MITCHELL J.M. Jr., B. DZERDZEEVSKII, H. FLOHN, W.L. HOFMEYER, H.H. LAMB, K.N. RAO et C.C. WALLÉN (1966). *Climatic change: Report of a working group of the Commission for Climatology*. Note technique No 79, Organisation météorologique mondiale (OMM), Genève, Suisse, 79 p.
- MORAN-TEJEDA E., J. ZABALZA, K. RAHMAN, A. GAGO-SILVA, J.I. LOPEZ-MORENO, S. VICENTE-SERRANO, A. LEHMANN, C.L. TAGUE et M. BENISTON (2014). Hydrological impacts of climate and land-use changes in a mountain watershed: uncertainty estimation based on model comparison. *Ecohydrol.*, 8, 1396-1416.
- MOSMANN V., A. CASTRO, R. FRAILE, J. DESSENS et J.L. SÁNCHEZ (2004). Detection of statistically significant trends in the summer precipitation of mainland Spain. *Atmos. Res.*, 70, 43-53.
- MOTIEE H. et E. MCBEAN (2009). An assessment of long term trends in hydrologic components and implications for water levels in Lake Superior. *Hydrol. Res.*, 40, 564-579.
- NAIR U.S., R.O. LAWTON, R.M. WELCH et R.A. PIELKE (2003). Impact of land use on Costa Rican tropical montane cloud forests: Sensitivity of cumulus cloud field characteristics to lowland deforestation. *J. Geophys. Res.*, 108, 1-13.
- NORRANT C. et A. DOUGUEDROIT (2006). Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000). *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 89-106.
- NOUACEUR Z. (2010). Évaluation des changements climatiques au Maghreb. Étude du cas des régions du quart nord-est algérien. *Actes du XXIII^e colloque de l'Association internationale de climatologie : Risques et changements climatiques*. Rennes, France, pp. 463-468.
- NOUACEUR Z. (2011). Vers un retour des pluies sur la rive sud du Bassin méditerranéen occidental : analyse et évaluation de la tendance pluviométrique sur plus d'un demi-siècle. *Ann. Valahia Univ. Târgoviște. Geogr. Ser.*, 11, 32-6.
- NOUACEUR Z., I. TURKI et B. LAIGNEL (2013). Changements climatiques au Sahel : des conditions plus humides et plus chaudes en Mauritanie? *Sécheresse*, 24, 85-95.
- ORGANISATION METEOROLOGIQUE MONDIALE (OMM) (2013). 2001-2010, une décennie d'extrêmes climatiques. Communiqué de presse No 976. <https://public.wmo.int/fr/medias/nouvelles/2001-2010-une-d%C3%A9cennie-d'extr%C3%AAmes-climatiques> (consultation le 27 mars 2018).
- PIELKE R., J. ADEGOKE, A. BELTRAN-PRZEKURAT, C.A. HIEMSTRA, J. LIN, U.S. NAIR, D. NIYOGI et T.E. NOBIS (2007). An overview of regional land-use and land-cover impacts on rainfall. *Tellus*, 59B, 587-601.
- PIZARRO R., R. VALDÉS, P. GARCÍA-CHEVESICH, C. VALLEJOS, C. SANGÜESA, C. MORALES, F. BALOCCHI, A. ABARZA et R. FUENTES (2012). Latitudinal analysis of rainfall intensity and mean annual precipitation in Chile. *Chil. J. Agric. Res.*, 72, 252-261.

- RÄISÄNEN J., U. HANSSON, A. ULLERSTIG, R. DOSCHER, L.P. GRAHAM, C. JONES, H.E.M. MEIER, P. SAMUELSSON et U. WILLEN (2004). European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Clim. Dyn.*, 22, 13-31.
- RENARD B., M. LANG, P. BOIS, A. DUPEYRAT, O. MESTRE, H. NIEL, E. SAUQUET, C. PRUDHOMME, S. PAREY, E. PAQUET, L. NEPPEL et J. GAILHARD (2008). Regional methods for trend detection: assessing field significance and regional consistency. *Water Resour. Res.*, 44, 1-17.
- RUSTICUCCI M. et M. BARRUCAND (2004). Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. *J. Clim.*, 17, 4099-4107.
- SAHIN S. et H. KEREM CIGIZOGLU (2010). Homogeneity analysis of Turkish meteorological data set. *Hydrol. Process.*, 24, 981-992.
- SEBBAR A., H. FOUGRACH, M. HSAIN, A. SALOUI et W. BADRI (2011). Étude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Sécheresse*, 22, 139-148.
- SEBBAR A., H. FOUGRACH, M. HSAIN et W. BADRI (2012). Étude des variations climatiques de la région Centre du Maroc. *Actes du colloque de l'Association internationale de climatologie*, 5-8 septembre 2012, Grenoble, France, Vol. 1, pp. 709-714.
- SELESKI Y. (2004). Recent change in rainfall and rainy days in Ethiopia. *Int. J. Climatol.*, 24, 973-983.
- SEN P.K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *J. Am. Stat. Assoc.*, 63, 1379-1389.
- SERRANO A., V.L. MATEOS et J.A. GARCÍA (1995). Trend analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921-1995. *Phys. Chem. Earth*, 24, 85-90.
- SILLMANN J. et E. ROECKNER (2008). Indices for extreme events in projections of anthropogenic climate change. *Clim. Change*, 86, 83-104.
- SINGLA S., G. MAHE, C. DIEULIN, F. DRIOUECH, M. MILANO, F.Z. EL GUELAI et S. ARDOIN-BARDIN (2010). Évolution des relations pluie débit sur des bassins versants du Maroc. Dans : *Global change: Facing risks and threats to water resources*. SERVAT E., S. DEMUTH, A. DEZETTER et T. DANIELL (éd.), IAHS Publication No 340, Wallingford, Royaume-Uni, pp. 679-687.
- SIROIS A. (1998). A brief and biased overview of time series analysis or how to find that evasive trend. Dans : *WMO report No. 133, WMO/EMEP Workshop on Advanced Statistical Methods and their Application to Air Quality Data Sets*. Organisation météorologique mondiale, Helsinki, Finlande, pp. 14-18.
- SNEYERS R. (1990). *On the statistical analysis of series of observations*. Organisation météorologique mondiale, Note technique No. 143, Genève, Suisse, 218 p.
- SOUSA P.M., R.M. TRIGO, P. AIZPURUA, R. NIETO, L. GIMENO et R. GARCIA-HERRERA (2011). Trends and extremes of drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 33-51.
- SPEARMAN C.E. (1904). The proof and measurement of association between two things. *Am. J. Psychol.*, 15, 72-101.
- STATISTICA (2018). Test de Kruskal-Wallis. <https://www.statsoft.fr/concepts-statistiques/glossaire/t/test-kruskal.html> (consultation le 11 mars 2018).
- SU B., T. JIANG et W. JIN (2006). Recent trends in observed temperature and precipitation extremes in the Yangtze River basin, China. *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 139-151.
- SVENSMARK H. et E. FRIIS-CHRISTENSEN (2007). *Reply to Lockwood and Fröhlich - The persistent role of the Sun in climate*. Danish National Space Center, Rapport scientifique 3/2007, Danemark, 6 p.
- TAIBI S., M. MEDDI et G. MAHE (2015a). Évolution des pluies extrêmes dans le bassin du Chécliff (Algérie) au cours des 40 dernières années 1971-2010. *Proc. IAHS*, 369, 175-180.
- TAIBI S., M. MEDDI, G. MAHÉ et A. ASSANI (2015b). Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall. *Theor. Appl. Climatol.*, 127, 241-257.
- TALIA A. (2002). *Évolution des régimes pluviométrique et hydrologique du Nord de l'Algérie*. Mémoire de magister, Centre Universitaire de Mascara, Algérie, 162 p.
- TAYYAB M., X. DONG, I. AHMAD, A. ZAHRA, J. ZHOU, X. ZENG et A. SHAKOOR (2019). Identifying half-century precipitation trends in a Chinese Lake basin. *Pol. J. Environ. Stud.*, 28, 1397-1412.

- THEIL H. (1950). A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis I, II, III. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 53, 386-392, 512-525, 1397-1412.
- TOUAZI M., N. BHIRY, J. LABORDE et F. ACHOUR (2011). Régionalisation des débits moyens mensuels en Algérie du nord. *J. Water Sci.*, 24, 177-191.
- TOUMI S. (2014). *Application des techniques nucléaires et de la télédétection à l'étude de l'érosion hydrique dans le bassin versant de l'oued Mina*. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure d'Hydraulique de Blida, Algérie, 189 p.
- TRAMBLAY Y., S. EL ADLOUNI et E. SERVAT (2013). Trends and variability in extreme precipitation indices over North Africa. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 3235-3248.
- TOSIC I. (2004). Spatial and temporal variability of winter and summer precipitation over Serbia and Montenegro. *Theor. Appl. Climatol.*, 77, 47-56.
- VANNITSEM S. et G. DEMARÉE (1991). Détection et modélisation des sécheresses au Sahel, Propositions d'une nouvelle méthodologie. *Hydrologie Continentale*, 6, 155-171.
- VINCENT L.A., T.C. PETERSON, V.R. BARROS, M.B. MARINO, M. RUSTICUCCI, G. CARRASCO, E. RAMIREZ, L.M. ALVES, T. AMBRIZZI, M.A. BERLATO, A.M. GRIMM, J.A. MARENGO, L. MOLION, D.F. MONCUNILL, E. REBELLO, Y.M. ANUNCIAÇÃO, J. QUINTANA, J.L. SANTOS, J. BAEZ, G. CORONEL, J. GARCIA, I. TREBEJO, M. BIDEGAIN, M.R. HAYLOCK et D. KAROLY (2005). Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *J. Clim.*, 18, 5011-5023.
- WIDMANN M. et C. SCHÄR (1997). A principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland. *Int. J. Climatol.*, 17, 1333-1356.
- WIJNGAARD J.B., A.M.G. KLEIN TANK et G.P. KONNEN (2003). Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *Int. J. Climatol.*, 23, 679-692.
- XL-STAT (2014). Logiciel statistique. Version du 3 mars 2014, <https://www.xlstat.com> (consultation le 11 mars 2018).
- YUE S. et C.Y. WANG (2002). Regional streamflow trend detection with consideration of both temporal and spatial correlation. *Int. J. Climatol.*, 22, 933-946.
- YUE S. et C.Y. WANG (2004). The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. *Water Resour. Manage.*, 18, 201-218.
- ZHANG X. et F. YANG (2004). *RClimDex (1.0). User Manual*. Climate Research Branch Environment, Downsview (ON), Canada, 23 p.
- ZHANG Q., C. LIU, C.Y. XU, Y. XU et T. JIANG (2006). Observed trends of annual maximum water level and streamflow during past 130 years in the Yangtze River basin, China. *J. Hydrol.*, 324, 255-265.
- ZHANG X., L. ALEXANDER, G.C. HEGERL, P. JONES, A.K. TANK, T.C. PETERSON, B. TREWIN et F.W. ZWIERS (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *WIREs Clim. Change*, 2, 851-870.
- ZHAO F.F., Z.X. XU, L. ZHANG et D. ZUO (2009). Streamflow response to climate variability and human activities in the upper catchment of the Yellow River Basin. *Sci. China Ser E-Tech Sci.*, 52, 3249-3256.